



Capítulo

# 8

## Estratigrafia e modelos deposicionais carbonáticos do Pré-sal da Bacia de Santos

### AUTORES

Carlos César de Araújo<sup>1</sup> ([ccaraujo@petrobras.com.br](mailto:ccaraujo@petrobras.com.br)), Vanessa Madrucci<sup>1</sup>, Paulo Augusto Moretti Júnior<sup>1</sup>, Reynaldo Pires da Silva Filho<sup>1</sup>, Adali Ricardo Spadini, Peter Homewood<sup>2</sup>, Monique Mettraux<sup>2</sup>, Camila Wense Ramnani<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Petrobras

<sup>2</sup> GeosolutionsTRD

Palavras-chave: Andar Alagoas, Jiquiá, Aptiano, Rochas Carbonáticas, Plataformas Carbonáticas

### RESUMO

Campos gigantes e supergigantes de alta produtividade na seção Pré-sal da Bacia de Santos são constituídos predominantemente por fácies carbonáticas lacustres e selados por espessa camada de evaporitos. Estas fácies são aqui descritas e interpretadas com base em dados de subsuperfície, adquiridos a partir da perfuração de centenas de poços e imageamento sísmico em mais de uma década de exploração e produção. Depósitos bioclásticos de moluscos bivalves do Barremiano/Aptiano, denominados coquinas do andar local Jiquiá, ocorrem sobre blocos altos falhados, formados durante a tectônica rifte, em morfologias herdadas do embasamento, intercalados com fácies ricas em matéria orgânica em camadas conformantes contínuas nos baixos adjacentes, em ambiente de água doce a salobra. As rochas carbonáticas

do Aptiano, andar local Alagoas, são depósitos autóctones bioquímicos representados por laminitos e arbustos fasciculares (estromatolitos) que se depositaram em condições alcalinas, sobre altos herdados do embasamento e em contexto de subsidência térmica flexural com menor influência de falhas. Sua gênese está relacionada à influência microbiana e aos processos abióticos responsáveis pela deposição de camadas de carbonatos com centenas de metros de espessura. As morfologias carbonáticas clássicas de plataformas de topo plano, plataformas anelares com bordas proeminentes, plataformas em rampa e construções isoladas são reconhecidas nos andares Jiquiá e Alagoas. Neste contexto, processos físicos controlaram a sedimentação das conchas de moluscos, gerando os reservatórios do Jiquiá, enquanto processos ecológicos/organoquímicos controlaram a sedimentação Alagoas. Em termos de preenchimento deposicional, os padrões de empilhamento de fácies variam de acordo com as arquiteturas deposicionais, assim as acumulações bioclásticas Jiquiá apresentam padrões progracionais em direção as áreas com espaço de acomodação remanescente, enquanto as construções isoladas (*buildups*) do Alagoas apresentam empilhamentos espessos transgressivos, assim como ocorre nas rampas íngremes. As rampas suaves e plataformas internas apresentam espessos pacotes de fácies autóctones acumuladas em padrão agradacional e regressivo. Conclui-se que estas características permitem o uso do clássico conceito de fábrica carbonática em zonas fóticas e rasas, conceito aplicado a ambiente marinho, para explicar a sedimentação em ambiente continental lacustre, e cujas principais evidências são as dimensões e as formas das plataformas, seu padrão de evolução e sua relação com as fábricas carbonáticas dos andares Jiquiá e Alagoas.

## 1. INTRODUÇÃO

Reservatórios carbonáticos contêm mais de 50% das reservas mundiais de hidrocarbonetos no mundo, a maior parte delas concentradas no Oriente Médio, onde situam-se os maiores campos petrolíferos conhecidos, como Ghawar na Arábia Saudita, Campo de Gachsaran no Irã e os supergigantes Tengiz e Kachagan no Cazaquistão (Mar Cáspio). Em todos os campos citados, as rochas carbonáticas, que constituem os reservatórios, foram depositadas especialmente em plataformas de ambiente marinho. Já nas grandes descobertas do Pré-sal, da costa sudeste do Brasil, os reservatórios carbonáticos foram também depositados em grandes plataformas carbonáticas, mas em ambiente lacustre. Na província petrolífera do Pré-sal, que abrange as bacias de Santos e de Campos, foram descobertos vários campos gigantes e supergigantes, merecendo destaque entre as várias acumulações os campos de Tupi, Mero e Búzios, na Bacia de Santos, com reservas superiores a 5 bilhões de barris. Nesses campos têm se obtido elevadas produções, com vários poços atingindo a notável marca de 60.000 barris de óleo equivalente por dia (Abelha e Petersohn, 2019), números excepcionais que os colocam ao nível dos maiores poços produtores ao longo da história da indústria do petróleo.

Devido à importância econômica das descobertas de petróleo em reservatórios de idades Jiquiá (Barremiano/Aptiano) e Alagoas (Aptiano) na Bacia de Santos (Carminatti *et al.*, 2008; Formigli *et al.*, 2009; Haddad e Giuberti, 2010), ocorreu uma contínua e rápida evolução no entendimento do contexto deposicional e estratigráfico.

Inúmeros estudos foram e têm sido realizados pela Petrobras, que incluem análises químicas e sedimentológicas de detalhe, análises petrográficas, empilhamento de fácies, associação de fácies, correlações estratigráficas de alta resolução, análises sismoestratigráficas e análise da evolução das fábricas carbonáticas no tempo (Spadini *et al.*, 2009; Terra *et al.*, 2010; Araújo *et al.*, 2013, Muniz e Bosence, 2015; Santos, 2015; Madrucci, 2017; Farias *et al.*, 2019; Madrucci *et al.*, 2019; Gomes *et al.*, 2020; Leite *et al.*, 2020; Lima *et al.*, 2020, Araújo *et al.*, 2022).

As primeiras amostras do Pré-sal de Idade Alagoas da Bacia de Santos foram obtidas em 1978 do poço 1-RJS-99 (Pereira e Feijó 1994; Dias, 1998). Já em meados dos anos 2000, Formigli *et al.* (2008) indicaram a ocorrência de carbonatos *in situ* e retrabalhados semelhantes aos amostrados no Andar Alagoas na Bacia de Campos (Dias, 1998), porém com melhores características permo-porosas e intervalos mais espessos, da ordem de centenas de metros. Estes carbonatos também apresentavam similaridades com carbonatos microbianos recentes de lagunas, como a Lagoa Salgada e Lagoa Vermelha na costa do Rio de Janeiro (Vasconcelos *et al.*, 1995). Isto levou a interpretação de uma origem microbiana para estas fácies reservatório, conforme anteriormente interpretado na Bacia de Campos por Dias (1998). Neste sentido, para compor uma visão ampla em termos de modelo deposicional, evidências sobre a gênese dos carbonatos como sendo biótica (organomineralização induzida e influenciada) e/ou abiótica são apresentadas neste capítulo. Por outro lado, as amostras de Idade Jiquiá identificadas na Bacia de Santos são predominantemente

coquinas, compostas por conchas de moluscos bivalves, como já reconhecido na Bacia de Campos em poços perfurados desde a década de 1970 (Bertani e Carozzi, 1985a, Bertani e Carozzi, 1985b; Dias, 1991; Dias *et al.*, 1998; Carvalho *et al.*, 2000; Muniz e Bosence, 2015; Oliveira *et al.*, 2019). Historicamente este tem sido um importante objetivo exploratório e o *play* demonstrou sua importância em Santos, com os excelentes resultados obtidos nos poços 2-ANP-01-RJS e 2-ANP-02A-RJS (Franco-Búzios e Libra-Mero).

Este capítulo tem por objetivo apresentar os principais modelos deposicionais das seções Jiquiá e Alagoas da Bacia de Santos, e a evolução das morfologias das plataformas carbonáticas, além de discutir a origem das fácies reservatório. Os modelos deposicionais foram baseados nas principais fácies e seus processos sedimentares, nos elementos deposicionais e/ou arquiteturais (termos aqui considerados equivalentes), nas correlações estratigráficas, na análise do espaço de acomodação e morfologias sísmicas.

Neste sentido, pretende-se sumarizar o entendimento do arcabouço estratigráfico e sedimentológico, apresentar uma comparação entre os aspectos petrológicos e petrofísicos das fácies do Pré-sal e associá-los às permo-porosidades dos reservatórios Jiquiá e Alagoas que dão suporte aos modelos deposicionais. Por fim, busca-se demonstrar a evolução de distintas morfologias das fábricas carbonáticas como reflexo de diferentes modelos deposicionais.

## 2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A despeito da ampla distribuição das rochas sedimentares no Pré-sal da Bacia de Santos, atualmente a área de ocorrência dos principais depósitos localiza-se a aproximadamente 250 km ao sul-sudeste da cidade do Rio de Janeiro, região nordeste da bacia, Platô de São Paulo (Figura 2.1). Nesta região, ocorrem importantes reservatórios carbonáticos de idade Alagoas e Jiquiá (andares locais) saturados por hidrocarbonetos.

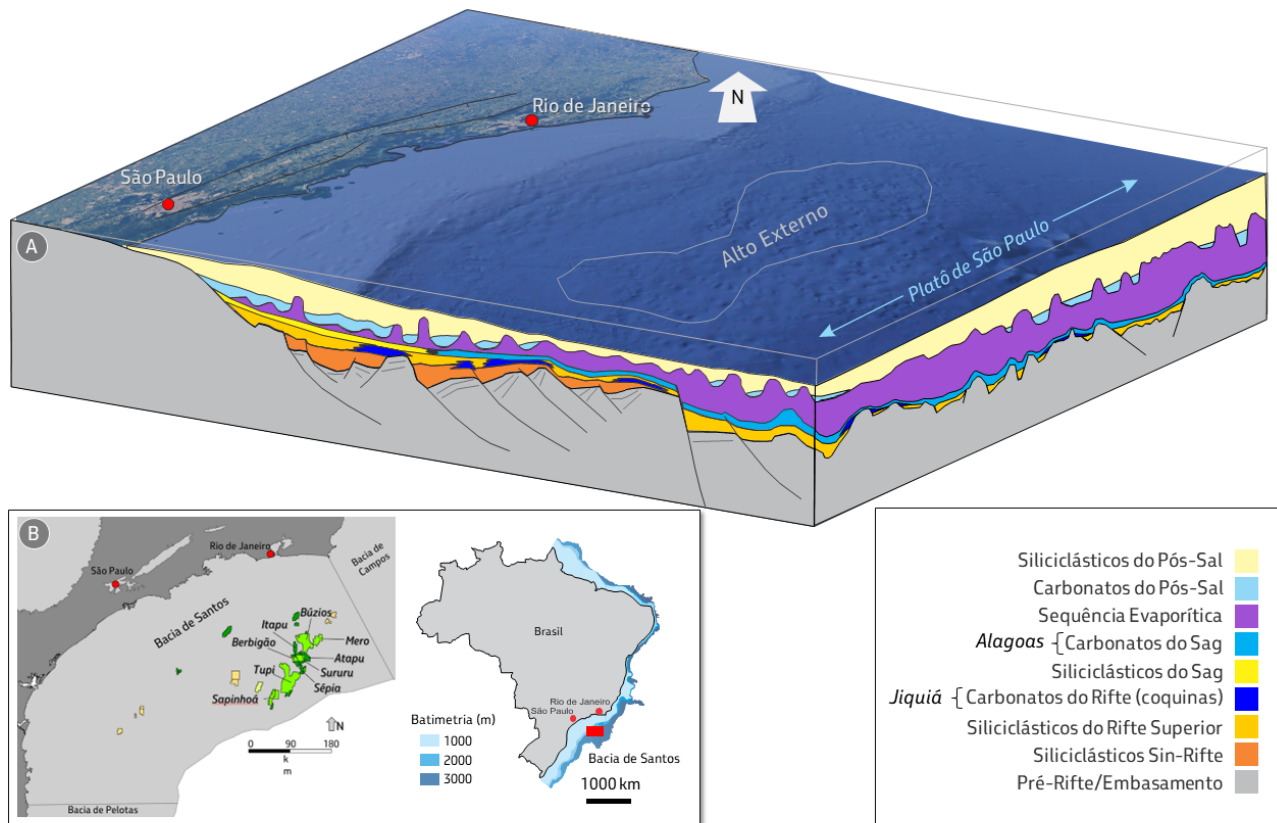


Figura 2.1: Bloco diagrama com as principais feições geológicas em seções esquemáticas (A, modificado de Araújo *et al.* 2022); e mapa de localização da Bacia de Santos com principais campos de produção de petróleo no Pré-sal (B).

As plataformas carbonáticas lacustres descritas neste capítulo são exemplos interpretados com base em fácies do Aptiano sobre altos do embasamento, na região do Alto Externo da Bacia de Santos (Figura 2.1). O embasamento cristalino nesta área é formado por rochas metamórficas e ígneas pré-cambrianas da Faixa Ribeira. Acima podem ocorrer sequências mesozoicas da Bacia do Paraná e sobre estas os basaltos da Fm. Camboriú, os quais têm idade absoluta de 130 Ma e são interpretados como embasamento econômico segundo Moreira *et al.* (2007).

Em termos litoestratigráficos, os andares Jiquiá e Alagoas contêm as Formações Itapema, Barra Velha e Ariri, pertencentes ao Grupo Guaratiba (Figura 2.2).

A Formação Itapema é sobreposta à Formação Piçarras e sotoposta à Formação Barra Velha. É composta por rochas carbonáticas esqueléticas de moluscos bivalves (“coquinas”) que variam lateralmente para lamitos e margas ricos em matéria orgânica. Estas sucessões sedimentares ocorrem localmente intercaladas com fácies de rochas ígneas e frequentemente apresentam intraclastos de rochas basálticas. A Formação Itapema ocorre somente em subsuperfície e sua seção tipo foi definida no poço 1-RJS-625 (Moreira *et al.*, 2007), no qual, a partir de amostras de calha, foi registrada a ocorrência da biozona NRT-010 (ostracodes não-marinhos), além de litologias como folhelhos, margas, calcilutitos, arenitos e calcarenitos. No entanto, sem a ocorrência das fácies mais conspícuas desta formação, as “coquinas”.

A Formação Barra Velha é composta por calcários autóctones calcíticos e dolomíticos, organoquímicos, como estromatolitos, esferulititos e laminitos, e fácies alóctones intraclásticas (*rudstones*, *grainstones* e *packstones*) que variam lateralmente para fácies carbonáticas de baixa energia, como esferulititos e estromatolitos com argilas

magnesianas, bem como fácies finas como *mudstones*, margas e laminitos. A Fm. Barra Velha também ocorre somente em subsuperfície e foi definida por Moreira *et al.* (2007) no poço 1-RJS-625, com a identificação da biozona de ostracodes não marinhos NRT-011 em amostras de calha.

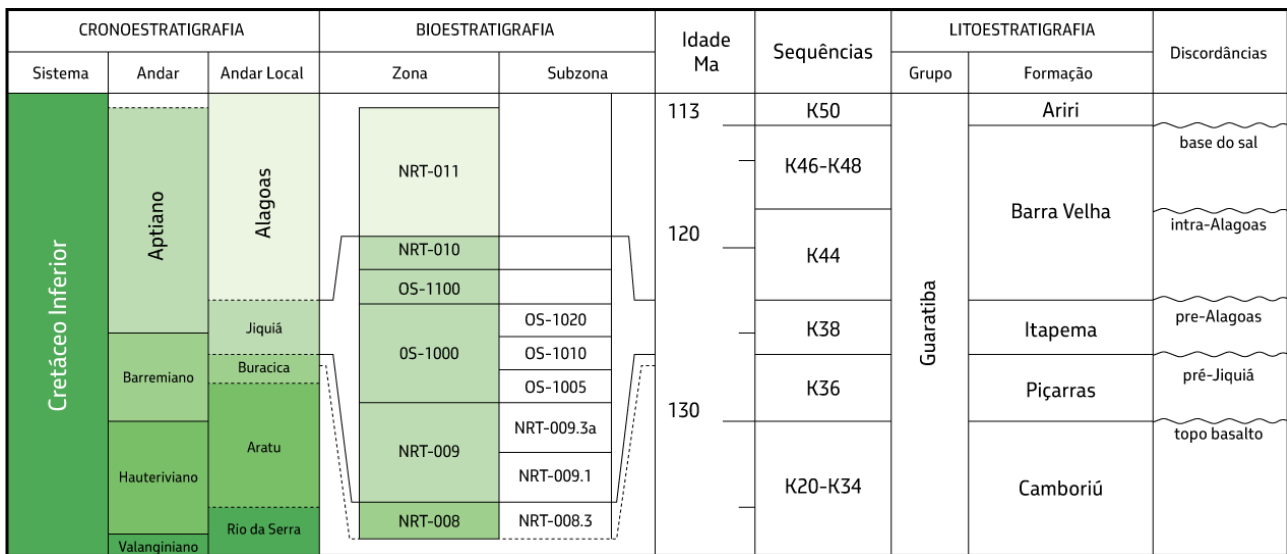


Figura 2.2: Carta estratigráfica com ênfase no Cretáceo Inferior, Bacia de Santos (adaptado de Moreira *et al.*, 2007; Beurlen *et al.*, 2007).

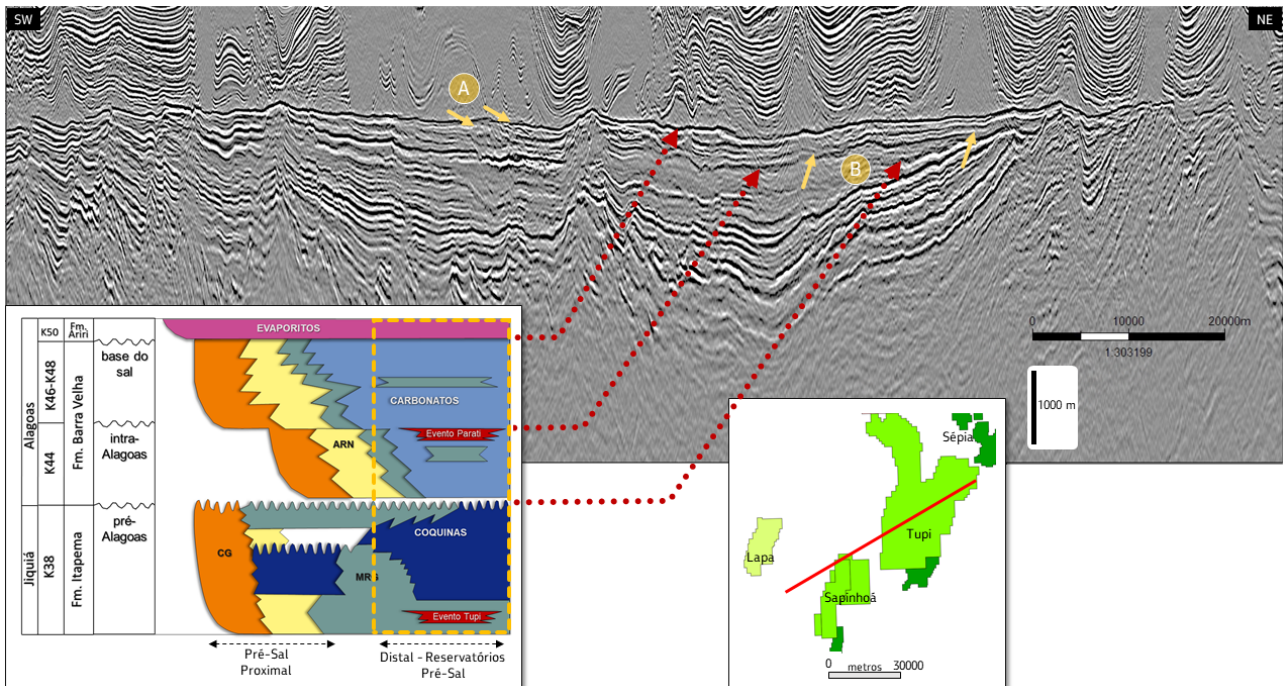


Figura 2.3: Seção sísmica correlacionada à carta estratigráfica esquemática (modificada de Moreira *et al.*, 2007) com andares locais e seqüências (profundidade em metros, amplitude, migração em profundidade pré-empilhamento). O retângulo pontilhado amarelo na carta estratigráfica (regiões mais distais) destaca a posição aproximada da estratigrafia observada na sísmica. As Sequências K46-K48 são observadas como refletores paralelos a subparalelos e sigmoidais (A) enquanto nas Sequências K38 e K44 são observadas terminações em *onlap* e truncamentos (B) contra geometrias de blocos falhados rotacionados e, a depender da área, geometrias sigmoidais. As feições em vermelho na carta estratigráfica assinalam os eventos vulcânicos Parati e Tupi.

As formações Itapema e Barra Velha correspondem às seqüências deposicionais K38 e K44 a K46-K48, respectivamente, (Moreira *et al.*, 2007, Figuras 2.2 e 2.3). A Sequência K38, que corresponde ao Andar Jiquiá, possui espessura média da ordem de 315 m (podendo atingir até 1.000 m de espessura) e é limitada na base pela discordância pré-Jiquiá (DPJ) e no topo pela discordância pré-Alagoas (DPA). Os depósitos sedimentares da Sequência K38 são compostos por fácies de *rudstones* e *grainstones* bioclásticos (“coquinas”) nos altos deposicionais e estas fácies variam lateralmente, em direção aos baixos deposicionais, para fácies finas ricas em matéria orgânica e argilominerais. Os depósitos de coquinas apresentam padrões deposicionais com caráter sigmoidal observados em sigmóides e telhas (*shingled*) na sísmica e em

estratificações observadas em testemunhos. Os intervalos com margas e folhelhos, ricos em matéria orgânica com valores anômalos de COT, são observados nos baixos estruturais e interpretados como depositados em áreas de maior batimetria, enquanto as coquinas são interpretadas como depositadas em águas mais rasas e agitadas, com alta produtividade de bivalves. Toda esta alta bioprodutividade, especialmente registrada nas fácies finas, é interpretada como relacionada a um clima quente e úmido, possivelmente associada ao evento anóxico global OAE1a correlacionável a OS-1010 (Beurlen *et al.*, 2007; Dias, 2005 e Bralower *et al.*, 1994). A Sequência K44, correlata a porção basal da Fm. Barra Velha, apresenta seu limite superior marcado pela discordância intra-Alagoas - DIA (Figura 2.3) composta por depósitos

carbonáticos com predomínio de *grainstones* e estromatolitos nos altos estruturais, que variam lateralmente para fácies finas frequentemente híbridas ou para laminitos microbianos. De modo geral, os refletores sísmicos na K44 têm sismofácies com padrão interno plano-paralelo com terminações em *onlap* (Figura 2.3 B). Nesta sequência, eventualmente ocorrem fácies conglomeráticas híbridas junto à DPA, principalmente na região dos *onlaps*. A DPA é reconhecível com base em perfis de poços e refletor sísmico rastreável, além de reconhecível na quebra da curva nos isótopos de oxigênio e especialmente carbono (Tedeschi *et al.*, 2017). Para Moreira *et al.* (2007), as sequências superiores K46-K48 são indivisas e seu limite superior é marcado pela passagem da sequência carbonática para a evaporítica (Figura 2.3), precisamente na base da anidrita basal. Postula-se aqui uma possível divisão das Sequências K46-K48, com base nas seguintes características estratigráficas: (a) a sequência inferior (K46) apresenta caráter agradacional com o desenvolvimento de espessas plataformas carbonáticas com bordas e crescimentos isolados (*buildups*) de carbonatos da ordem de 300 m, (b) a sequência superior (K48) é caracterizada pela diminuição da taxa de acomodação com feições de progradação (Figura 2.3 A), espalhamento em área das plataformas e alta frequência de exposições subaéreas culminando com a ocorrência nos altos estruturais de uma peculiar sequência deposicional, denominada informalmente de Marco Lula (Souto, 2010), junto a base do sal, geralmente caracterizada pela isópaca homogênea da ordem de 30 m, padrão serrilhado de raios gama e alternância de fácies de laminitos e fácies de *grainstones* compostos por fragmentos de laminitos e brechas. Estas

duas sequências (K46-K48) podem ser distinguidas por seu padrão de empilhamento em perfis, embora muitas vezes não sejam individualmente rastreáveis na escala sísmica.

Em termos de evolução do ambiente deposicional, comparativamente, interpreta-se a tendência de aumento de alcalinidade e aridez a partir da Sequência K38 (Jiquiá) para as Sequências K44 e K46-K48 (Alagoas). Tal tendência é interpretada com base na observação da diminuição dramática da abundância fossilífera da base para o topo (da K38 para a K48), culminando com a deposição da sequência evaporítica. Além disso, a rara ocorrência de miósporos e domínio de matéria orgânica amorfa, para as Sequências K44 a K48, é interpretada devido a cobertura vegetal terrestre escassa (Lana *et al.*, 2010) em um clima quente e seco. Neste sentido, a deposição de fácies carbonáticas organoquímicas, eventualmente associadas com argilas magnesianas (Madrucci *et al.*, 2013, Ramnani *et al.*, 2021, Netto *et al.*, 2022), evidencia, para estas últimas sequências, condições deposicionais em águas com aumento de alcalinidade com balanço hídrico negativo, em ambiente estressante e restritivo à vida.

A cronoestratigrafia dos andares locais Jiquiá e Alagoas é definida a partir da bioestratigrafia de ostracodes não marinhos da série Recôncavo (Schaller *et al.*, 1969; Viana *et al.*, 1971; Moura, 1987; Silva-Telles, 1992). O Andar Jiquiá é definido, na base, pela biozona NRT-009 (Beurlen *et al.*, 2007) e subdividido pelas biozonas OS-1000, OS-1100 e, no topo, limitado pela biozona NRT-010 (Figura 2.2), enquanto o Andar Alagoas é definido apenas pela biozona NRT-011.

A calibração cronoestratigráfica da série Recôncavo com a escala internacional do tempo geológico, na margem equatorial e nordeste, foi feita a partir de biozoneamento palinológico (Beurlen *et al.*, 2007). Entretanto, na margem leste, devido à falta de resolução, provavelmente relacionada a questões climáticas (Lana *et al.*, 2010), a quantidade limitada de bioeventos (Maizatto e Ferreira, 2017) não permitiu esta calibração.

A partir do avanço dos estudos na área do Pré-sal da Bacia de Santos, datações absolutas em rochas básicas têm permitido melhor caracterizar idades para os depósitos Jiquiá e Alagoas (Destro *et al.*, 2009; Gomes *et al.*, 2015; Antunes *et al.*, 2015; Carmo e Vasconcelos, 2017). Neste sentido, foram caracterizadas idades que variam de 122,5±1,4 a 119,9±1,1 Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) em fácies extrusivas associadas a coquinas Jiquiá, denominado de evento Tupi (Figura 2.3; Destro *et al.*, 2009; Gomes *et al.*, 2015; Antunes *et al.*, 2015), e idades que variam de 125,5 ±0,7 a 122,8±0,5 Ma ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) com datações também em fácies basálticas subaquosas (extrusivas e intrusivas rasas, com composição química muito similares), associadas a coquinas de idade Jiquiá no campo de Libra (Carmo e Vasconcelos, 2017). No andar Alagoas, há ocorrências de derrames basálticos datados em 116 a 114 Ma (Carmo *et al.*, 2018), caracterizado na sísmica no topo da discordância intra-Alagoas (Moreira *et al.*, 2007) e denominado evento Parati (Figura 2.3; Destro *et al.*, 2009; Gomes *et al.*, 2015). Finalmente, o topo do andar Alagoas, apesar da incerteza quanto ao seu posicionamento ainda em discussão (Dias-Brito *et al.*, 1987; Koutsoukos, 1989; Arai *et al.*, 1989; Dias, 2005

e Antunes *et al.*, 2015), é, aqui, interpretado a partir da presença da biozona NRT-011 e limitado pela ocorrência da primeira anidrita basal da sequência evaporítica correlata ao evento Ibura, composto pelos evaporitos do Membro Ibura da Formação Muribeca na Bacia de Sergipe-Alagoas (Schaller *et al.*, 1969; Pereira e Feijó, 1994; Dias, 1998 e 2005). Neste sentido, em relação a base do sal, Dias (1998, 2005) apresenta a datação  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de 113,2±0,1 Ma, a partir do trabalho de Misusaki (1995), em traqui-andesitos na região do Alto de Florianópolis e que seria correlato às vulcânicas da Dorsal de São Paulo que precedem a base desses evaporitos.

## 3. FÁCIES E ESTRATIGRAFIA

### 3.1. Fácies e Estratigrafia - Andar Jiquiá

#### 3.1.1. Aspectos Sedimentológicos e Estratigráficos

A classificação litológica das rochas da Fm. Itapema foi feita seguindo os critérios texturais de Dunham (1962) e Embry e Klován (1971), além da nomenclatura observada em Terra *et al.* (2010) para rochas carbonáticas, sendo que para a classificação das litofácies apresentadas aqui foram ainda incorporadas complementações referentes aos constituintes do arcabouço e estruturas sedimentares primárias. Por se tratar de depósitos fossilíferos, algumas litofácies foram classificadas unicamente por seu conteúdo paleontológico (e.g. *grainstone* de ostracodes e *grainstones* de bivalves), além de incorporar características tafonômicas para sua interpretação genética e ambiental (Fursich e Oschmann, 1993). A Tabela 3.1.1.1 sumariza as principais características das litofácies do Andar Jiquiá na Bacia de Santos.

Tabela 3.1.1.1 – Litofácies sedimentares

Nome	Descrição	Processos sedimentares	Composição Mineral Principal
<i>Rudstone</i> e <i>Floatstone</i> com matriz <i>grainstone</i> de bivalves	<i>Rudstone</i> de bivalves desarticulados com variados graus de fragmentação e abrasão. Ocorrem em camadas horizontais a inclinadas, com estratificações plano-paralelas e cruzadas planares.	Tração e decantação por fluxos hidrodinâmicos unidirecionais.	Bioclastos de bivalves originalmente de composição aragonítica. Atualmente os bioclastos são de composição calcítica.
<i>Grainstone</i> de bivalves	<i>Grainstone</i> de bivalves desarticulados com alto grau de fragmentação e abrasão. Ocorrem em camadas horizontais com estratificações plano-paralelas e de baixo ângulo.	Tração por fluxos hidrodinâmicos unidirecionais e bidirecionais.	Bioclastos de bivalves originalmente de composição aragonítica. Atualmente os bioclastos são de composição calcítica. Demais intraclastos de composição calcítica.
<i>Floatstone</i> com matriz de <i>packstone</i> de bivalves	É composto por bioclastos de bivalves desarticulados com alto a baixo grau de fragmentação e abrasão, com matriz lamosa carbonática microcristalina e terrígena deposicional. Pode apresentar estratificação plano-paralela.	Tração e decantação por fluxos hidrodinâmicos unidirecionais. Fluxos gravitacionais do tipo fluxo de detritos.	Bioclastos de bivalves originalmente de composição aragonítica. Atualmente os bioclastos são de composição calcítica. Demais intraclastos de composição calcítica.
<i>Wackestone</i> e <i>packstone</i> de ostracodes com bivalves	É composto por matriz de carbonato microcristalino e matéria orgânica, e bioclastos de ostracodes articulados e desarticulados com bioclastos de bivalves desarticulados e articulados. Possui estratificação plano-paralela. Localmente pode ocorrer <i>grainstone</i> de ostracodes.	Decantação. Nos <i>grainstones</i> tração e decantação.	Atualmente os bioclastos são de composição calcítica. Demais intraclastos de composição calcítica.
Estromatolito colunar laminado	<i>Boundstone</i> microcolunar ramificado com laminações internas apresentando biogenicidade. Comumente associado com oncoides .	Mineralização biogênica de crostas carbonáticas.	Composição calcítica.
Lamito rico em matéria orgânica	Lamito castanho escuro composto por matriz lamosa terrígena e carbonática, com laminações plano-paralelas muito delgadas, rico em matéria orgânica amorfa.	Decantação.	Grãos siliciclásticos tamanho silte de quartzo, feldspato potássico , plagioclásio e mica. Lama carbonática constituída por calcita.

A litofácies *rudstone* e *floatstone* com matriz de *grainstone* de bivalves (Figura 3.1.1.1) possui arcabouço composto por fragmentos de bivalves fração areia muito grossa e bioclastos (carapaças) maiores que 2 mm. Esta litofácies é predominantemente mal selecionada, com esfericidade e arredondamento altamente variável. Ocorre em camadas delgadas a espessas (0,15 m até 1,5 m), comumente amalgamadas, limitadas por superfícies sub-horizontais irregulares a planares.

Apresenta estratificação cruzada de alto ângulo (35 a 40°; Figura 3.1.1.1A), estratificação cruzada de baixo ângulo, estratificação plano-paralela e estrutura aparente maciça. As estratificações cruzadas apresentam biotrama com organização oblíqua (Figura 3.1.1.1B) e as estratificações de baixo ângulo e plano-paralelas apresentam biotrama com organização oblíqua a concordante, sendo mais frequentemente em todos os casos com a concavidade voltada para a base das

camadas (Figura 3.1.1.5A). Os bioclastos de bivalves ocorrem predominantemente desarticulados, sendo encontrados articulados em intervalos delgados. Tais bioclastos podem ocorrer com baixo a alto grau de fragmentação e abrasão, comumente com feições de micritização nas bordas das partículas (bioerosão). Além dos bioclastos de bivalves, esta litofácies pode apresentar outros tipos de partículas carbonáticas e grãos terrígenos, incluindo oncoides (Figura 3.1.1.2A), intraclastos carbonáticos microcristalinos (Figura

3.1.1.3B), ooides argilosos (Figura 3.1.1.2C), litoclastos de rochas vulcânicas basálticas (Figura 3.1.1.2D), litoclastos de rochas sedimentares (Figura 3.1.1.3E) e grãos de areia siliciclástica (Figura 3.1.1.2F). Assim, a composição varia de *rudstones* constituídos exclusivamente por conchas de bivalves até *rudstones* bioclásticos com grande mistura composicional. Localmente ocorrem *rudstones* compostos predominantemente por oncoides com núcleo de conchas de bivalves (Figura 3.1.1.6C).

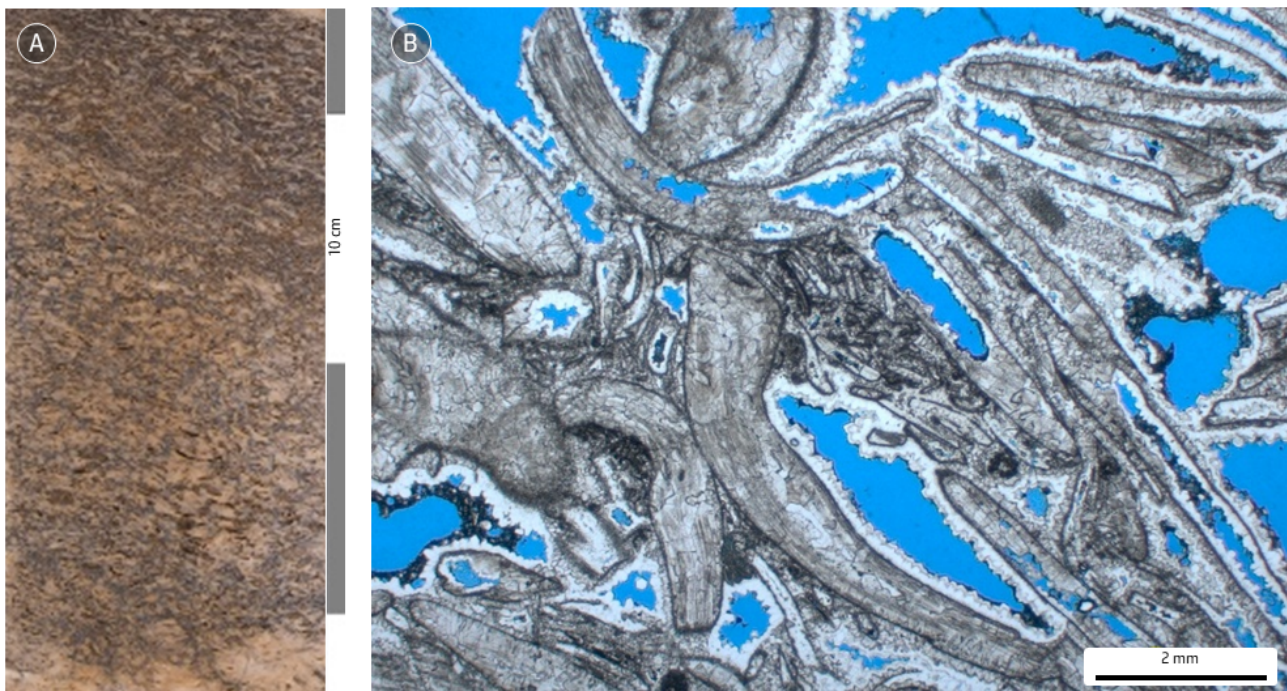


Figura 3.1.1.1: Foto de amostra e fotomicrografia: A) *Rudstone* de bivalves com estratificação cruzada em testemunho; B) Fotomicrografia de *rudstone* de bivalves composto exclusivamente por bioclastos de bivalves desarticulados, fragmentados e com baixa esfericidade, luz polarizada plana (LPP). Ocorrem com biotrama obliqua acompanhando a estratificação cruzada observada na imagem A.

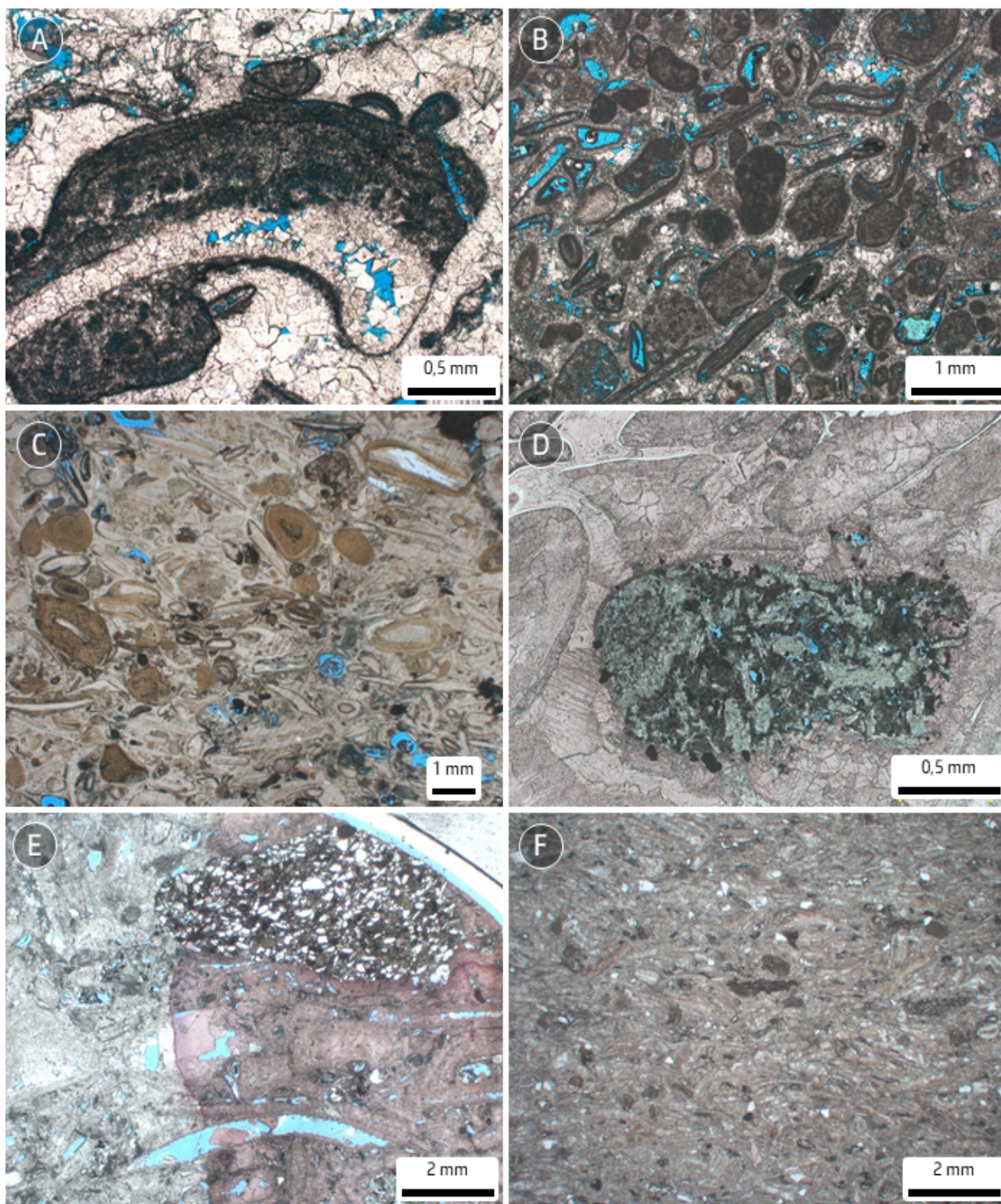


Figura 3.1.1.2: Fotomicrografias com feições de variação composicional carbonática e híbrida observada nos *rudstones*, *grainstones* e *floatstones* de bivalves. A) Oncolite microcristalino; B) Intraclastos microcristalinos e oncolites; C) Ooides de argila magnésiana (parcialmente substituídos por quartzo na imagem); D) Litoclasto de rocha ígnea de composição basáltica; E) Litoclasto de arenito siliciclástico; F) Grãos de areia de quartzo e feldspatos. Imagens em luz polarizada plana (LPP).

O *grainstone* de bivalves (Figura 3.1.1.3) é composto por fragmentos de conchas de moluscos formando um arcabouço de bioclastos de bivalves até a fração areia muito grossa, podendo localmente apresentar bioclastos de bivalves e intraclastos até tamanho seixo dispersos ou concentrados em níveis delgados. Este é moderadamente a bem selecionado, predominantemente com alta esfericidade e arredondamento. Ocorrem em camadas delgadas (até 30 cm) limitadas por superfícies planas sub-horizontais, comumente com caráter erosivo. Internamente pode apresentar estratificação plano-paralela e de baixo

ângulo (Figura 3.1.1.3A). A biotrama comumente é concordante e apresenta concavidade para a base da camada. Os bioclastos de bivalves ocorrem predominantemente desarticulados e com alto grau de fragmentação e abrasão (Figura 3.1.1.3B). Assim como nos *rudstones*, além dos bioclastos de bivalves, esta fácies também pode apresentar grande variação composicional, ou seja, pode ser composta exclusivamente por bivalves ou pode ter proporções variadas de bivalves, ostracodes, peloides e outros intraclastos, ou até mesmo apresentar composição híbrida de litoclastos vulcânicos e bivalves.

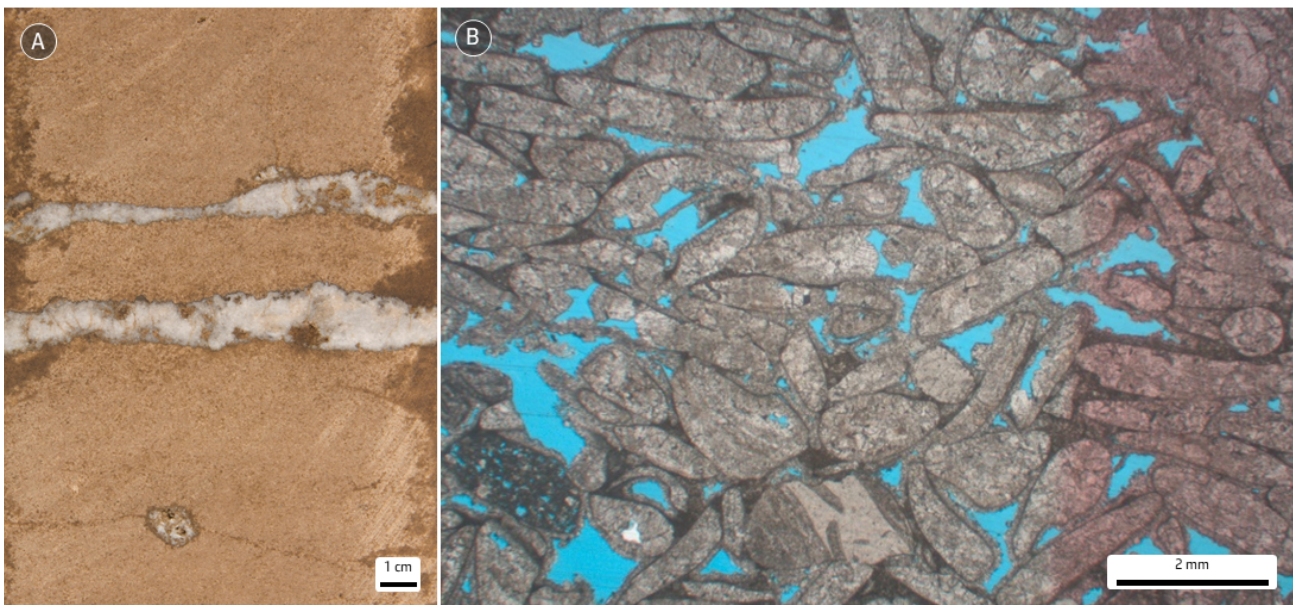


Figura 3.1.1.3: Imagens de amostra em testemunho e lâmina delgada: A) *grainstone* de bivalves com estratificações plano-paralelas de baixo ângulo; B) fotomicrografia com bioclastos de bivalves com alto grau de arredondamento, observar alta porosidade interpartículas, luz polarizada plana (LPP).

O *floatstone* de bivalves com matriz de *packstone* (Figura 3.1.1.4A) é composto por matriz lamosa híbrida de carbonato microcristalino, grãos siliciclásticos tamanho lama e matéria orgânica, e partículas que variam desde as frações areia até seixo (Figura 3.1.1.4B). São muito mal selecionados, comumente com baixa esfericidade e baixo arredondamento. Esta

fácies ocorre com estratificações plano-paralelas pobremente desenvolvidas, onde frequentemente as lâminas são individualizadas devido a variação composicional e proporção de matriz lamosa (Figura 3.1.1.4A). A biotrama dos bioclastos de bivalves desta fácies é predominantemente concordante, com a concavidade preferencialmente voltada para o topo

das camadas, no entanto biotramas perpendiculares compostas por bioclastos articulados também ocorrem (Figura 3.1.1.5B). Esta fácies

é composta predominantemente por bioclastos de bivalves, porém oncoides e intraclastos microcristalinos podem ocorrer.

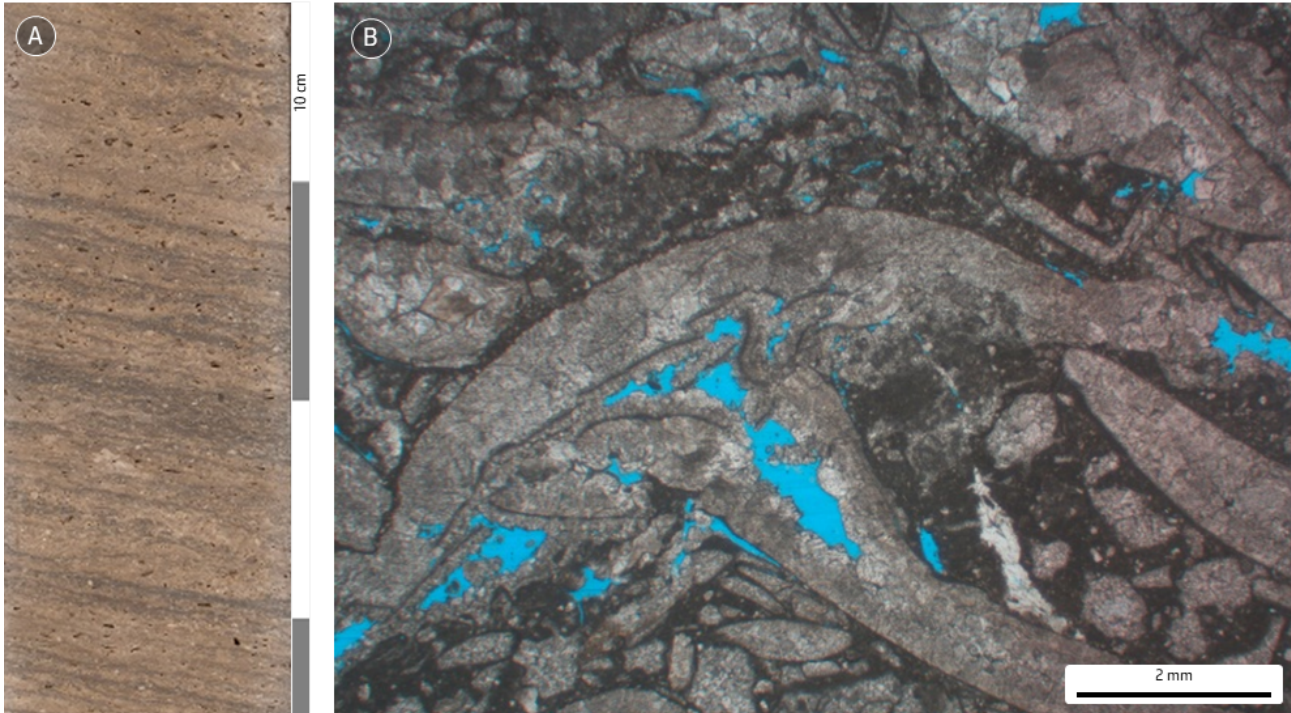


Figura 3.1.1.4: Imagens de amostra em testemunho e lâmina delgada: A) *floatstone* de bivalves com matriz de *packstone* com estratificação plano-paralela; B) fotomicrografia de *floatstone* com matriz *packstone*, observar bioclastos de bivalves com biotrama sem organização e presença de matriz carbonática microcristalina castanho escura entre os bioclastos de bivalves desarticulados, luz polarizada plana (LPP).

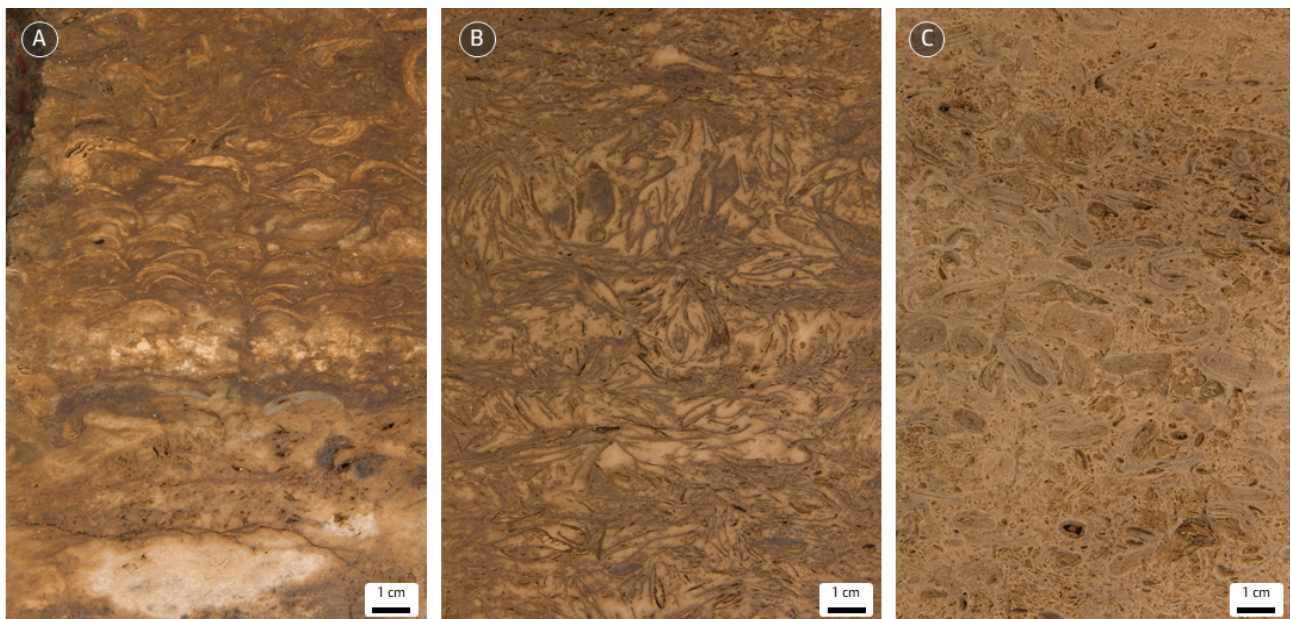


Figura 3.1.1.5: Imagens de amostra em testemunho: A) *rudstone* de bivalves com biotrama concordante com concavidade para a base da camada; B) *floatstone* com matriz *packstone* de bivalves composto por bioclastos de bivalves em parte articulados e baixo grau de fragmentação com intercalação de biotramas concordantes e perpendiculares; C) *rudstone* bioclástico rico em oncoides com núcleo de conchas de bivalves.

A litofácies *wackestone a packstone* de ostracodes com bivalves (Figura 3.1.1.6A) é composta por matriz lamosa carbonática microcristalina (micrita recristalizada), bioclastos de ostracodes articulados e desarticulados, bioclastos de bivalves desarticulados a articulados, lama siliciclástica e matéria orgânica amorfa. Localmente também ocorrem fragmentos fosfáticos de restos fósseis de peixes.

Tal fácies apresenta estratificação plano-paralela comumente definida devido à variação composição e abundância de matriz lamosa misturada aos bioclastos (Figura 3.1.1.6B e C). Esta fácies pode apresentar microporosidade na matriz microcristalina e porosidade móldica relacionada a dissolução de bioclastos de ostracodes (Figura 3.1.1.6D).

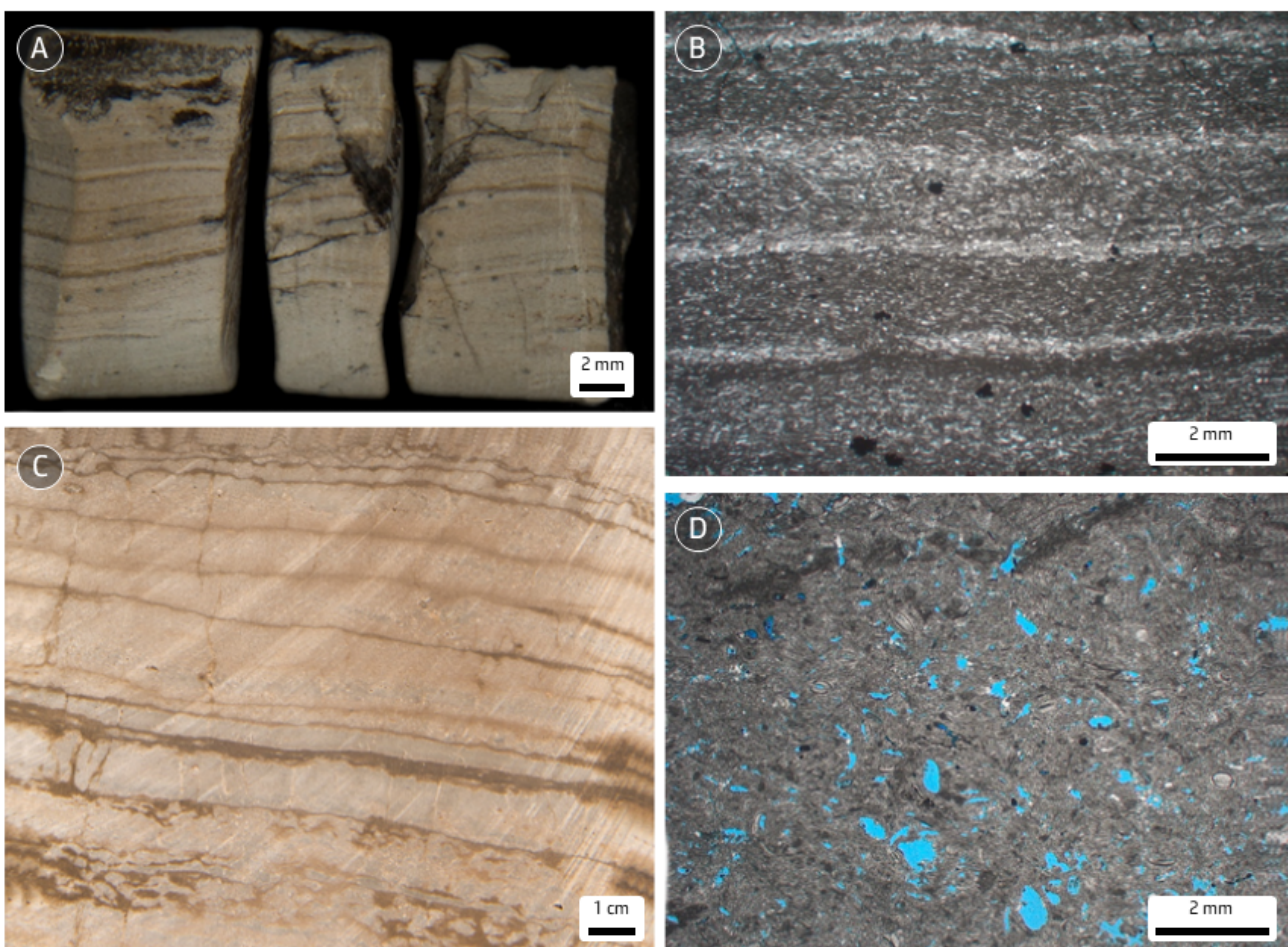


Figura 3.1.1.6: A) e C) Visão macroscópica da litofácies *wackestone a packstone* de ostracodes com estratificação plano-paralela (amostra lateral); B) fotomicrografia com estratificação plano-paralela com as lâminas definidas pelas diferentes concentrações de bioclastos de ostracodes e matriz carbonática microcristalina; C) *wackestone* de ostracodes com estratificação plano-paralela e D) fotomicrografia com bioclastos de ostracodes articulados e desarticulados com porosidade móldica e microporosidade na matriz microcristalina, luz polarizada plana (LPP).

O estromatolito (*boundstone*) é composto por construções micro colunares ramificadas laminadas (Figura 3.1.1.7A) com até 10 cm de altura (por ramificação) e textura

microcristalina. O espaço intercolunar ocorre preenchido por *rudstones* e *grainstones* de bivalves, no entanto não foram observados bioclastos de bivalves agregados internamente a

estrutura. É comum a ocorrência de oncoides associados. As lâminas em geral apresentam características expressivas de biogenicidade, como espessamento das lâminas para o topo

das estruturas, irregularidade e textura microcristalina (Figura 3.1.1.7B), porém lâminas castanho claras compostas por cristais fibrosos cristalinos isópacos também ocorrem.

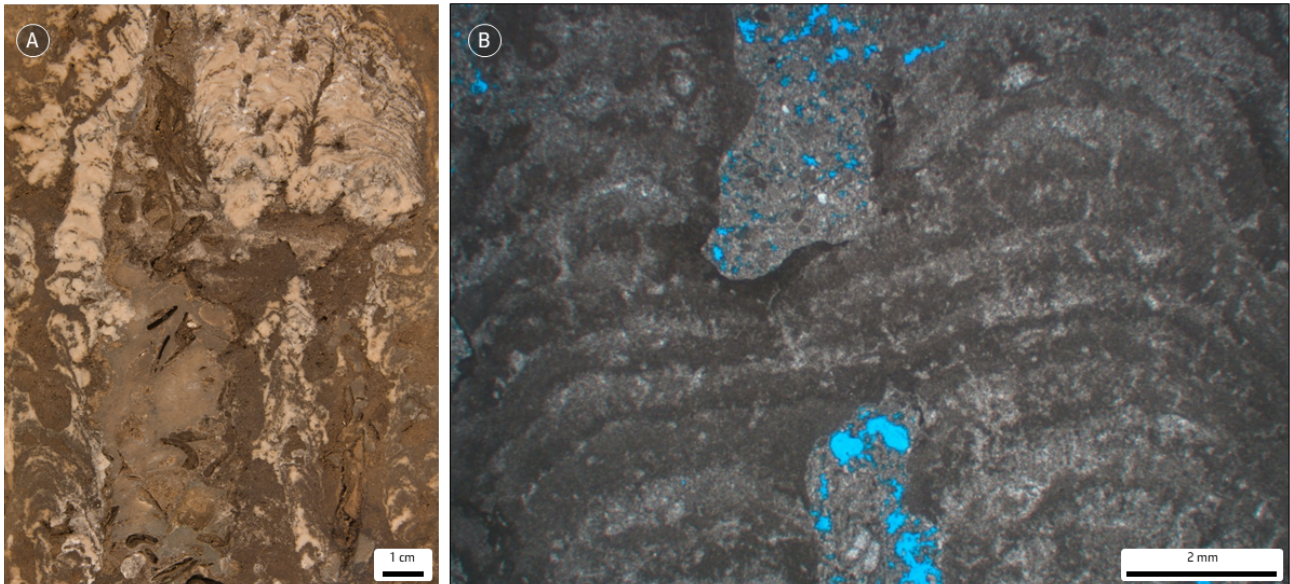


Figura 3.1.1.7: A) visão macroscópica do estromatolito com elementos verticais colunares ramificados e laminações sub-horizontais arqueadas; B) fotomicrografia de estromatolito mostrando laminações castanho claras e escuras compostas por calcita microcristalina, luz polarizada plana (LPP).

O lamito rico em matéria orgânica (Figura 3.1.1.8A) é composto predominantemente por lama siliciclástica (quartzo, feldspato, micas e argilominerais), matéria orgânica amorfa, carbonato microcristalino e fragmentos fosfáticos de restos fósseis de peixes. Esta fácies apresenta laminação plano-paralela sub-milimétrica,

localmente com fissilidade entre os planos de acamamento, onde ocorre grande quantidade de matéria orgânica (Figura 3.1.1.8B) de cor castanho-alaranjada. Agregados de cristais de pirita são comuns nesta litofácies.

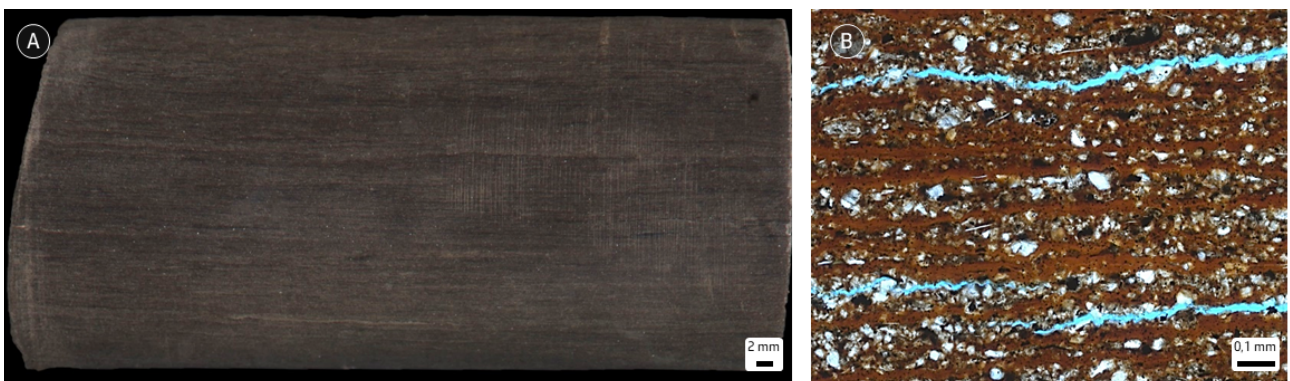


Figura 3.1.1.8 - A) visão geral macroscópica do lamito rico em matéria orgânica, com cor castanho escuro a preto e laminação plano-paralela sub-milimétrica; B) visão microscópica em detalhe da matriz composta por lâminas de matéria orgânica amorfa, silte siliciclástico e carapaças de ostracodes, luz polarizada plana (LPP).

A identificação do grau tafonômico (Brandt, 1989) tem se mostrado importante instrumento em análises estratigráficas e paleoambientais, além de estabelecer a relação comparativa do grau de preservação dos bioclastos de cada gênero. Quanto maior o grau tafonômico, menor a preservação das características originais dos bioclastos, incluindo sua morfologia, posição de vida, grau de fragmentação, arredondamento e micritização.

Nas amostras do Pré-sal, a assinatura tafonômica observada nos *rudstones*, *grainstones* e *floatstones* de bivalves, tais como o alto grau de desarticulação, elevada fragmentação, abrasão e micritização, associada com as estruturas físicas, indicam transporte por correntes trativas. Deste modo, interpreta-se que a maior parte do registro amostrado até então possui caráter alóctone. As diferenças de grau tafonômico de preservação dos bioclastos de bivalves observados (moderado a alto) ocorrem muito provavelmente em função das variações de aporte de sedimento bioclástico e disponibilidade de espaço de acomodação durante a sua acumulação (tempo de exposição). Raramente são observados depósitos de caráter autóctone ou para-autóctone, que são caracterizados pela ocorrência de bioclastos articulados associados predominantemente na litofácies *floatstone* com matriz de *packstone*. Estes depósitos frequentemente apresentam bioclastos com carapaças mais delgadas.

Feições de exposição são interpretadas nos *rudstones* e *grainstones* de bivalves a partir da observação de feições de erosão, calcritização, cominuição de grãos e feições

diagenéticas. Feições típicas de carstificação meteórica também são reconhecidas (Barnett *et al.*, 2020).

As principais alterações diagenéticas encontradas nas amostras de *rudstones* e *floatstones* de bivalves são dissolução dos bivalves gerando porosidade móldica, cimentação e recristalização por calcita (aragonita para calcita) e cimentação por quartzo. A abundância de porosidade móldica e processos de dissolução associada levam à interpretação de que originalmente os bioclastos eram constituídos de aragonita.

### 3.1.2. Empilhamento de Fácies Jiquiá

Nos poços estudados na Bacia de Santos, foram identificadas sucessões decimétricas a métricas de litofácies caracterizadas por padrões de empilhamento grânulo-decrescente e grânulo-crescente, interpretados como ciclos deposicionais resultantes da sedimentação, ocorrendo concomitantemente ao aumento do espaço de acomodação (afogamento) e diminuição do espaço de acomodação (rasamento) respectivamente. Tais ciclos podem ocorrer completos ou incompletos, intercalando-se ao longo do empilhamento ou de maneira repetitiva. Em testemunhos de sondagem, são comumente interpretados ciclos de maior frequência que possuem de 5 a 15 m, sendo que em perfis elétricos estes padrões de empilhamento também podem ser observados em ciclos de menor frequência de 15 a 60 m.

Os ciclos grânulo-crescentes regressivos são caracterizados pela transição vertical das fácies *wackestones* e *packstones* de ostracodes

e bivalves, *floatstones* com matriz de *packstone* de bivalves, e *rudstones* e *grainstones* de bivalves no topo, sempre indicando aumento da energia do ambiente deposicional e diminuição do espaço de acomodação. No topo destes ciclos comumente ocorrem superfícies de exposição, onde é possível observar feições erosivas, carstificação meteórica, formação de calcrete e cominuição de grãos associados a feições diagenéticas. Além disso, da base para o topo destes ciclos é comum observar a diminuição do grau tafonômico dos bioclastos de bivalves, com menor preservação das características morfológicas originais dos bioclastos de bivalves, devido a maior fragmentação, abrasão e micritização, além da mistura com outras partículas carbonáticas (descritas nas litofácies).

Os ciclos grânulo-decrescentes transgressivos são caracterizados pela transição vertical das fácies *rudstones* e *grainstones* de bivalves, *floatstones* e *packstones* de bivalves, e *wackestones* e *packstones* de ostracodes com bivalves, sempre indicando diminuição da energia do ambiente deposicional e aumento do espaço de acomodação. Tais condições permitem a maior acumulação de grãos siliciclásticos (quartzo, feldspato, mica) na fração silte (associado com um incremento nos valores do perfil de raios gama, no canal de Potássio) nos *wackestones* e *packstones*. Além disso, tal sucessão tende a apresentar maior grau de preservação dos bioclastos de bivalves (menor grau tafonômico), ocorrendo com menor grau de fragmentação, abrasão e micritização.

A depender da posição do poço na plataforma carbonática, os ciclos podem ocorrer com maior ou menor espessura, de maneira completa ou incompleta, e com variações nas proporções de cada litofácies, bem como a proporção de diferentes bioclastos e intra-clastos, como já mencionado, existindo uma relação direta da paleogeomorfologia do ambiente deposicional e o desenvolvimento destes padrões de empilhamento de litofácies. A Figura 3.1.2.1 apresenta cinco exemplos de padrões de empilhamento: em A e B são representados padrões associados aos depósitos de alta energia, enquanto em C representa-se um padrão associado aos depósitos de moderada energia. Em D e E são representados padrões de empilhamento transgressivos de baixa energia na base, sucedidos por hemiciclos regressivos com aumento de energia para o topo. Destaca-se que em E interpreta-se um padrão de empilhamento em região relativamente mais funda. Neste caso, a fácies lamito rico em matéria orgânica ocorre predominantemente nos baixos estruturais, onde intercalam-se raramente com os *rudstones* de bivalves e mais comumente com *grainstones* de composição variada (Figura 3.1.2.1 E). Por outro lado, nos altos estruturais ocorrem associados a superfícies estratigráficas que representam inundações máximas.

Os estromatolitos ocorrem em porções localizadas da bacia e em momentos de baixo aporte de sedimento bioclástico no sítio de acumulação desta fácies, e, por isso, não foram incluídos nos padrões de empilhamento.

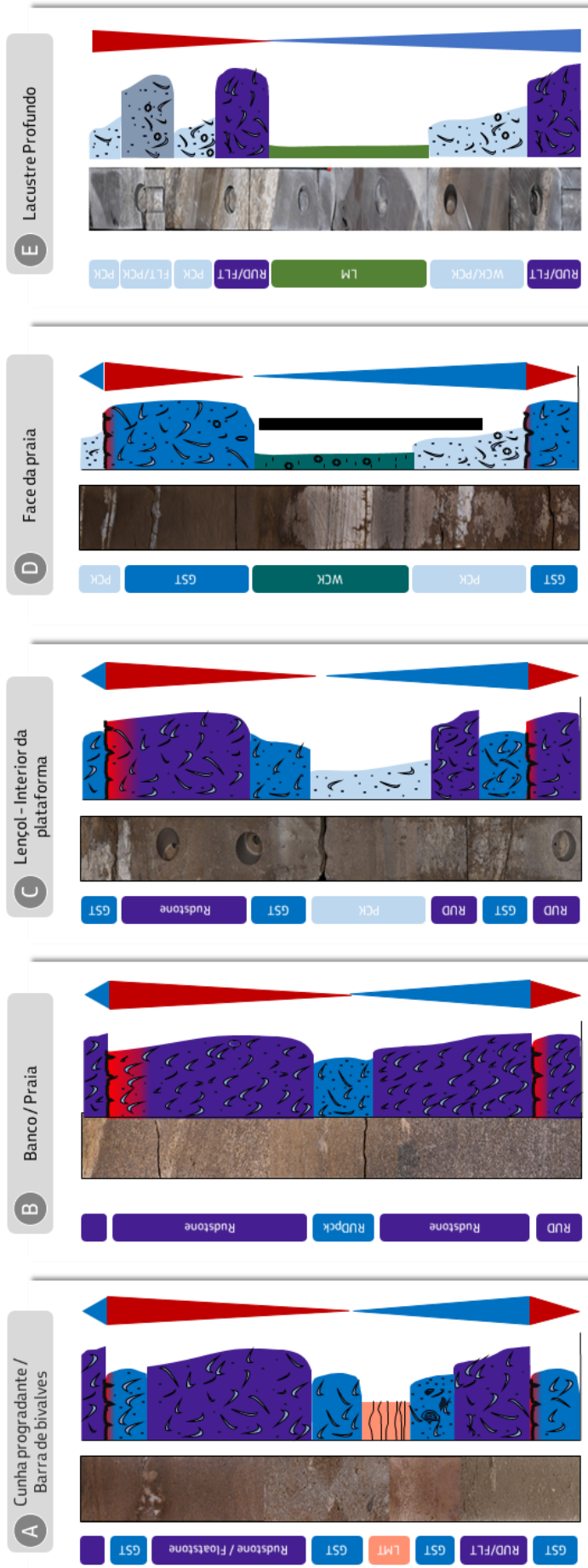


Figura 3.1.2.1 – Exemplos dos padrões de empilhamento em escala métrica em dois contextos distintos dentro do sistema de plataforma: A) padrão transgressivo seguido de padrão regressivo em paleoambiente de cunha progradante/barras de bivalves, onde ocorre predomínio de rudstones de bivalves; B) padrão transgressivo seguido de padrão regressivo em paleoambiente de banco/praias, onde ocorre predomínio de *grainstones* e *rudstones* de bivalves organizados, com baixo grau tafonômico; C) padrão transgressivo seguido de padrão regressivo em contexto paleoambiental de lençol/interior de plataforma, de moderada a baixa energia, com ocorrência de bioclastos diversos, onde predominam depósitos de *floatstones* e *packstones* de bivalves com ostracodes bivalves e pelóides, com o rasamento representado pelo *rudstone* de bivalves; D) padrão transgressivo em contexto de baixa energia seguido de padrão regressivo com aumento da energia em ambiente de face-de-praias e E) padrão transgressivo relativamente mais fundo (com ocorrência de fácies ricas em matéria orgânica) em contexto de baixa energia seguido de padrão regressivo com aumento da energia. GST : *grainstone*, FLT: *floatstone*, LM: lamito, LMT: lamito, PCK: *packstone*, RUD: *rudstone*, WCK: *wackestone*.

### 3.1.3. Estratigrafia e Modelo Depositional Jiquiá

Na Bacia de Santos, a Fm. Itapema foi confirmada como sucesso exploratório a partir das descobertas em 2010 dos campos de Mero e Búzios, onde grandes volumes de hidrocarbonetos ocorrem hospedados em coquinas (Carlotto *et al.*, 2017), à semelhança da Fm. Coqueiros na Bacia de Campos (Guardado *et al.* 1989; Carvalho *et al.*, 2000; Thompson *et al.*, 2015; Oliveira *et al.*, 2019). Além disso, tal importância é reforçada pela presença de folhelhos, margas e lamitos ricos em matéria orgânica que ocorrem intercalados aos carbonatos e que são as principais rochas geradoras de hidrocarbonetos na bacia. Esta seção tem como objetivo apresentar as correlações estratigráficas semi-regionais (entre os campos) de importantes superfícies estratigráficas e o padrão de empilhamento na escala do andar local Jiquiá, ou seja, esta escala em menor detalhe contextualiza, de modo coerente, a escala de maior detalhe apresentada na seção **3.1.2 Empilhamento de Fácies Jiquiá**. Também são apresentadas as principais geometrias sísmicas e seu significado deposicional.

Os conceitos descritos a seguir são baseados em dados e interpretações no campo de Mero e Búzios, que são os principais campos produtores e excelentes representantes da estratigrafia e sedimentologia de coquinas na Bacia de Santos. Também são utilizados poços em áreas adjacentes para o melhor entendimento de diferentes contextos deposicionais e

estratigráficos presentes no Andar Jiquiá. A estratigrafia do Andar Jiquiá está resumida e exemplificada com base em seções de correlação estratigráfica semi-regionais e seções sísmicas apresentadas nas Figuras 3.1.3.1 a 3.1.3.6. Os poços selecionados demonstram a sucessão de depósitos carbonáticos lacustres com variadas proporções de fácies e morfologias.

Os depósitos carbonáticos do andar Jiquiá (coquinas, seção **3.1 Fácies e Estratigrafia - Andar Jiquiá**) na área do Alto Externo da Bacia de Santos são interpretados como acumulação de sedimentos segundo processos de acomodação física, ou seja, estes depósitos ocorrem preenchendo o espaço de acomodação condicionados pela paleomorfologia do embasamento herdada principalmente da tectônica da fase rifte que controlou a dinâmica da energia do ambiente lacustre.

Os dados de biozoneamento auxiliam na correlação estratigráfica dentro da Sequência K38 na Bacia de Santos, cronocorrelata ao andar local Jiquiá. Assim, o andar local Jiquiá é subdividido em 4 biozonas da base para o topo: NRT-009, OS-1000, OS-1100 e NRT-010 e 5 subzonas da base para o topo: NRT-009.1, NRT-009.3a, OS-1005, OS-1010 e OS-1020 (Figura 2.2), baseado em ostracodes não-marinhos da série Recôncavo (Schaller *et al.*, 1969; Viana *et al.*, 1971 e Buerlen *et al.*, 2007. O biozoneamento de poços apresentado neste trabalho é oriundo de diversos relatórios internos da Petrobras (Grillo e Ferreira, 2009;

Grillo e Ferreira, 2010; Brandão, 2014; Sousa *et al.*, 2014; Sousa, 2016a; Sousa, 2016b; Grillo, 2017; Sousa 2017a; Sousa, 2017b; Brandão, 2019 e Sousa, 2021).

A integração dos estudos de rocha-perfil-sísmica permitiu dividir a Sequência K38 da base para o topo em duas sequências com padrão de deposição transgressivo-regressivo (Figura 3.1.3.1). O intervalo basal (hemiciclo transgressivo, triângulo azul) é limitado na base pela DPJ e no topo por uma superfície de inundação máxima (SIM), que corresponde a biozona OS-1010. Essa superfície é bem identificada nas rochas a partir da presença de grãos siliciclásticos de quartzo, feldspato e mica na fração silte. Além disso, observa-se um aumento nos valores do perfil de raios-gama total,

especialmente no perfil de raios-gama espectral, canal do potássio (RG-K). Nos poços localizados nas áreas mais rasas e de alta energia, a entrada de siliciclásticos não foi observada. Por outro lado, em poços localizados em porções relativamente mais profundas, com mais baixa energia, a decantação de siliciclásticos é mais expressiva e bem-marcada em perfis e rochas (Figura 3.1.3.1). Além disso, nestas áreas (poço A, Sururu, Figura 3.1.3.1), essa superfície é representada pela ocorrência de lamitos e margas ricas em conteúdo orgânico (COT da ordem de 4 a 20%), depositados em contexto anóxico e de baixa energia, relativamente profundos. Apresenta espessuras da ordem de 70 m, são marcados em perfil por altos valores de RG-K, baixos valores de densidade e velocidade.

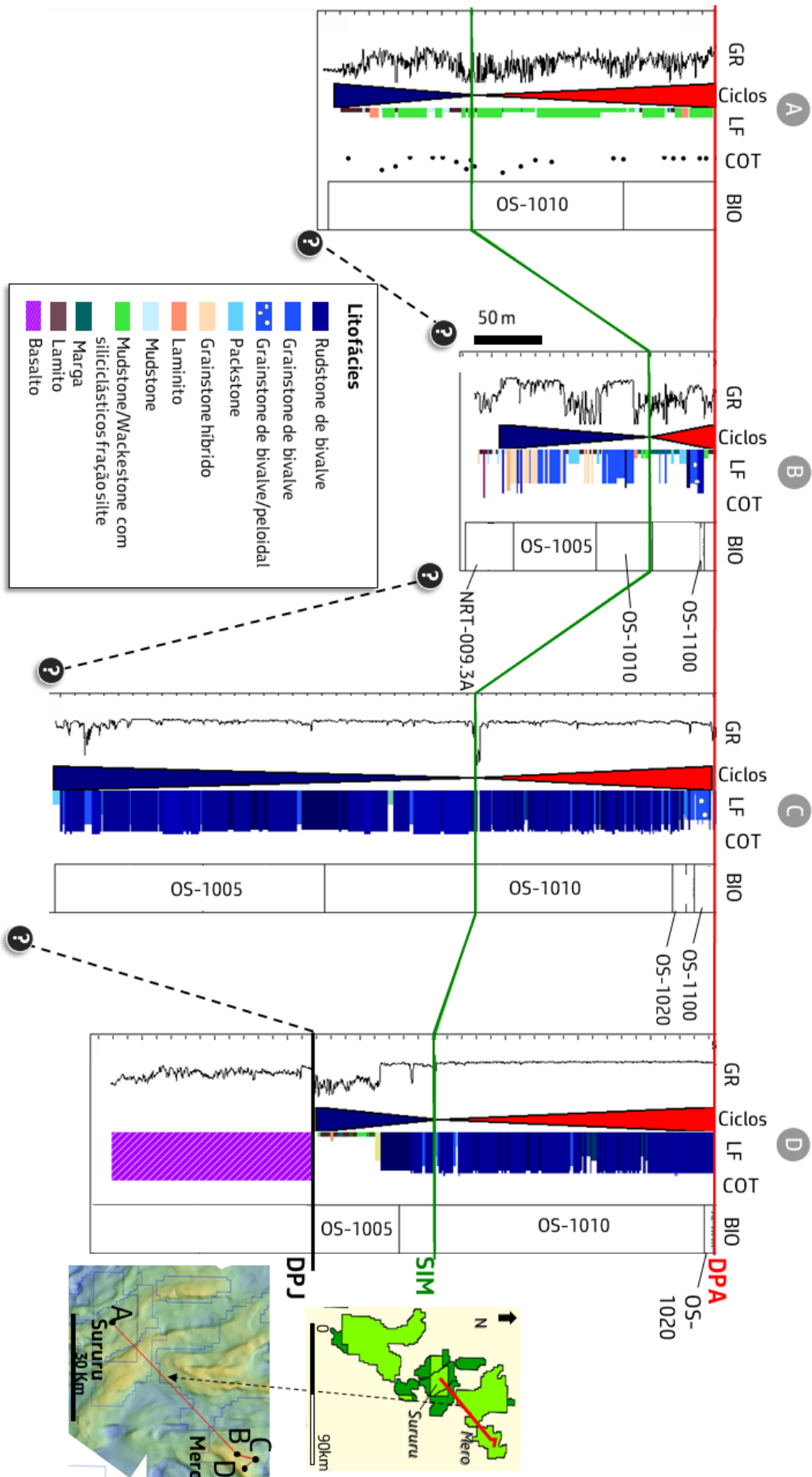


Figura 3.1.3.1 – Seção estratigráfica horizontalizada na DPA, com a correlação entre os poços da área de Sururu (poço A) e Mero (poços B, C e D). Marcadores: DPA (topo da K38), SIM – superfície de inundação máxima que ocorre na biozona OS-1010; DPJ (atravessada somente pelo D). No poço A ocorrem fácies siliciclásticas finas, ricas em MO e perfil de RG com altos valores, os outros poços mostram padrão de gama limpo em caixa relacionados às coquinas (*grainstones* e *rudstones bioclásticos*). Os ciclos na baixa frequência indicam o caráter transgressivo-regressivo (triângulos azuis-vermelhos) da Sequência K38. Legenda das trilhas: RG: raios gama 0 a 150 API; Ciclos: ciclos deposicionais de baixa frequência, LF: litofácies; COT: conteúdo orgânico (0 a 20) e BIO: biozonas de ostracodes não-marinhos

O intervalo superior da Sequência K38 é limitado na base pela SIM e no topo pela discordância pré-alagoas (DPA). Este intervalo possui padrão de empilhamento regressivo, sendo constituído por ciclos de mais alta frequência com padrões de empilhamento regressivo e transgressivo-regressivo. É representada por sismofácies de cunhas progradantes compostas pelas associações de fácies de barras bioclásticas e intraclásticas e fácies de bancos bioclásticos. Ocorrem nos flancos dos altos estruturais, favorecidas pelo maior espaço de acomodação, que em direção à bacia passam a

depósitos sublitorâneos lamosos. A Figura 3.1.3.2 apresenta uma seção sísmica, passando por dois poços, com os ciclos de baixa frequência, indicando o padrão transgressivo-regressivo da K-38, com geometrias de clinofórmulas tangenciais acima e abaixo da SIM (superfície de *downlap*). As clinofórmulas tangenciais são indicativas de alto influxo de sedimentos, com taxa de acomodação moderada. O topo deste intervalo apresenta refletores sísmicos com tendência isópaca e sismofácies paralelas (setas pretas) que é interpretado como decorrente do preenchimento do espaço de acomodação do rifte.

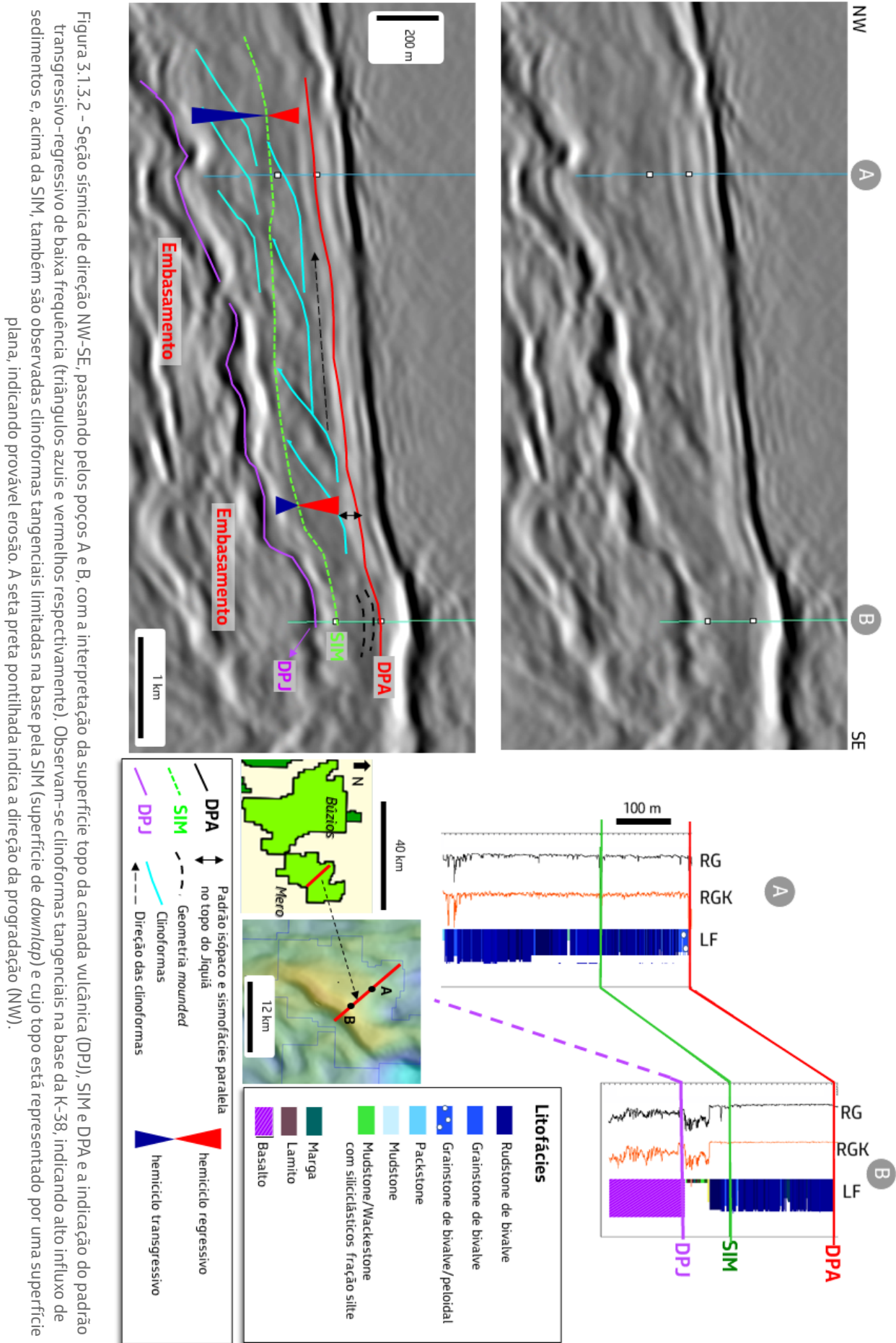


Figura 3.1.3.2 - Seção sísmica de direção NW-SE, passando pelos poços A e B, com a interpretação da superfície topo da camada vulcânica (DPJ), SIM e DPA e a indicação do padrão transgressivo-regressivo de baixa frequência (triângulos azuis e vermelhos respectivamente). Observam-se clinoformas tangenciais na base da K-38, indicando alto influxo de sedimentos e, acima da SIM, também são observadas clinoformas tangenciais limitadas na base pela SIM (superfície de *downtip*) e cujo topo está representado por uma superfície plana, indicando provável erosão. A seta preta pontilhada indica a direção da progradação (NW).

No Andar Jiquiá também é interpretada uma superfície de inundação máxima, mais jovem, relacionada a OS-1100. Conforme apresenta a Figura 3.1.3.3, a SIM OS-1100 é registrada nos poços A, B e F. Em uma mesma área (no exemplo em Búzios), existem poços que amostraram a OS-1010 (como o poço B), mas não amostraram a OS-1100 (C, D e E), devido a erosão ou não deposição. Frequentemente a SIM OS-1100 foi registrada em poços localizados em baixos relativos, como nos poços A, B e F da Figura 3.1.3.3, o que representa um importante elemento de correlação estratigráfica especialmente para o topo da seção Jiquiá.

A passagem Jiquiá-Alagoas em alguns poços é caracterizada por logfácies com valores altos de raios gama, especialmente no canal do potássio, formando um padrão em escada (informalmente cadeirinha, topo do poço D, Figura 3.1.3.3 e Figura 3.1.3.4). Este padrão caracteriza-se pela ocorrência de fácies finas

em discordância litológica com as coquinas abaixo. Desse modo, no caso do poço D (Figura 3.1.3.3), observa-se o hiato deposicional do topo do Jiquiá (ausência/não deposição da OS-1100) e ocorrência da OS-1010 em posição estruturalmente elevada como destacado pela linha verde, SIM OS-1010. Logo, interpreta-se, para o caso do poço D, a feição de gama alto em escada como importante evidência de reativação e estruturação no tempo Jiquiá sin a pós OS-1010. Finalmente enfatiza-se que um padrão de logfácies (nesse caso em escada/cadeirinha) reconhecido em diferentes poços abaixo da discordância Pré-Alagoas, Figura 3.1.3.4, representa litofácies e não linha de tempo, conforme mostra o biozoneamento. Assim, este padrão em escada é interpretado como produto de reativação e estruturação que ocorreram em momentos diferentes e também demonstra, no caso do andar Jiquiá, a importância dos dados bioestratigráficos.



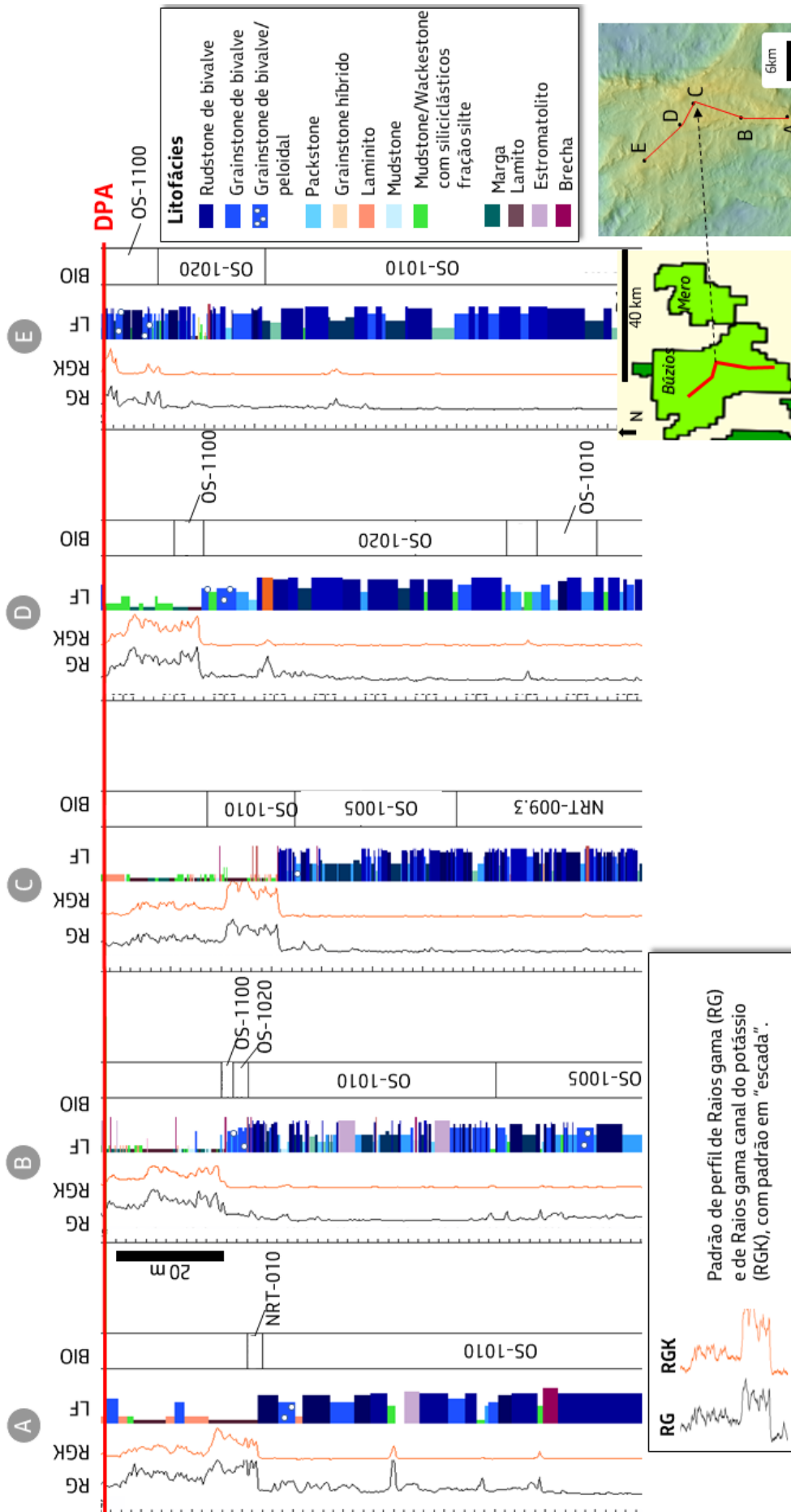


Figura 3.1.3.4: Correlação estratigráfica de poços (horizontalizada na DPA) na área Búzios. A feição de alto RG para o topo dos poços (escada/cadeirinha), ocorre logo abaixo da DPA, e está relacionada à presença de litofácies de lamitos e carbonatos finos com siliciclásticos na fração silte. As biozonas indicam que essas feições ocorrem em diferentes momentos estratigráficos.

A partir das sucessões estratigráficas interpretadas nos poços e sua amarração nos dados sísmicos, foi possível delinear as geometrias das arquiteturas deposicionais e suas variações laterais. Os depósitos de coquina tiveram um forte controle estrutural da geometria do rifte em sua sedimentação. Estas fácies foram depositadas e melhor preservadas em regiões de flancos dos altos estruturais, herdados do embasamento, e em áreas propícias a geração de espaço de acomodação. As condições ambientais necessárias para a produção da biomassa dos moluscos na Bacia de Santos (estudo da paleoecologia) ainda estão sendo estudadas. De uma maneira geral, tal compreensão é inferida com base na comparação direta com os depósitos da Fm. Coqueiros da Bacia de Campos, que é composta por gêneros endêmicos ao sistema de bacias ligadas à abertura do Atlântico Sul, e que são predominantemente infaunais a semi-infaunais, vivendo como suspensívoros, ou seja, animais que obtêm seu alimento por meio de processo de filtração em ambientes de alta a baixa energia, incluindo espaços abaixo da ação de ondas de tempo bom (Carvalho *et al.*, 2000). Contudo, depósitos autóctones de coquinas relacionadas a depósitos lamosos ainda não foram identificados na Fm. Itapema, sendo, portanto, a maior parte dos depósitos na bacia de Santos associados a palaoambientes de águas rasas com alta energia.

Como a Fm. Itapema não aflora, a analogia acerca das geometrias deposicionais e variação lateral de fácies em escala de afloramento foram obtidas, em grande parte, através de estudos dos afloramentos da Formação Morro do Chaves da Bacia de Sergipe-Alagoas

(Kinoshita, 2007; Kinoshita, 2010) de idade Jiquiá e depósitos recentes, como os estudos realizados em *Shark Bay*, Austrália, (Jahnert *et al.*, 2012, Baptista da Silva, 2014). Finalmente, os depósitos carbonáticos do Golfo Pérsico (Kaczmarek *et al.*, 2010) também foram utilizados como base para a compreensão da distribuição das litofácies bioclásticas geradas por processos de alta e baixa energia em altos estruturais internos à bacia.

Os depósitos de coquinas na Bacia de Santos podem ter diferentes geometrias:

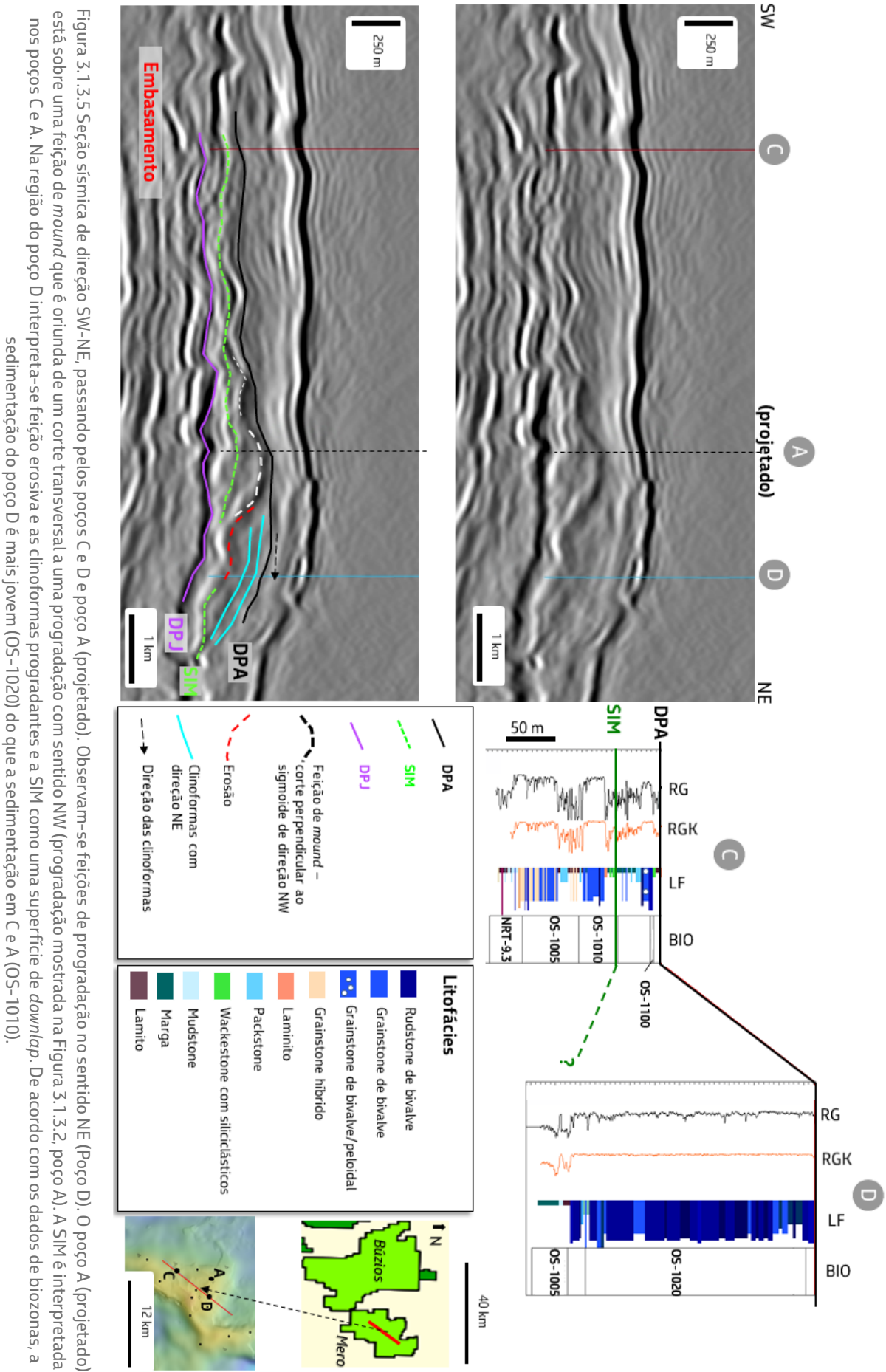
**geometria tabular a mounded** (Figura 3.1.3.2, poço B), correspondendo a depósitos de bancos bioclásticos, caracterizados por sucessões de *rudstones* e *grainstones* bioclásticos com elevado grau de seleção composicional, constituídos exclusivamente por conchas de bivalves, sem nenhuma intercalação de litologias lamosas, com moderado grau tafonômico e organização dos bioclastos, depositados em contexto de alta energia;

**geometria de clinofomas**, com refletores oblíquos com alto ângulo de caimento (Figura 3.1.3.2, poço A). Compõem essa geometria os depósitos de cunhas progradantes, que são compostos por barras bioclásticas de bivalves constituídas por sucessões de *rudstones*, *grainstones* e *floatstones* bioclásticos com baixo grau de seleção composicional, sendo constituídos por bioclastos de bivalves que podem estar associados a oncoides e litoclastos, com moderado a elevado grau tafonômico. Tal associação de litofácies ocorre devido à alta produção de conchas e moderado espaço de acomodação.

É importante ressaltar que a geometria de clinofor-  
ma, num corte transversal à direção prin-  
cipal de deposição, apresenta feição sísmica de  
*mound* (Carlotto *et al.*, 2017). As clinofor-  
mas possuem dimensões variadas de espessura e  
largura, a depender do espaço de acomodação  
e influxo de sedimentos, e podem ser do tipo  
oblíqua, em telha (*shingled*) e sigmoidal, com  
dimensões verticais variando de 50 m a 250 m  
e dimensões laterais da ordem de 200 m (Figu-  
ra 3.1.3.2 e 3.1.3.5). O conjunto de clinofor-  
mas progradantes (cunha bioclástica) pode ter até  
4 Km de largura (Figura 3.1.3.2).

As clinofor-  
mas localizadas nas áreas dos al-  
tos estruturais progradam em direção às

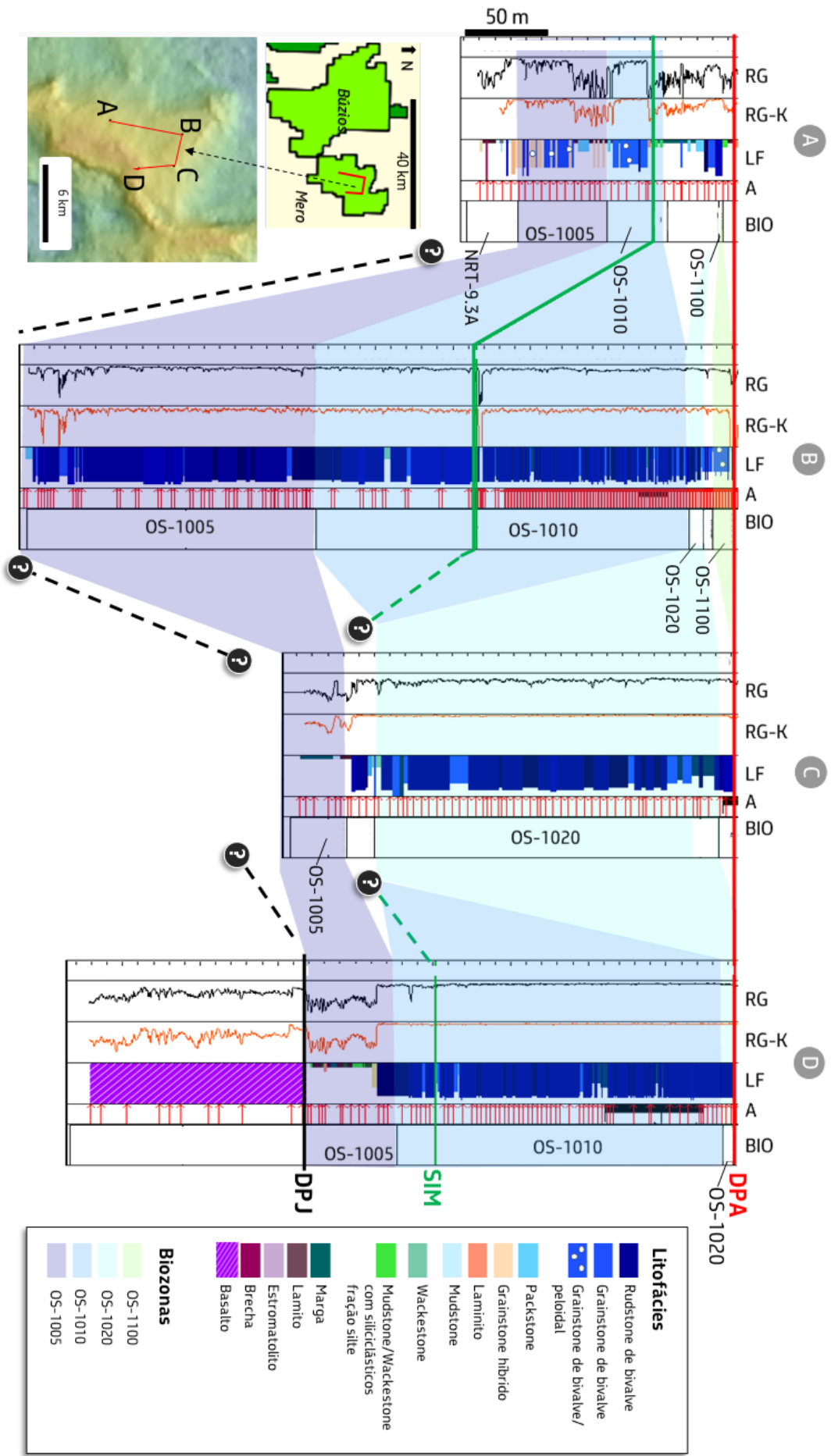
regiões com espaço de acomodação rema-  
nescente. Portanto, numa mesma área, essas  
progradações podem ter direções distintas  
de acordo com a paleomorfologia, espaço  
de acomodação e direção de correntes. Por  
exemplo, na área de Mero o sentido de cai-  
mento das clinofor-  
mas varia entre NE e NW. Na Figura 3.1.3.5, observam-se progradações  
na direção SW-NE, enquanto a Figura 3.1.3.2  
apresenta progradações na direção SE-NW.  
Além disso, também ocorre erosão em clino-  
formas de idades mais antigas e deposição  
de clinofor-  
mas mais jovens, como pode ser  
observado na Figura 3.1.3.5, com uma feição  
de sísmica que indica erosão ou migração por  
espaço de acomodação.



A Figura 3.1.3.6 apresenta uma seção de correlação na área de Mero, onde observa-se, entre a SIM e a DPA, que o poço C apresenta um espesso pacote de coquinas mais jovens (OS-1020) em relação aos pacotes mais expressivos de coquinas nos poços A, B e D, as quais correspondem a biozona anterior (OS-1010). Ou seja, interpreta-se que a região onde se

localiza o poço C possuía mais espaço de acomodação no tempo da OS-1020, enquanto as outras regiões dos poços A, B e D já estavam colmatadas. Isso demonstra a existência do controle da geometria herdada do embasamento/rifte, assim como também evidencia as variações locais do espaço de acomodação.

Figura 3.1.3.6: Seção de correlação horizontalizada na DPA, com as marcações da DPJ e SIM – OS-1010. Notar que no poço C ocorrem depósitos bioclásticos correspondente a biozona mais jovem (OS-1020) quando comparado com os poços adjacentes, A, B e D, que apresentam espessos depósitos bioclásticos correspondente a biozona OS-1010. RG: raios gama 0 a 150 api; RGK: raios gama canal do potássio; LF: litofácies; A: amostras laterais e testemunhos e BIO: biozonas.



Nos topos das clinofformas, é comum a ocorrência de associação de fácies interpretada como depósitos de praia (escala subsísmica), constituídas por *grainstones* bioclásticos arredondados e organizados, com estratificações plano-paralelas e de baixo ângulo, *rudstones* bioclásticos maciços, *floatstones* e *packstones* bioclásticos com laminações plano-paralelas, com baixo grau de seleção composicional.

Em um contexto deposicional de moderada energia, em áreas relativamente mais protegidas ou relativamente mais profundas, são interpretados depósitos de lençol bioclástico arenoso constituídos por camadas relativamente delgadas de *grainstones*, *floatstones* e *packstones* com baixa seleção composicional. Estas camadas são constituídas predominantemente por oncoides, peloides e fragmentos de conchas de bivalves com alto grau tafonômico. Sismicamente a associação de lençol bioclástico arenoso é representada por refletores sísmicos

paralelos a subparalelos. Também pode ocorrer entre as clinofformas das barras e, neste caso, são feições subsísmicas.

As espessuras dos depósitos de coquinas da Fm. Itapema variam muito lateralmente e estão associadas à configuração estrutural do embasamento dos campos do Pré-sal e à presença de rochas ígneas vulcânicas no intervalo (Figura 3.1.3.7). Os depósitos mais espessos ocorrem em regiões onde o embasamento apresenta padrões intermediários de elevação, como na área de Mero e Búzios. Em outras áreas relativamente mais deprimidas, como Sururu e Berbigão, ocorrem depósitos de lamitos e margas. Em áreas onde as estruturas do embasamento são mais elevadas (pequeno espaço de acomodação), como na área de Tupi, ocorrem depósitos delgados, imaturos do ponto de vista composicional (híbridos) e descontínuos. Estes diferentes sistemas podem ser identificados por suas sismofácies, padrão de empilhamento e perfis de poços.

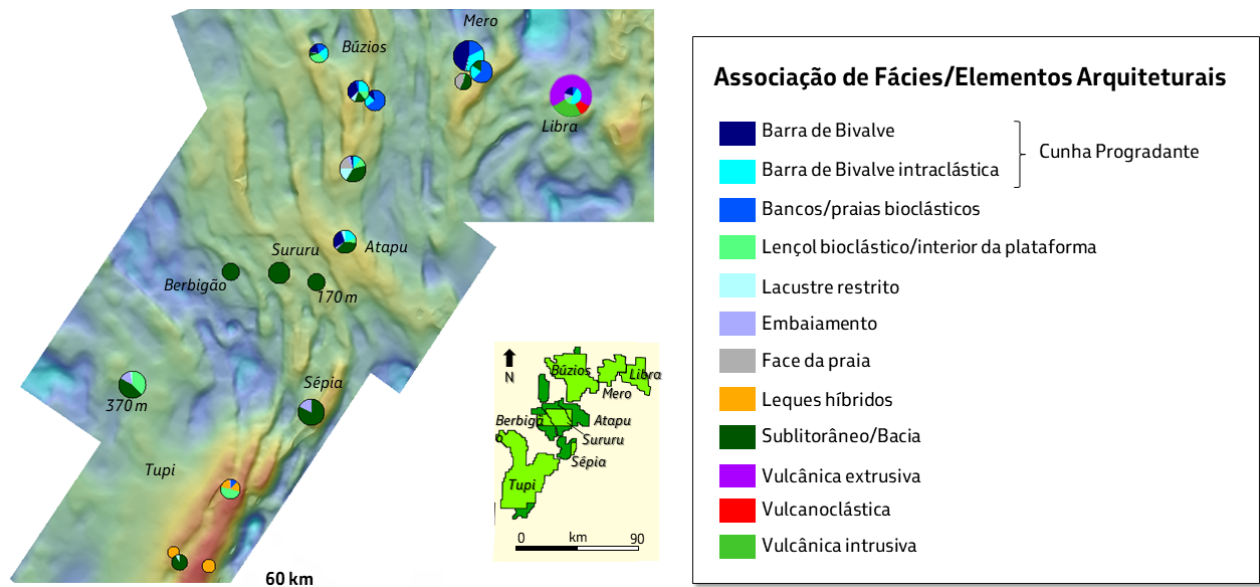


Figura 3.1.3.7: Mapa de contorno estrutural do embasamento e gráficos de proporção de associação de fácies/elementos arquiteturais nos poços referentes ao Andar Jiquiá. Os tamanhos dos gráficos são proporcionais a espessura de Jiquiá amostrada pelos poços (alguns poços não atingiram a DPJ, ou seja, não amostraram todo o Andar Jiquiá).

A partir das sucessões estratigráficas interpretadas nos poços, litofácies, associação de fácies e análise dos dados sísmicos foram reconhecidas geometrias das arquiteturas deposicionais e suas variações laterais. Durante a deposição do Andar Jiquiá, as arquiteturas (Figuras 3.1.3.2, 3.1.3.5 e 3.1.3.8) compreendiam plataformas carbonáticas lacustres com dezenas de quilômetros de extensão, dominadas por processos de acomodação física e depósitos predominantemente de conchas de bivalves sobre os altos. Assim, os principais elementos arquiteturais interpretados são a margem de plataforma (onde ocorrem as associações de fácies de bancos de bivalves e praias), as cunhas/barras progradantes (barra de bivalve e barra intraclástica), o interior de plataforma (com depósitos das associações de fácies lençol bioclástico, o lacustre restrito e embaiamento), a rampa/talude (depósitos de face de praia e híbridos, onde há a intercalação de depósitos finos de lamitos com *grainstones/rudstones* bioclásticos) e áreas com baixa energia fora dos altos denominadas

depósitos de bacia. Os bancos de bivalves sistemicamente apresentam dimensões verticais da ordem de 150 m. As barras de bivalves (clinoformas) apresentam sistemicamente dimensões verticais de 50 m a 250 m e dimensões laterais da ordem de 200 m (Figura 3.1.3.2 e 3.1.3.5). Assim, o conjunto de barras de bivalves que formam as sismofácies de clinoformas progradantes (cunha bioclástica) pode ter até 4 km de largura. Isso não significa que na época da deposição havia um espaço de acomodação total da ordem de 200 m, mas sim a geração concomitante de espaço de acomodação propiciando um ambiente raso. De acordo com as análises de fácies e tafonomia, estas associações de fácies foram interpretadas em um contexto de alta energia, raso com processo de tração por fluxos hidrodinâmicos bidirecionais nos bancos de bivalves e, para as barras progradantes, contexto de alta energia raso e moderado espaço de acomodação, com processos de tração por fluxos hidrodinâmicos unidirecionais.

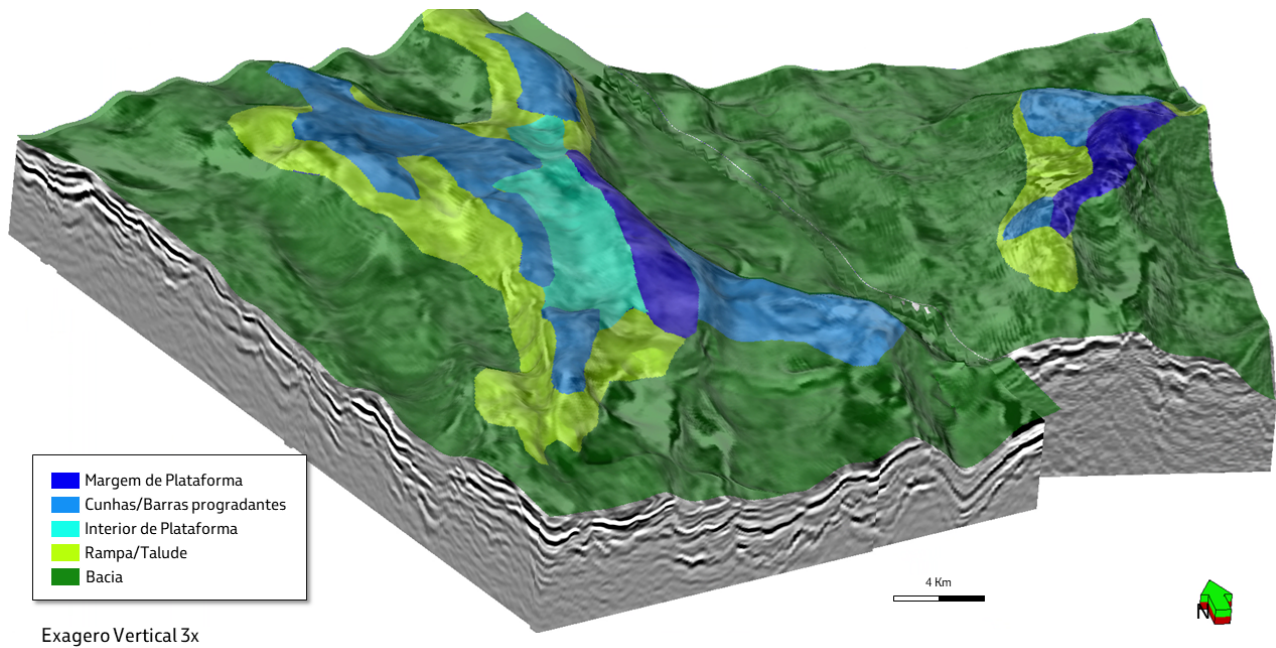


Figura 3.1.3.8: Bloco-diagrama simplificado com os principais elementos arquiteturais do sistema deposicional da K-38 (Andar Jiquiá). O exagero vertical é de 3x. O mapa está sobreposto à superfície DPA.

Os depósitos denominados de bacia/sublitorâneos, depositados em contexto ambiental mais fundo e anóxico, são interpretados a partir de folhelhos escuros e lamitos, com conteúdo siliciclástico na fração silte e argila (bem identificado pelo perfil de RG-K) ricos em matéria orgânica. Esta associação ocorre lateralmente em direção à bacia em relação aos espessos depósitos de coquinas (cunhas progradantes/barras bioclásticas). Os depósitos distais são ricos em matéria orgânica e correspondem principalmente à biozona OS-1010. Esta associação ocorre com baixo conteúdo ou ausência completa de bioclastos de bivalves. Esses depósitos apresentam geometria tabular constituídos por refletores sub-horizontais paralelos nos baixos estruturais, com espessuras, observadas em perfil, em torno de 50 m e que correspondem à “Geradora Jiquiá” (Figura 3.1.3.9, poço F, porção basal).

Em alguns locais, intercalados a esses depósitos sublitorâneos, ocorrem depósitos de *grainstones* de bivalves e outros como bioclastos e intraclastos (perfil de RG-limpo), conforme mostram as Figuras 3.1.3.5 (poço A) e 3.1.3.9 (poço F). Interpreta-se que seria um ambiente de baixa energia, com eventos episódicos de moderada a alta energia (tempestades), em região relativamente mais profundas da bacia, aqui denominada de face da praia/interbarras. Em sísmica estes extensos depósitos apresentam geometria tabular e as sismofácies transitam gradualmente para refletores paralelos sub-horizontais no sentido dos baixos estruturais (Figura 3.1.3.9).

Depósitos constituídos predominantemente por estromatolitos grumosos e peloidais associados com fácies oncolíticas ocorrem secundariamente. Interpreta-se, para estes estromatolitos, um ambiente de moderada a baixa energia

localmente estressante em embaiamentos na porção marginal a intermediária do lago.

Pontualmente, em algumas áreas, como Tupi, ocorrem conglomerados e arenitos híbridos constituídos por intraclastos e bioclastos de

composição carbonática, além de fragmentos de rochas vulcânicas e carbonáticas, os quais são interpretados como fandeltas. Também há ocorrências locais de depósitos de *grainstones* e *packstones* de ostracodes, interpretados em contexto de moderada energia.

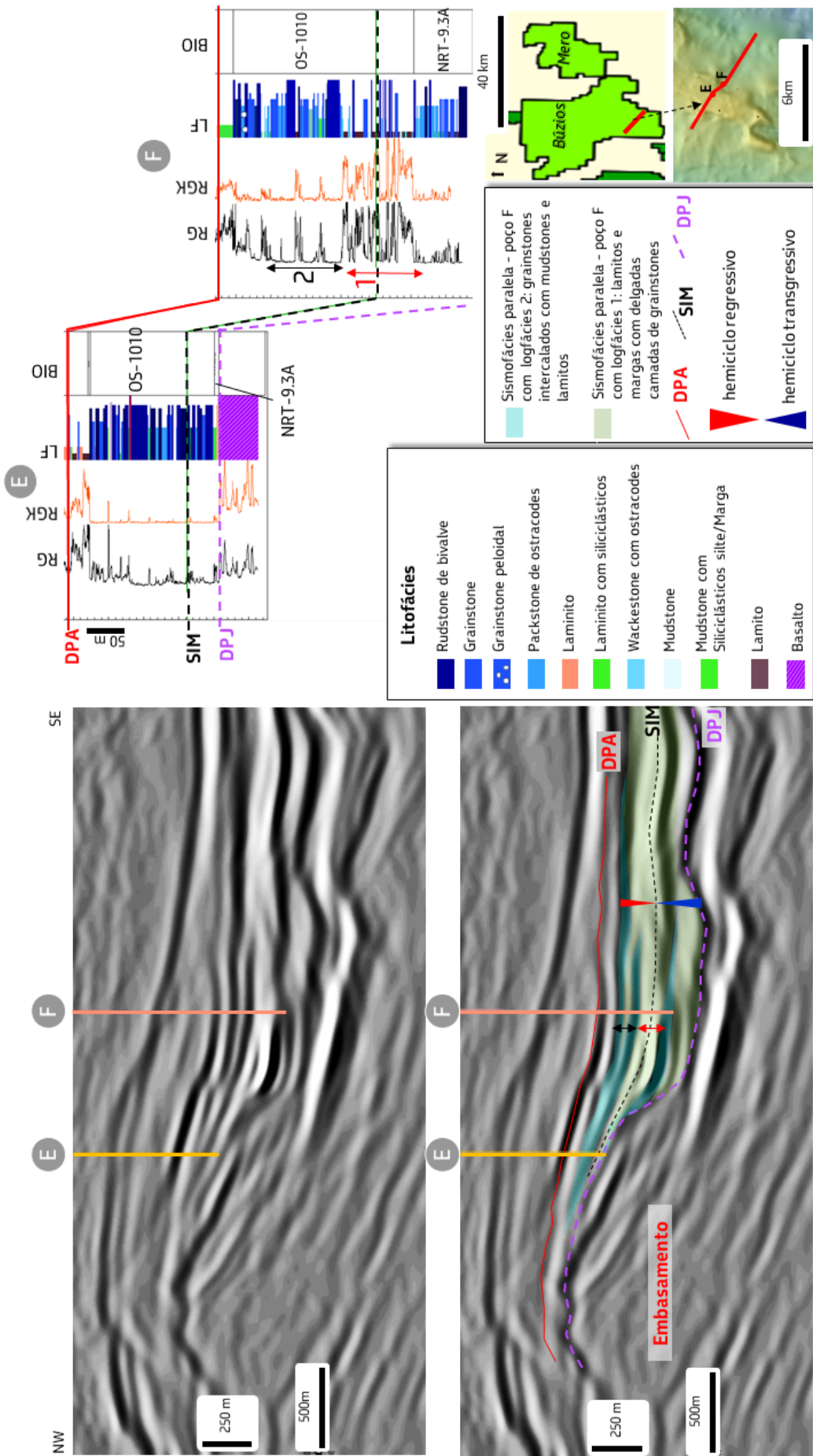


Figura 3.1.3.9 - Seção sísmica de direção NW-SE, mostrando feições de cliniformas (poço E) onde foram amostrados *rudstones* e *grainstones* e lateralmente sismofácies paralelas (poço F) onde foram amostrados laminitos e margas com alto conteúdo de matéria orgânica (logfácies 1 no poço F, em verde na sísmica). A logfácies 2 (sismofácies em azul) é referente ao intervalo mediano a superior do poço F, onde há maior conteúdo de depósitos de grainstones intercalados com mudstones e laminitos. As biozonas indicam que os poços amostraram o mesmo intervalo bioestratigráfico (OS-1010).

## 3.2. Fácies e Estratigrafia – Andar Alagoas

### 3.2.1. Aspectos Sedimentológicos e Estratigráficos

A classificação das litofácies presentes no Andar Alagoas seguiu os critérios texturais de Dunham (1962) e Embry e Klován (1971), além da nomenclatura observada em Terra *et al.* (2010). Na Bacia de Santos, no intervalo do Andar Alagoas, ocorreu uma intensa sedimentação autóctone calcítica-dolomítica, tipicamente com trama fibrosa e argilosa, esta última dominada por minerais magnesianos

singenéticos. Os minerais calcíticos em forma de leques fibrosos se apresentam com petrotramas calcítica fascicular óptica, radial-esferulítica e, subordinadamente, como crostas contínuas de espessura milimétrica a centimétrica. Os elementos calcíticos podem ainda se apresentar nas formas micríticas ou em mosaico. A Tabela 3.2.1.1 sintetiza as principais fácies encontradas na Formação Barra Velha.

Tabela 3.2.1.1 – Litofácies da Formação Barra Velha

Nome	Descrição	Processos sedimentares	Composição Mineral Principal
Estromatolito	Carbonato constituído por leques fibrosos em camadas centimétricas tabulares ou dômicas fasciculares com extinção ondulante cujos elementos milimétricos a centimétricos apresentam formas arborescente, arbustiforme e dendriforme. Podem também ser ramificados desde a base ou digitados; laminados ou com laminação incipiente; por vezes podem conter argilominerais entre os elementos fasciculares; intercalados com níveis milimétricos a centimétricos com esferulitos e <i>grainstones</i> ; apresentam comumente feições de exposição. Constituem o principal reservatório associado às fácies <i>in situ</i> .	Precipitação direta por saturação do corpo aquoso em íons de Ca e CO <sub>3</sub> . Singênese e/ou associado a feições filamentosas ramificadas.	Predominante: calcita fascicular óptica ou em mosaico com baixo teor de magnésio.  Subordinado: dolomita interelemento romboédrica e em sela; quartzo autigênico, argilomineral magnésiano autigênico; calcita em franja e em mosaico interelemento.
Esferulito	Cristais fibro-radiais esféricos de calcita ou, de forma subordinada, em pétala; laminado; com matriz argilosa magnésiana singenética, orgânica, micrítica, siltica decantada ou híbrida; com conteúdo variável de siliciclastos na fração silte; intercalados frequentemente com laminitos e com estromatolitos;	Precipitação em meio saturado com íons Ca e CO <sub>3</sub> em uma matriz argilosa, orgânica, lamosa ou híbrida.	Predominante: calcita fibro-radial (esferulítica); argilomineral magnésiano  Subordinado: dolomita; quartzo autigênico, dawsonita; magnesita
Laminito	Camadas laminadas calcíticas intercaladas com níveis delgados orgânicos ou lamosos; a laminação é predominantemente crenulada e a textura é micrítica, grumosa ou em mosaico fino; com conteúdo variável de siliciclastos na fração silte; intercalados com lamitos ricos em matéria orgânica e <i>grainstones</i> .	Precipitação mediada por bactérias (microbial) e decantação de material siltico ou lamoso.	Predominante: calcita microcristalina.  Subordinado: dolomita; quartzo autigênico, barita.

Tabela 3.2.1.1 – Continuação

Nome	Descrição	Processos sedimentares	Composição Mineral Principal
Carbonatos <i>grumosos</i> *	Carbonatos com petrotramas variadas dos tipos crustiforme, arborescente, grumosa, laminada, pustular, filamentosa e granular; que apresentam de forma frequente feições de brechação, fraturamento, dissolução, dolomitização e silicificação; com laminação irregular ou maciços; intercalam com estromatolitos e <i>grainstones</i> ; são de ocorrência subordinada. *Interpretado na Associação de Fácies Tufa-travertino	Precipitação a partir de águas quentes hidrotermais, cársticas ou fluviais e associadas a elevada saturação de íons Ca e CO <sub>3</sub> . Processos de degaseificação de CO <sub>2</sub> e organo-químicos são atuantes.	Predominante: calcita microcristalina.  Subordinado: Dolomita (em sela); sílica autigênica, barita, celestita, esfalerita, dawsonita, fluorita, anidrita.
<i>Grainstones</i> , <i>rudstone</i> e brecha	Carbonatos granulares ( <i>grainstone</i> ) intraclásticos cujos grãos são arredondados a subarredondados, maciços ou com laminações incipientes; ocorrem em camadas horizontais com estratificações plano-paralelas, de baixo ângulo e aparente maciça; constituem o principal reservatório formado por material retrabalhado; intraclastos de estromatolitos, esferulitos, laminitos e silexitos. Subordinadamente, clastos de rochas vulcânicas e <i>grainstones</i> bioclásticos da Formação Itapema.	Tração por fluxos hidrodinâmicos unidirecionais. Fluxos gravitacionais do tipo fluxo de detritos.	Predominante: calcita.  Subordinado: dolomita, quartzo e calcedônia.
<i>Floatstone</i> <i>Packstone</i>	<i>Floatstone</i> com matriz argilosa e <i>packstone</i> intraclástico, com matriz lamosa carbonática de argilomineral magnesiano e terrígena deposicional. Maciços ou com laminação plano-paralela; de ocorrência subordinada.	Tração e decantação por fluxos hidrodinâmicos unidirecionais e decantação.	Predominante: calcita fibro-radial (esferulítica); argilomineral magnesiano.  Subordinado: dolomita; quartzo autigênico.
<i>Mudstone</i> , <i>wackestone</i> , marga e lamito	Carbonatos compostos por matriz lamosa terrígena e carbonática; com laminações plano-paralelas muito delgadas; com teor de matéria orgânica amorfa variável; ostracodes e fragmentos fosfáticos.	Decantação e secundariamente precipitação microbial.	Predominante: calcita microcristalina.  Subordinado: quartzo autigênico.
Arenito e híbridos	Arenitos finos a médios, maciços ou com proporção de fragmentos intraclásticos carbonáticos entre 30 e 50%; ocorrência subordinada nos principais campos e predominante na porção proximal da Bacia de Santos.	Tração e decantação por fluxos hidrodinâmicos unidirecionais.	Predominante: quartzo, feldspato, micas, calcita, argilominerais magnesianos.  Subordinado: dolomita (em sela), quartzo autigênico.

As fácies estromatolitos, esferulitos, laminitos e carbonatos grumosos (Figuras 3.2.1.1 e 3.2.1.2) destacam-se entre os sedimentos autóctones que eram frequentemente retrabalhados e redepositados e sua interação forma o complexo mosaico de rochas do Pré-sal. Vale mencionar que alguns autores

classificam as fácies arbustiformes, aqui denominadas estromatolitos, utilizando o termo *Shrubstone* (Gomes *et al.*, 2020) e o termo *Shrubby Boundstone* (Saller *et al.*, 2016). Entre os sedimentos alóctones, destacam-se os *grainstones*, *rudstones*, *packstones*.

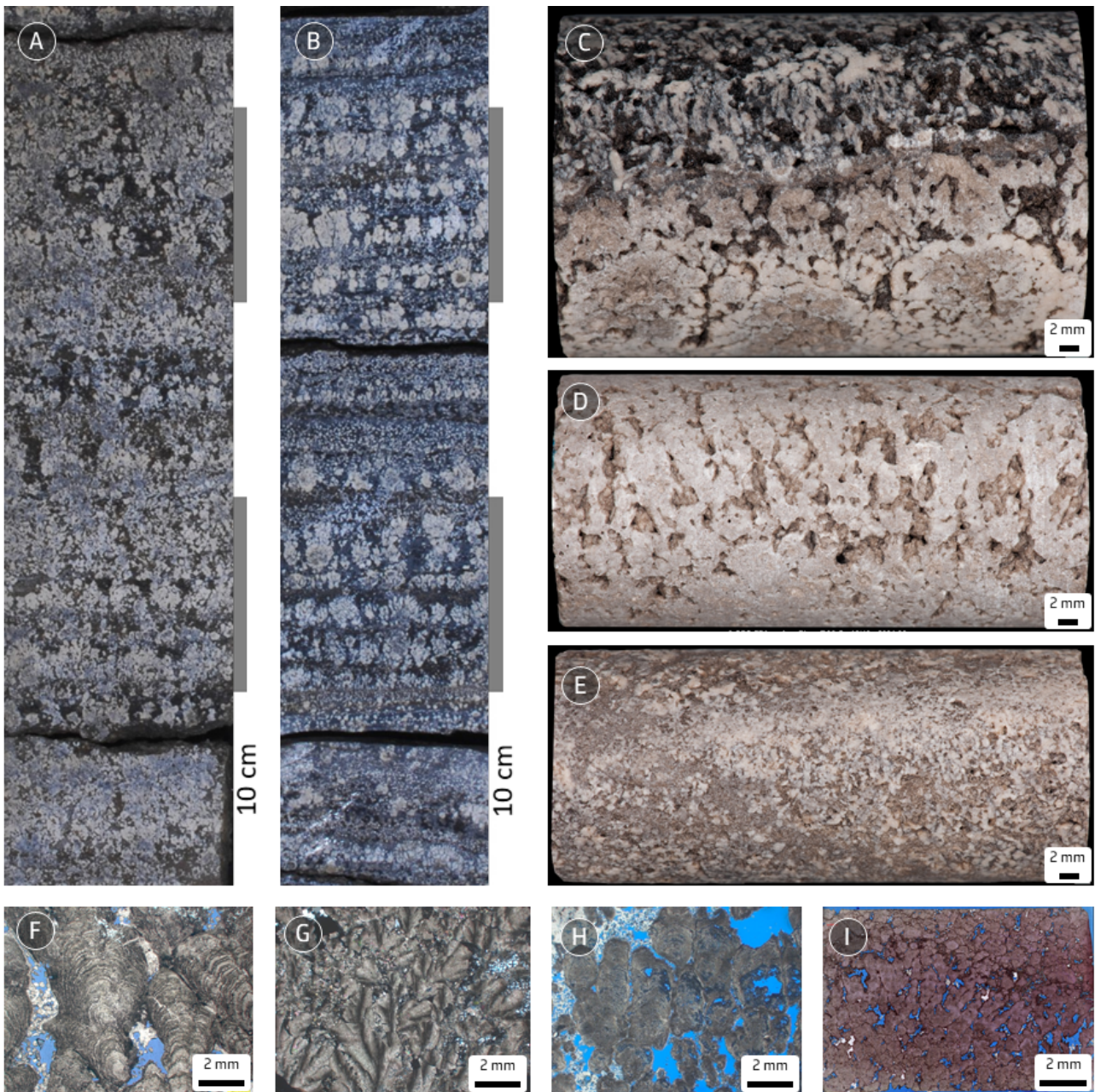


Figura 3.2.1.1: Exemplos de estromatolitos do Andar Alagoas. Em A) empilhamento de estromatolitos arborescentes em testemunho; em B) estromatolito intercalado com esferulititos em testemunho; em C) intercalação de estromatolitos arborescentes e dendriformes; em D) detalhe da elevada porosidade interelementos e por dissolução (alargamento) em estromatolitos; em E) detalhe de estromatolito arbustiforme; em F-I) fotomicrografias das feições estromatolíticas e porosidades em azul.

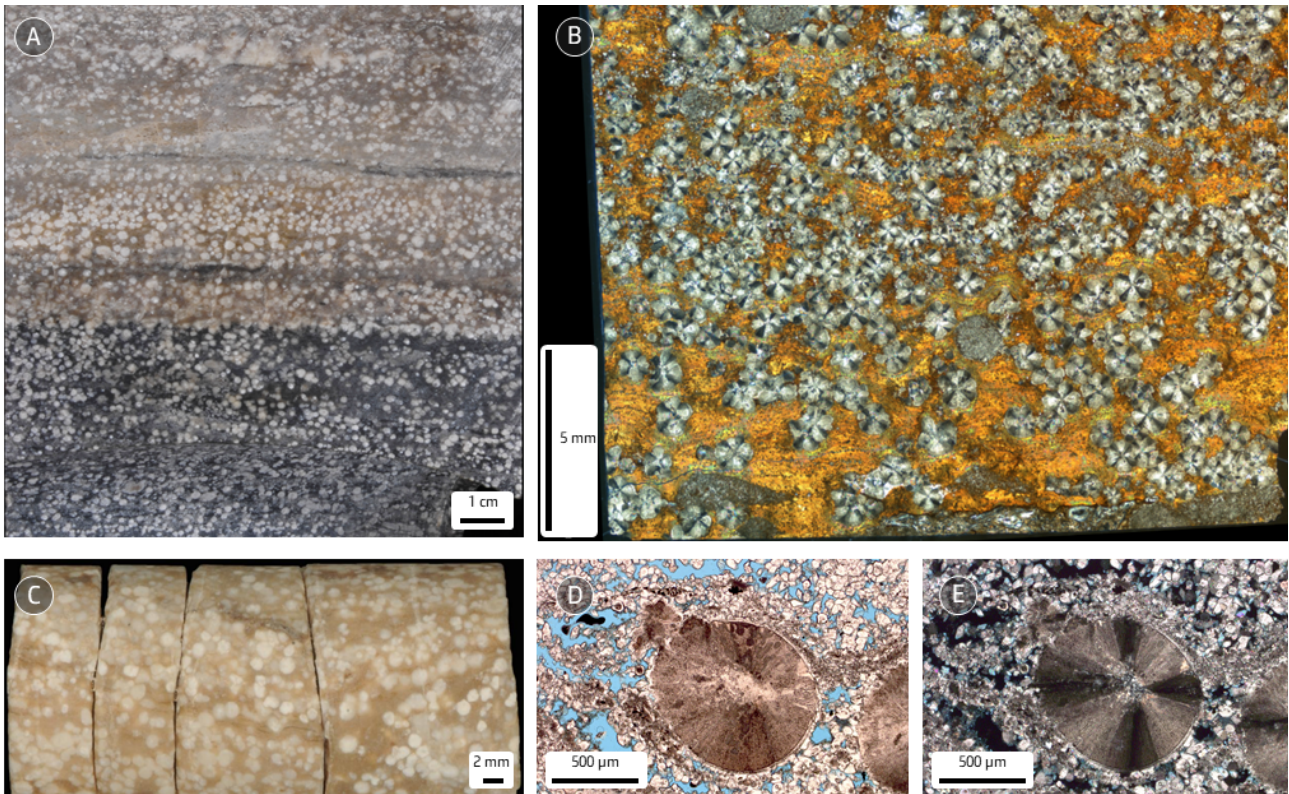


Figura 3.2.1.2: Exemplos de esferulitos em testemunho, amostra lateral e lâmina delgada. A) exemplo de esferulito em camadas com matriz mais clara com dolomita e mais escura silicificada; B) fotomicrografia de esferulito com argilomineral magnesiano. As imagens de esferulitos enfatizam em C) a textura e a presença de argilomineral magnesiano de coloração castanho-dourado, D) e E) detalhe de esferulito poroso com dolomita em luz transmitida e polarizada.

As petrotramas fasciculares, também denominadas na literatura como *shrub like*, *ray crystal shrubs* (Chaftez e Guidry, 1999), foram designadas por Terra *et al.* (2010) como estromatolitos em um sentido geral e sem conotação genética, já Gomes *et al.* (2020) as denominaram de “shrubstones”. Os estromatolitos constituem uma das principais fácies reservatório do tipo autóctone do Pré-sal.

Dias (1998) e, posteriormente, Muniz e Bosenice (2015) associaram sua gênese à atividade microbiana na Bacia de Campos. Vasconcelos *et al.* (2011) interpretaram as mineralizações em amostras da Bacia de Santos como de origem bioinduzida com base em dados isotópicos e Madrucci e Spadini (2012) também

interpretaram a origem microbiana com dados de MEV (EDS) em amostras da Bacia de Santos. Wright e Barnett (2015), Lima e De Ros (2019) e Lima *et al.* (2020) interpretaram os elementos fasciculares como singenéticos a eodiagenéticos, que apresentam tamanhos milimétricos a centimétricos, porém formam intervalos empilhados contínuos de até dezenas de metros. Erthal *et al.* (2017) ressaltaram a semelhança entre as petrotramas observadas no Pré-sal e as encontradas no travertino moderno de Tívoli na Itália e observaram que as variações das morfologias dos elementos refletem tanto os controles ligados ao fluxo de água quanto a evaporação e à atividade microbiana, ou seja, possuem origem múltipla.

A fácies esferulítico, definido por Terra *et al.* (2010), são laminadas e apresentam cristais de calcita com textura fibro-radial ou, de forma subordinada, em pétala (Figura 3.2.1.2). Os esferulitos ocorrem associados a diferentes matrizes de granulometria fina, seja em argilitos decantados ou precipitados sin-genéticos, em margas e em matriz orgânica (EPS). Carapaças de ostracodes e fragmentos fosfáticos de peixes (Polck *et al.*, 2020), apesar de raros, são os fósseis mais comuns encontrados. Esta fácies se alterna entre aquelas formadas por cristais fasciculares e os laminitos. Cristais de quartzo, de calcedônia, de dolomita euédrica, de magnesita em lamelas e de dawsonita em feixe são os elementos diagenéticos mais comuns associados a esta fácies.

A fácies laminito apresenta estratificação delgada contínua, marcada pela intercalação de níveis calcíticos e orgânicos ou argilosos (Figura 3.1.2.3). A crenulação e presença de níveis micríticos com textura peloidal ou grumosa são características comuns. Em geral se intercala com fácies *grainstone* intraclásticos e com fácies esferulítico. A presença de material orgânico evidenciada pelos altos teores de carbono orgânico total (COT), pela frequente ocorrência de ostracodes e de material siliciclástico, indica que sua formação ocorreu em contexto de mais baixa energia, subaquoso com eventuais exposições (pedogênese). Alguns níveis apresentam maior conteúdo de argilas magnesianas (filossilicatos magnesianos).

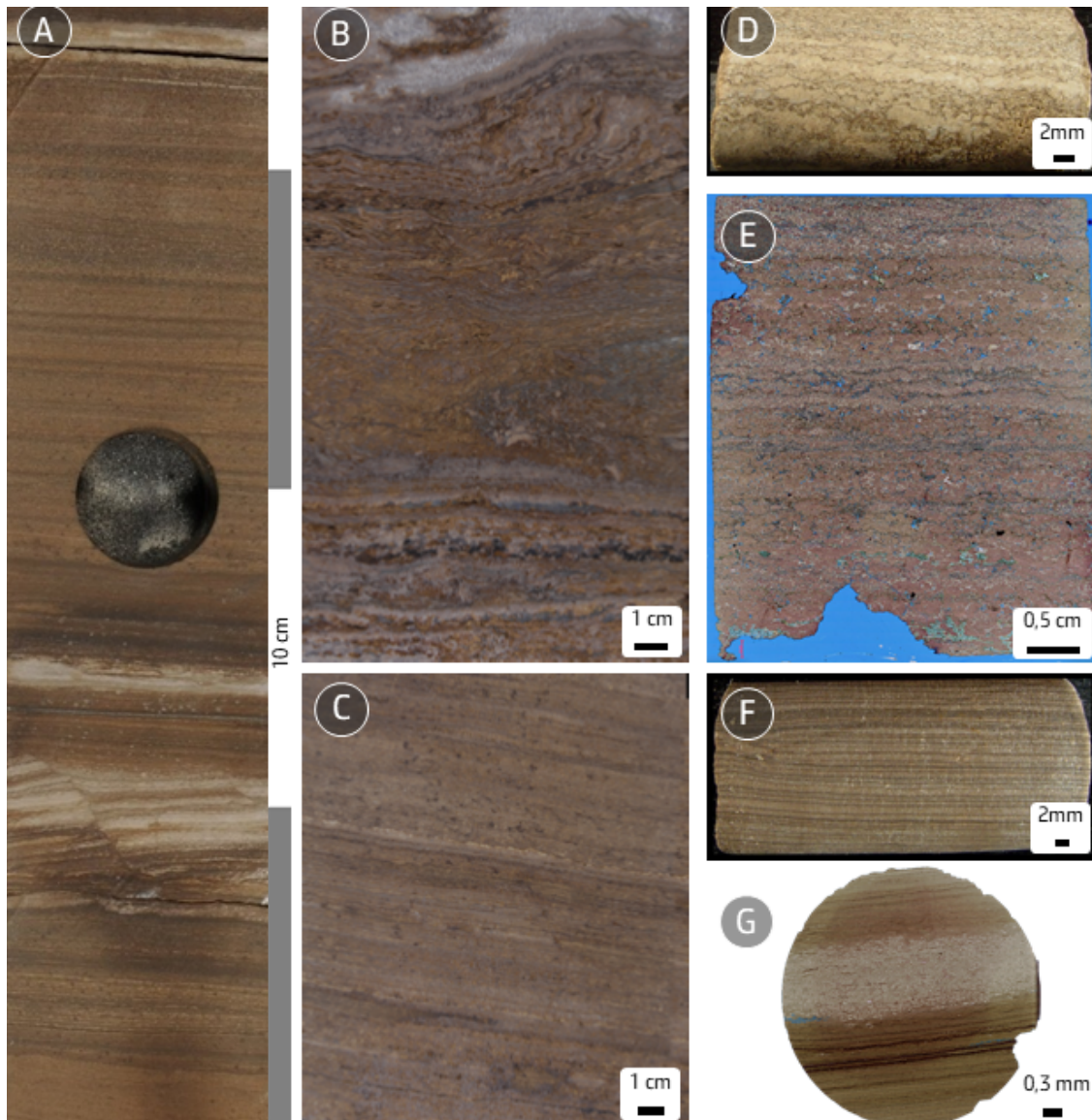


Figura 3.2.1.3: Exemplos de Laminitos. Em A) laminito em testemunho com estratificação paralela; em B) laminito crenulado parcialmente brechado e rompido por possível processo pedogenético; em C) laminito crenulado; em D) laminito crenulado em amostra lateral; E) fotomicrografia de laminito crenulado; F) laminito liso em G) fotomicrografia de um laminito liso parcialmente dolomitizado.

Os carbonatos grumosos (Figura 3.2.1.4) são constituídos por predomínio de carbonatos calcínicos que apresentam tramas grumosas, crostiformes, laminadas, pustulares, filamentosas, granulares, secundariamente fasciculares. Estes depósitos apresentam, de forma frequente, feições de brechagem, fraturamento, pedogênese, dissolução, dolomitização e silicificação. Assim, estas fácies autóctones foram interpretadas como carbonatos precipitados a partir de águas quentes,

cársticas ou fluviais, com elevada saturação de íons cálcio. Interpreta-se que a precipitação de carbonatos ocorreu devido ao processo de degaseificação de  $\text{CO}_2$ , associado a sistemas de tufas e travertinos. Observa-se que a ocorrência e distribuição destas fácies é restrita na Bacia de Santos, porém estas fácies constituem reservatórios importantes, por exemplo na área de Iracema/Cernambi (Falcão, 2015; Claes, 2015; Erthal *et al.*, 2017; Souza *et al.*, 2018).

Os principais elementos diagenéticos associados às fácies carbonáticas autóctones são a dolomita, o quartzo/calcedônia e a calcita blocosa. A dolomita e o quartzo apresentam texturas variadas. Os principais minerais diagenéticos de ocorrência secundária são

barita, anidrita e carbonatos sódicos, como a dawsonita e a tunisita. São também observados os minerais magnesita, fluorita, celestita, esfalerita, galena, pirita e caulinita/dickita (Souza *et al.*, 2018; Farias *et al.*, 2019; Lima *et al.*, 2020).

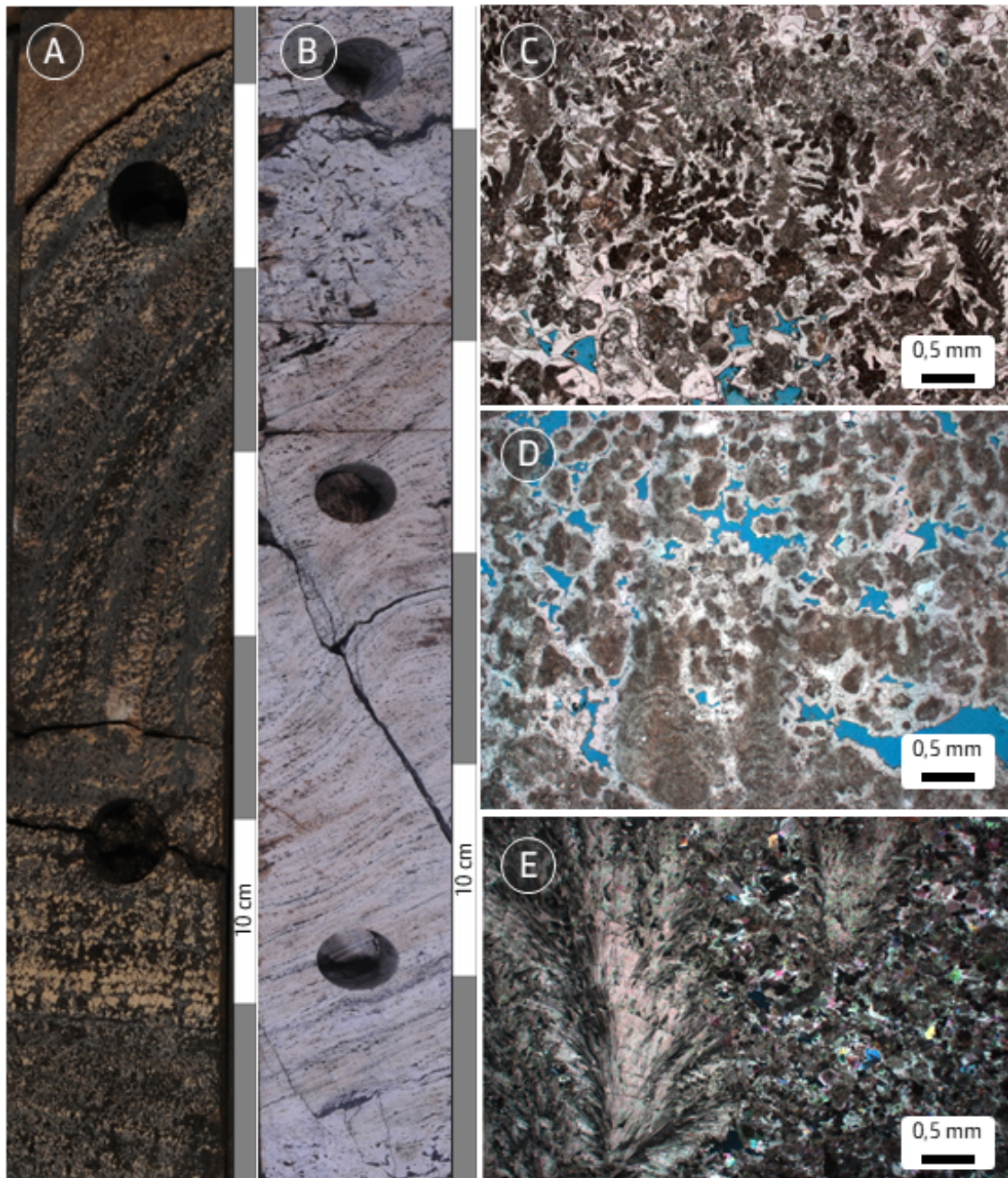


Figura 3.2.1.4: Exemplos de amostras de carbonatos grumosos. A) testemunho com feições arbustiformes com variação de ângulo e forma tipo cascata; B) feições laminadas e em cascata com presença de fraturas em intervalo calcítico; em C) D) e E) fotomicrografias de carbonatos grumosos e fascicular (E, estromatolito) dos intervalos mostrado em A) e B).

A dissolução tem importante papel no incremento de porosidade dos reservatórios do Pré-sal e é associada a fluidos meteóricos, hidrotermais e baciais ou à uma mistura deles. Este incremento de porosidade, principalmente na forma de alargamento de poros, promoveu a melhoria das condições permoporosas de reservatórios. Falhamento, fraturamento e brechiação

são processos que atuaram em intervalos que comumente apresentam alta permeabilidade.

As fácies alóctones como *grainstones*, *rudstones*, *floatstones* e brechas (Terra *et al.*, 2010, Barnett *et al.*, 2021) possuem ocorrência comum e se intercalam frequentemente com estromatolitos, laminitos crenulados e brechas nas zonas mais porosas (Figuras 3.2.1.5 e 3.2.1.6).

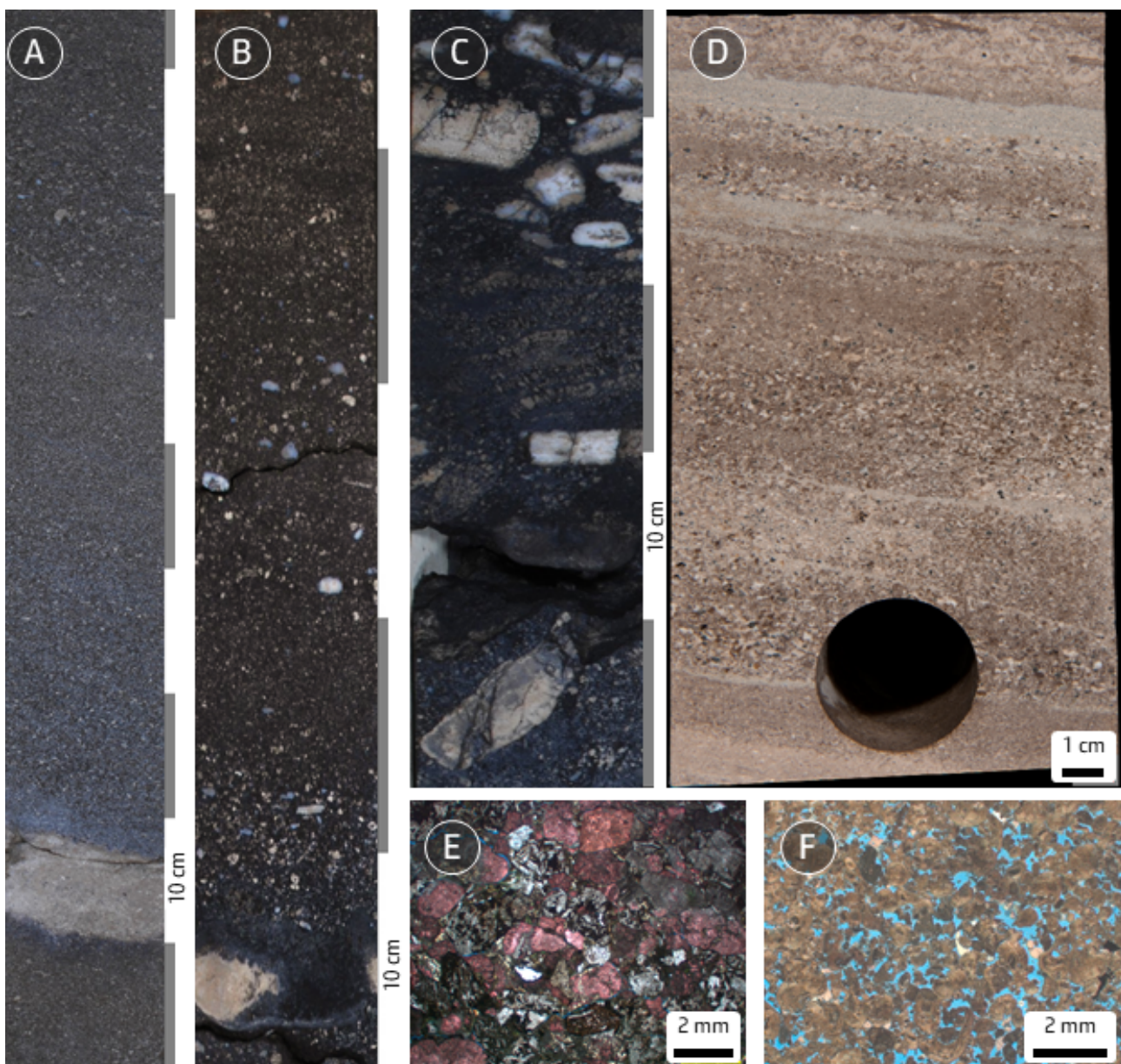


Figura 3.2.1.5: Exemplos das fácies alóctones com textura granular. A) testemunho com *grainstone* grosso maciço; B) testemunho com estratificação paralela em *grainstone* e *rudstone* com gradação inversa e normal; C) *rudstone* com intraclastos de silexite e de carbonatos; D) *grainstone* laminado com gradação e com fragmentos de rocha vulcânica; E e F) fotomicrografias dos *grainstones* intraclásticos

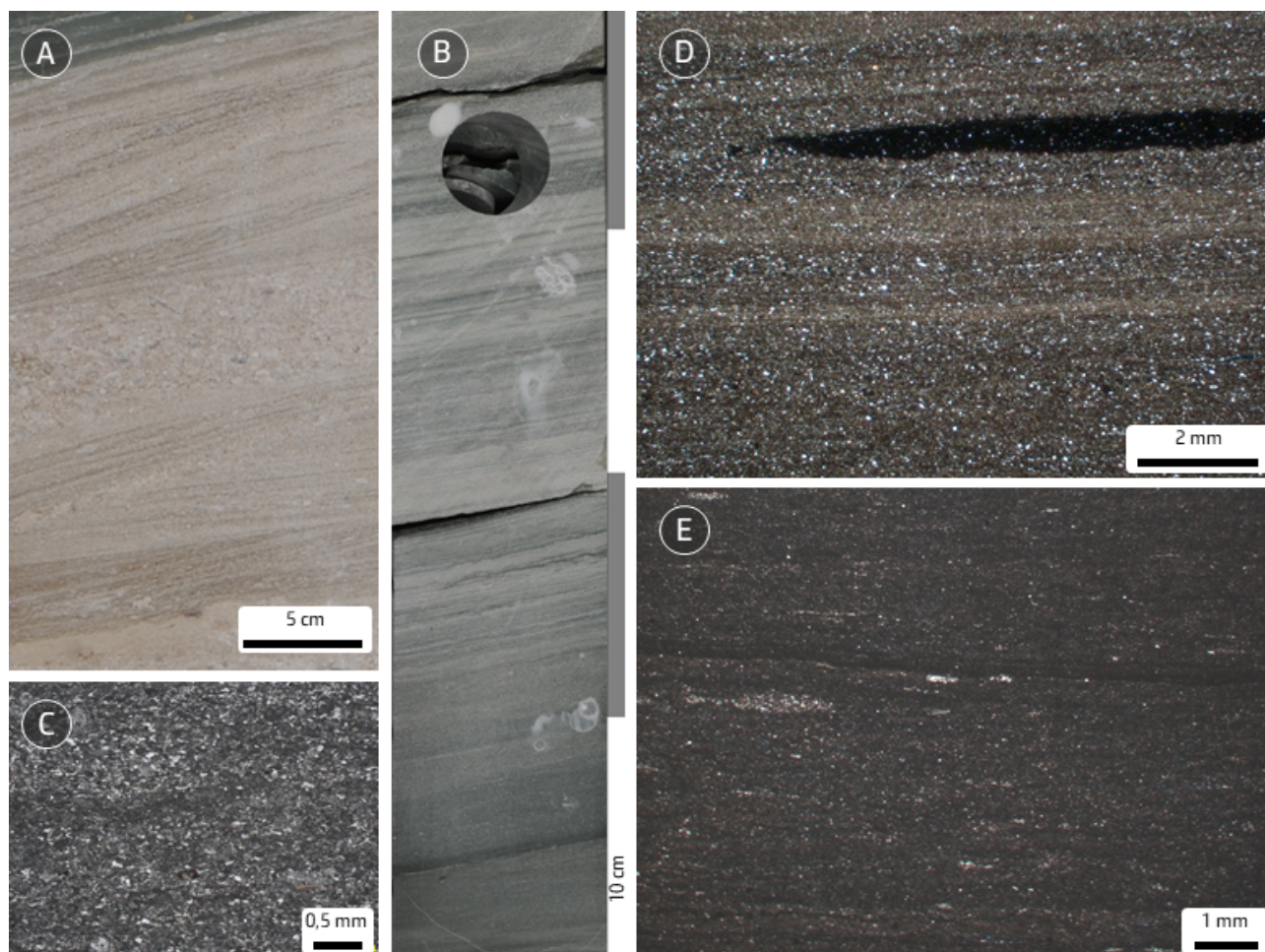


Figura 3.2.1.6: Exemplos das fácies alóctones laminadas e finas. A) testemunho em *grainstone* intercalado com *packstone* com laminação cruzada; B) testemunho com fácies de lamito e *mudstone* laminado; em C) fotomicrografia de *packstone* intraclástico; em D e E) fotomicrografias de lamito com fragmentos siliciclásticos e *mudstone* laminados.

A fácies *grainstone* tem como principais constituintes intraclastos médios e grossos. Eventualmente podem apresentar maior conteúdo de grãos siliciclásticos, ígneos (principalmente rochas vulcânicas e subvulcânicas) com granulometria que varia entre média a seixos, além de clastos da seção sedimentar subjacente de idades Jiquiá e Buracica. A fácies *grainstone* é interpretada como o principal constituinte de cordões litorâneos, barras, praias, bancos, frentes de praia e bancos *interpatches* de crescimentos estromatolíticos. Em áreas próximas aos paleoaltos estruturais, podem ser associados à leques aluviais ou fandelts.

As fácies *packstones* intraclástico, peloidal e híbrido, finos a médios, têm ocorrência subordinada. Estas fácies se intercalam com esferulitos, estromatolitos arbustiformes, *wackestones* e lamitos. A presença de ooides e peloides argilosos misturados com intraclastos carbonáticos é comum. Em geral os sedimentos foram pouco transportados e re-trabalhados em ambiente subaquoso.

As fácies *wackestone*, *mudstone* e lamito apresentam frequentemente matriz híbrida ou argilosa que, de forma subordinada, se intercalam com laminitos lisos, argilitos, esferulitos, *mudstones* e lamitos. Estas fácies

têm sua origem associada principalmente ao processo de decantação e foram depositadas em ambiente sublitorâneo ou costeiro raso de baixa energia.

De forma frequente, tem sido observada no intervalo Pré-sal a ocorrência de fácies com composição híbrida (Bahniuk *et al.*, 2018) com carbonatos, siliciclastos e silicatos argilosos singenéticos (argilominerais magnesianos) ou intraclásticos.

Finalmente, descreve-se a ocorrência de fácies carbonáticas com baixos teores (média de 10% nos níveis com argila) de argilominerais autigênicos magnesianos, assim como argilominerais detríticos (Figura 3.2.1.7). Entre as principais fácies carbonáticas com argilominerais destacam-se: a) fácies carbonáticas *in situ*, como laminitos, esferulitos, estromatolitos com argilominerais magnesianos autigênicos neoformados (sin-deposicionais),

indicando um contexto de baixa energia; b) fácies carbonáticas retrabalhadas, como *packstones* e *grainstones* (*mud-lean packstones*) com intraclastos de argilominerais magnesianos na fração areia, indicando moderada energia; c) fácies carbonáticas *in situ* associadas com pequenas proporções de minerais detríticos (quartzo, feldspato e mica) na fração silte e argilominerais, além de laminitos e margas. Nessas fácies é comum a presença de matéria orgânica. Estão associadas a um contexto deposicional de baixa energia, relativamente mais profundo. De um modo geral, interpreta-se que os argilominerais magnesianos foram precipitados em águas alcalinas, ricas em magnésio e silício em solução. Maiores detalhes sobre a caracterização das espécies de argilominerais, contexto deposicional e estratigráfico são discutidos no capítulo 9 “Caracterização, gênese e modelo deposicional dos argilominerais magnesianos do Andar Alagoas da Bacia de Santos”.

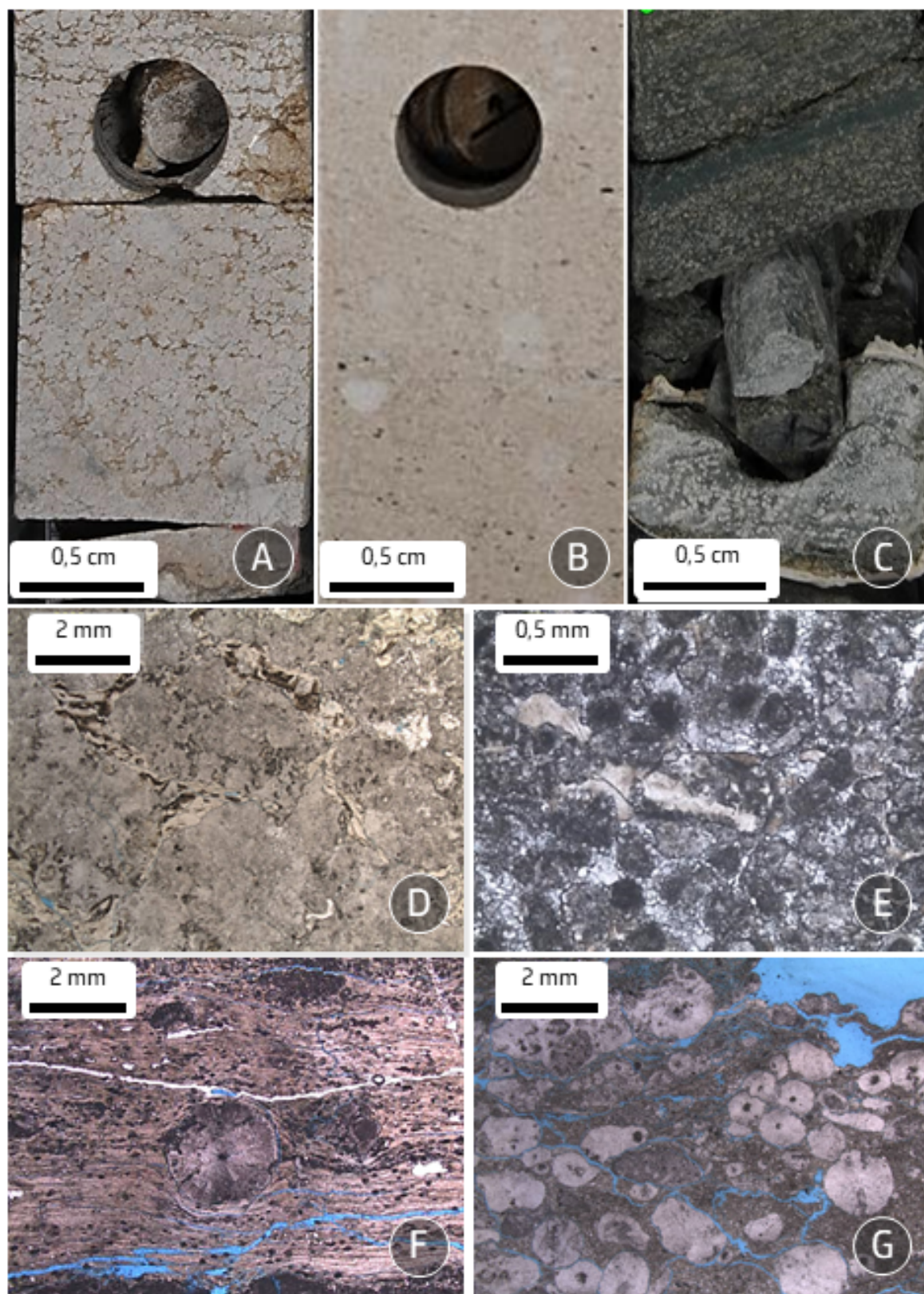


Figura 3.2.1.7: Exemplos de fácies carbonáticas com argilominerais. A) testemunho em estromatolito arbustiforme com argilomineral magnesiano autigênico; B) testemunho com fácies de *packstone* com intraclastos de argilomineral magnesiano (fração areia); C) esferulítico com matriz de lamito, composto por minerais detríticos e argilominerais autigênicos por transformação e detríticos; D) fotomicrografia de estromatolito arbustiforme com argilomineral autigênico neoformado; E) fotomicrografia de *packstone* com intraclasto de argilomineral magnesiano (fração areia); F) fotomicrografia de esferulítico envolto por argilomineral magnesiano autigênico neoformado, com romboedros de dolomita e pirita (pontos escuros); G) fotomicrografia de esferulítico com matriz de lamito.

### 3.2.2. Empilhamento de Fácies Alagoas

Nos reservatórios de idade Alagoas na Bacia de Santos, verificam-se sucessões verticais de fácies em escala decimétrica a decamétrica. Empilhamentos de fácies com tendência predominante transgressiva ocorrem em maior proporção principalmente nas sequências inferiores a medianas do Andar Alagoas, enquanto os empilhamentos mais frequentes apresentam tendência predominante regressiva e ocorrem principalmente nas sequências médio-superiores do Andar Alagoas. A interpretação destes padrões deposicionais é feita a partir da mudança de escala de amostra de rocha para escala de perfil e sísmica. A interpretação apresentada na forma de ciclos nas Figuras 3.2.2.1 e 3.2.2.2 corresponde a unidades estratigráficas básicas em escala decimétrica a métrica correspondente a unidades deposicionais (Homewood *et al.*, 1992), similares a “*simple sequence*” como definido por Vail *et al.* (1991), mais ou menos na escala de parassequência na terminologia da estratigrafia de sequências Exxon. Neste trabalho, as unidades (ciclos) são definidas por sucessivos mínimos (base dos triângulos) e máximos (ápice dos triângulos) referentes a taxa de acomodação (triângulos vermelhos e azuis) e são interpretadas como unidades cronoestratigráficas resultantes de ciclos de

acomodação em alta frequência. Ressalta-se que a ocorrência de ciclos completos é pontual nos testemunhos de rocha, ou seja, o mais comum é que sejam observados ciclos com ausência de uma ou mais fácies. As espessuras dos ciclos, bem como sua organização e empilhamento, podem variar de decímetros a metros de espessura a depender do contexto deposicional, do intervalo estratigráfico e do espaço de acomodação.

Os ciclos transgressivos (Figura 3.2.2.1) são caracterizados pelo empilhamento agradacional de fácies com tendências de estromatolitos para finos (laminitos/esferulititos) ou agradação de fácies homogêneas como espessos pacotes de laminitos. Assim, como exemplo, em locais específicos da bacia, o espaço de acomodação favoreceu o empilhamento de fácies reservatório caracterizado pela acumulação massiva de estromatolitos por até dezenas de metros, onde a deposição principal e o registro ocorreram durante o aumento de espaço de acomodação. Em direção ao topo, observa-se a tendência de maior intercalação com *grainstones* e, localmente, fácies finas laminadas. Neste caso específico, de espessos reservatórios, as arquiteturas preferenciais de registro dos hemiciclos transgressivos são os recifes e os *buildups*.

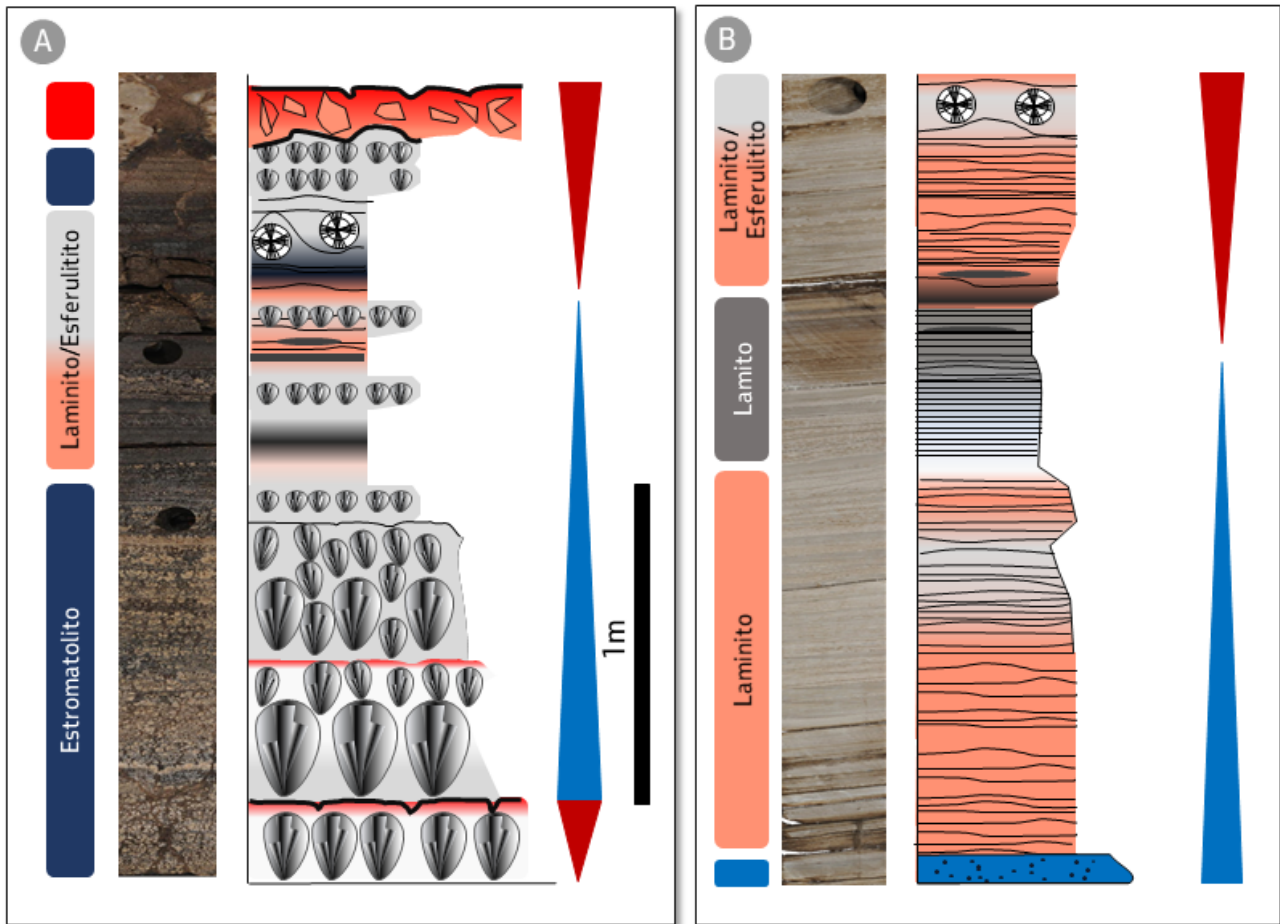


Figura 3.2.2.1: Exemplos dos padrões de empilhamento predominantemente transgressivos em escala métrica em dois contextos distintos dentro do sistema de plataforma. A) padrão transgressivo em contexto com predomínio de estromatolitos; B) padrão transgressivo em ambiente com predomínio de fácies laminadas.

Os ciclos com tendência regressiva (Figura 3.2.2.2) são interpretados a partir da presença de camadas delgadas de *grainstones* e carbonatos finos e laminados próximos a base, como laminitos e *mudstones*, com maior conteúdo de matéria orgânica e de quartzo como produto de substituição. Acima dos finos se depositaram os esferulitos e, por fim, os cristais formados por calcita fascicular-óptica dos estromatolitos no topo da sequência (Muniz e Bosence, 2015; Wright e Barnett, 2015, Artagão, 2018). Esta seria a

sucessão de um ciclo completo que também pode apresentar variações no conteúdo de alóctones. *Grainstones* intraclásticos são comuns e, junto aos estromatolitos, podem constituir os principais intervalos reservatórios nos ciclos regressivos. As superfícies de exposição ocorrem com frequência no topo dos níveis estromatolíticos e de *grainstones*, incluindo feições erosivas, micritização, calcretização, cominuição (*grainification*) e brechiação (Figura 3.2.2.3).

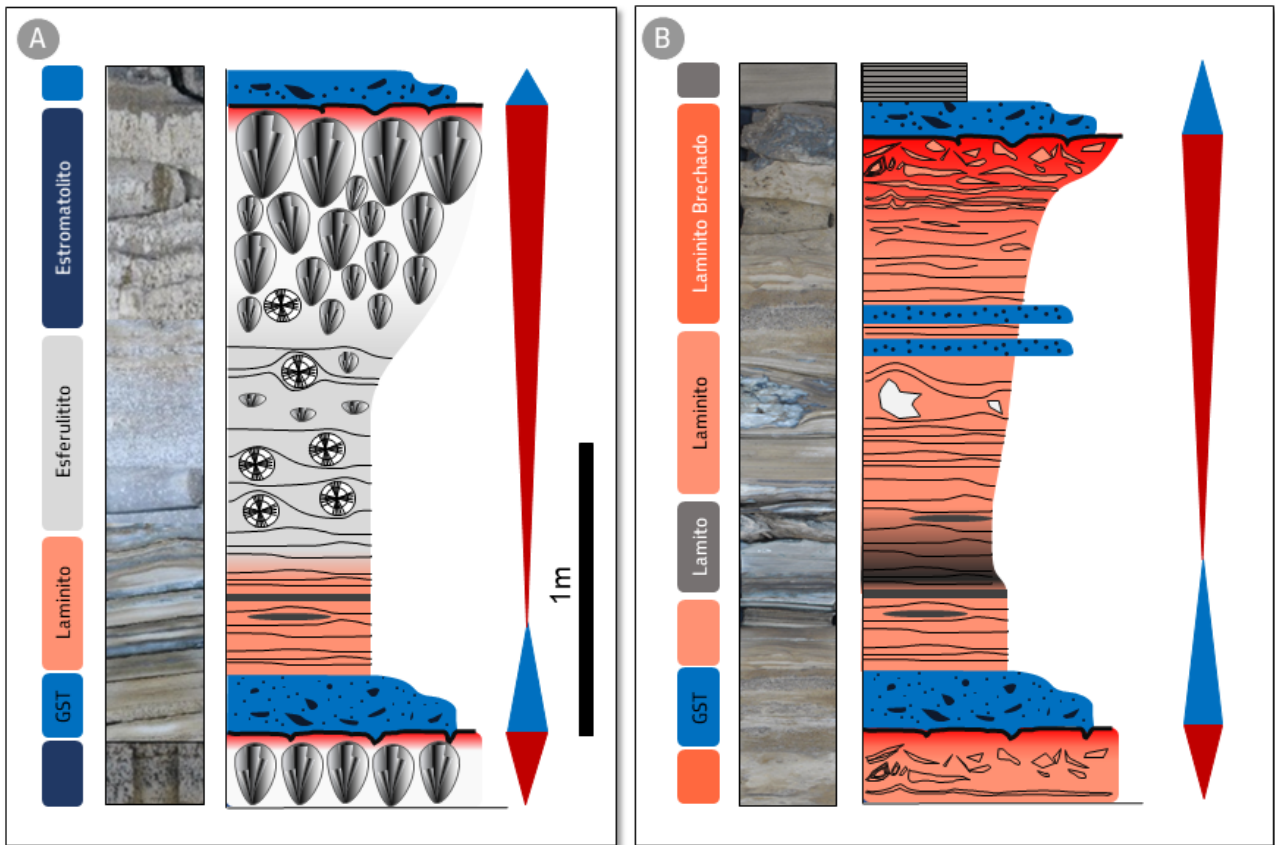


Figura 3.2.2.2: Exemplos dos padrões de empilhamento predominantemente regressivos em escala métrica em dois contextos distintos dentro do sistema de plataforma. A) padrão regressivo em contexto com predomínio de estromatolitos; B) padrão regressivo em ambiente com predomínio de fácies laminadas. GST=*grainstone*.

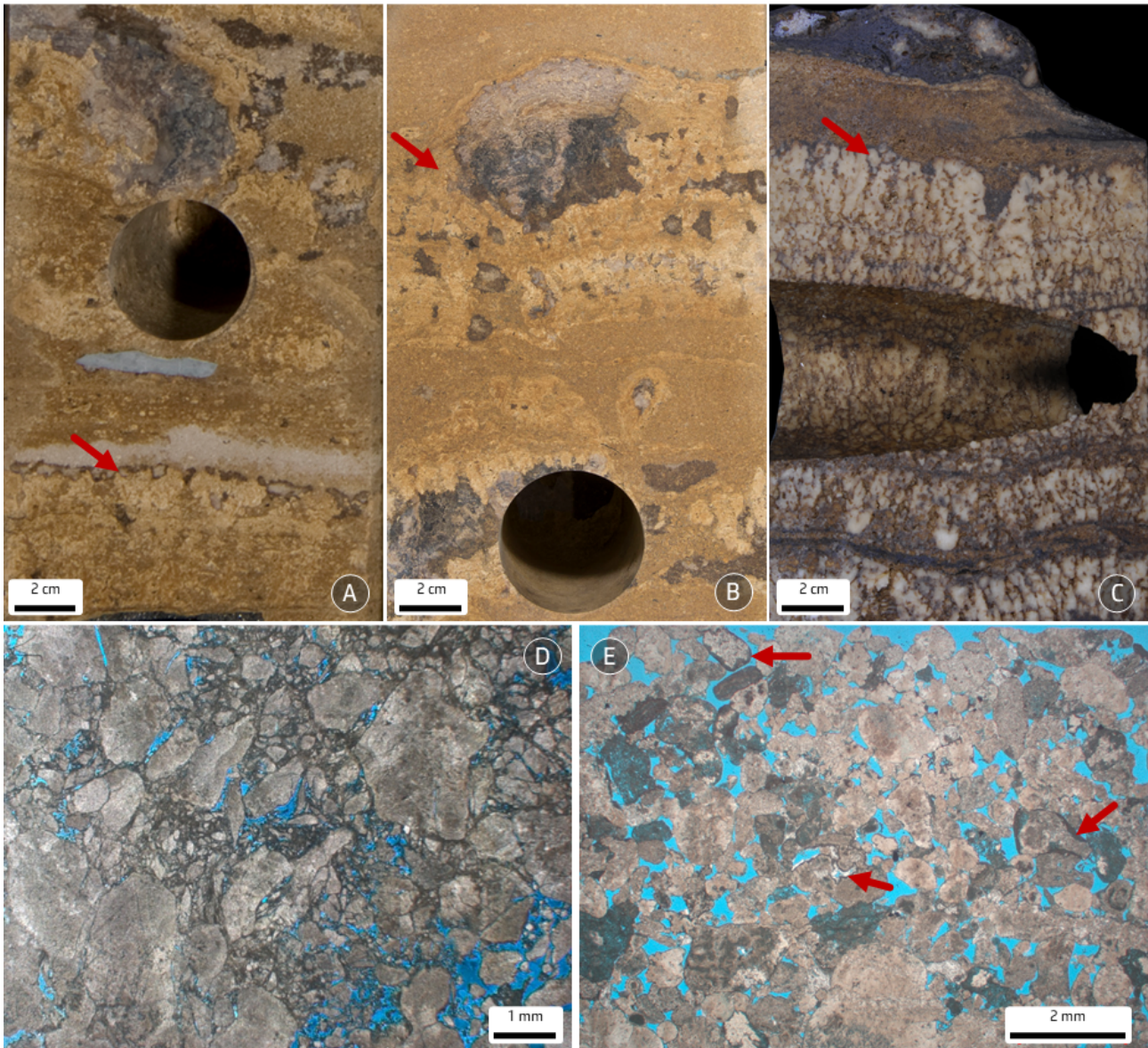


Figura 3.2.2.3: Exemplos de feições sedimentares observadas nos topos de estromatolitos e associadas a exposições. A) estromatolitos arbustiformes com topo irregular (seta vermelha) e feição erosiva sotopostos a *grainstones* com feições de calcretização e brechação; B) estromatolitos arbustiformes (seta vermelha) com topo irregular com nódulos de quartzo sotopostos a *grainstones*; C) estromatolitos arborescentes (seta vermelha) com topo erosivo incluindo feição de escavação sotopostos a *grainstones*; D) *Grainstone* com cominuição de grãos apresentando padrões de micro-fraturas com orientação aleatória e traços irregulares a curvos, frações granulométricas progressivamente menores associadas a cominuição, luz polarizada plana (LPP); (E) *Grainstone* com grãos micritizados (tons escuros) e bordas micritizadas (setas vermelhas), LPP.

Na seção do intervalo “Marco Lula”, os ciclos regressivos mais típicos são formados, da base para o topo, por laminitos lisos e *mudstones*, frequentemente ricos em matéria orgânica, seguidos por laminitos crenulados intercalados com *grainstones* intraclásticos ou oncoidais e culminando com laminitos

brechados e com feições de exposição. Esta fácies está associada a ambientes de planícies rasas com forte influência de atividade microbiana. Por vezes, na base dos ciclos, podem aparecer *grainstones*, conglomerados e brechas intraclásticas, constituídos principalmente por fragmentos de laminitos.

Em geral as fácies de laminitos e laminadas (margas), finas e com siliciclásticos fração silte, têm sido interpretadas como representantes de condições relativamente mais profundas, os laminitos e esferulitos com argilominerais magnesianos como condições mais restritas e os estromatolitos fasciculares como mais rasos, devido à alta frequência de feições de erosão e de exposição e por estarem associados a um aumento na saturação de  $\text{CaCO}_3$ , de pH e de salinidade. Apesar da semelhança no empilhamento típico de fácies, a maior diferença está na interpretação da origem dos elementos carbonáticos, que varia entre predominantemente microbiana (Dias, 1998; Muniz e Bosence, 2015), abiótica precipitada ou substitutiva (Wright e Barnett, 2015; Herlinger *et al.*, 2017; Lima e De Ros, 2019; Lima *et al.*, 2020; Wright, 2020), evaporítica (Wright e Rodriguez, 2018; Wright, 2020; Farias *et al.*, 2019), ou híbrida (Ertal *et al.*, 2017).

Em resumo, neste trabalho interpreta-se uma origem múltipla e híbrida, notavelmente associada aos processos orgânicos, químicos singenéticos ou substitutivos e evaporíticos para os depósitos do Pré-sal. Porém, é notável nos poços amostrados o predomínio de processos organoquímicos (orgamineralização induzida e influenciada). O predomínio dos processos e dos elementos formadores pode variar de acordo com a localização, com as características morfo-tectônicas e estruturais, com a proximidade de altos do embasamento, com a proximidade de corpos vulcânicos penecontemporâneos, com o intervalo estratigráfico, com a presença maior ou menor de siliciclastos e com as características

físico-químicas do corpo-aquoso durante a deposição. Também se considera a distância até falhas, fraturas ou encontro de estruturas que possam ter favorecido a ascensão de fluidos com o gradiente geotérmico e com o espaço de acomodação disponível durante a deposição.

### 3.2.3. Estratigrafia e Modelo Depositional Alagoas

Os conceitos descritos a seguir são baseados em dados e interpretações a partir de informações obtidas em mais de 200 poços e mais de 8000 km<sup>2</sup> de imagens sísmicas sobre uma extensa área na região do alto externo da Bacia de Santos, onde os carbonatos do Andar Alagoas são caracterizados como depositados em extensas plataformas carbonáticas (Figura 3.2.3.1) localizadas nas porções mais distais do ambiente lacustre.

Esta seção tem como objetivo apresentar as correlações estratigráficas semi-regionais entre os campos, de modo a caracterizar importantes superfícies estratigráficas e o padrão de empilhamento na escala do andar Alagoas, ou seja, esta escala em menor detalhe é coerente com a escala de maior detalhe apresentada anteriormente na seção **3.2.2 Empilhamento de Fácies Alagoas**. Também são apresentadas as principais geometrias sísmicas e seu significado deposicional.

Apesar dos estudos (Spadini *et al.*, 2009; Araújo *et al.*, 2013; Araújo e Madrucci, 2014; Madrucci, 2017; Arienti *et al.*, 2018; Fetter *et al.*, 2018, Araújo *et al.*, 2022) terem como base

a ampla cobertura sísmica e a amostragem de dados de centenas de poços, busca-se neste capítulo sumarizar os dados e a estratigrafia interpretada para o Andar Alagoas na Bacia de Santos com base na seleção de quatro seções geológicas. As quatro seções, Sapinhoá (Figura 3.2.3.2), Tupi (Figura 3.2.3.3), Berbigão-Sururu (Figura 3.2.3.4) e Tupi/Cernambi (Figura 3.2.3.5), demonstram a sucessão de depósitos carbonáticos lacustres com variadas proporções de fácies autóctones e alóctones. O sistema deposicional é caracterizado como lacustre devido ao conteúdo fossilífero composto basicamente por ostracodes não-marinhos, historicamente reconhecidos nas Bacias de Sergipe e do Recôncavo (Schaller *et al.*, 1969) e que são fósseis característicos de ambiente continental lacustre em condições ambientais predominantemente alcalinas e estressantes, cujo clima foi caracterizado como quente e árido com base em dados de palinofácies e miósporos (Lana *et al.*, 2010). Devido à grande extensão em área (da ordem de centenas de milhares km<sup>2</sup>) e espessura (da ordem de centenas de metros) da seção carbonática Alagoas, interpreta-se que se tratava de um lago de grandes dimensões informalmente referenciado como “Lago-mar”. Neste sentido, um termo geomorfológico como a plataforma carbonática, costumeiramente utilizado para o ambiente marinho, foi empregado para descrever as geometrias observadas nestas fábricas carbonáticas (Carminatti *et al.*, 2008; Minzoni *et al.*, 2020).

A partir das rochas de idade Alagoas na área do Alto Externo da Bacia de Santos, pode-se delinear duas sequências deposicionais principais (Figura 3.2.3.6). Uma basal lacustre

transgressiva, aproximadamente Sequência K44 de Moreira *et al.* (2007), caracterizada pela dominância de fácies carbonáticas de variadas texturas deposicionais e menor proporção de fácies siliciclásticas (terrígenas) finas na fração silte depositadas por decantação. Acima desta sequência ocorrem fácies finas com preservação de matéria orgânica e valores anômalos de conteúdo orgânico (COTs >2%), onde interpreta-se a superfície de inundação máxima (SIM) do Andar Alagoas, aproximadamente K46. As sequências superiores (indivisas), lacustres de caráter regressivo, aproximadamente a K46-48 de Moreira *et al.* (2007), são caracterizadas pela diminuição de conteúdo terrígeno e textura variada, mas com maior proporção de fácies retrabalhadas. Ambas as sequências se caracterizam pela alta frequência de variação do empilhamento de fácies com predomínio de camadas centimétricas a decimétricas (Figuras 3.2.2.1 e 3.2.2.2), interpretada como relacionada a intensa oscilação dos ciclos deposicionais em um ambiente lacustre com intensa variação batimétrica.

A sequência lacustre transgressiva é caracterizada também pela importante proporção de fácies autóctones, como os laminitos na área de Berbigão-Sururu, que formam seções com espessuras da ordem de 200 m detectados em poços (Figura 3.2.3.4), ou ainda padrões de preenchimento em *onlap*, observável na sísmica, com fácies de *packstones*, laminitos, lamitos e argilitos, amostrados em poços, como na área de Tupi (Figura 3.2.3.3).

A porção basal da sequência regressiva é caracterizada por padrões deposicionais

agradacionais, como nas regiões taludais ao redor da plataforma de Iara/Atapu (Figuras 3.2.3.1C e 3.2.3.4), onde ocorrem espessos pacotes, de até 300 m de estromatolitos *in situ* e retrabalhados, que são interpretados como crescimentos carbonáticos isolados, os *buildups*, os quais estão estratigraficamente posicionados acima da Superfícies de Inundação Máxima (SIM, Figura 3.2.3.4). A sequência regressiva é também caracterizada, em sua porção médio-superior, pela ocorrência de depósitos representados em sísmica por refletores sigmoidais, como a oeste da área de Sapinhoá (Figura 2.3), depósitos de praia como em Tupi (Figuras 3.2.3.2 e 3.2.3.3, poço T1) e de espalhamento/progradação das fábricas carbonáticas como visto em Sapinhoá (Figura 3.2.3.2) e no topo dos *buildups* (Figura 3.2.3.4).

A partir das sucessões estratigráficas interpretadas nos poços, observam-se, nos dados

sísmicos, as geometrias deposicionais e suas variações laterais. Neste sentido, as arquiteturas de idade Alagoas compreendem basicamente plataformas, rampas isoladas e recifes/construções isoladas (*buildups*) caracterizadas por suas dimensões quilométricas. Por exemplo, na Figura 3.2.3.1, observa-se, no bloco diagrama B, uma plataforma isolada em rampa cujo eixo maior é da ordem de 40 km, enquanto na direção do mergulho a distância da rampa isolada proximal até a rampa isolada distal é de cerca de 15 km. Ainda na Figura 3.2.3.1, observa-se, no bloco diagrama A, uma plataforma com bordas (margem) cuja distância entre estas é da ordem de 10 km. Finalmente, no bloco diagrama C da Figura 3.2.3.1, observa-se uma plataforma com distância entre bordas da ordem de 6 km e com crescimentos carbonáticos (construção isolada) localizados de 1,5 a 5 km de distância da borda da plataforma na região de talude.

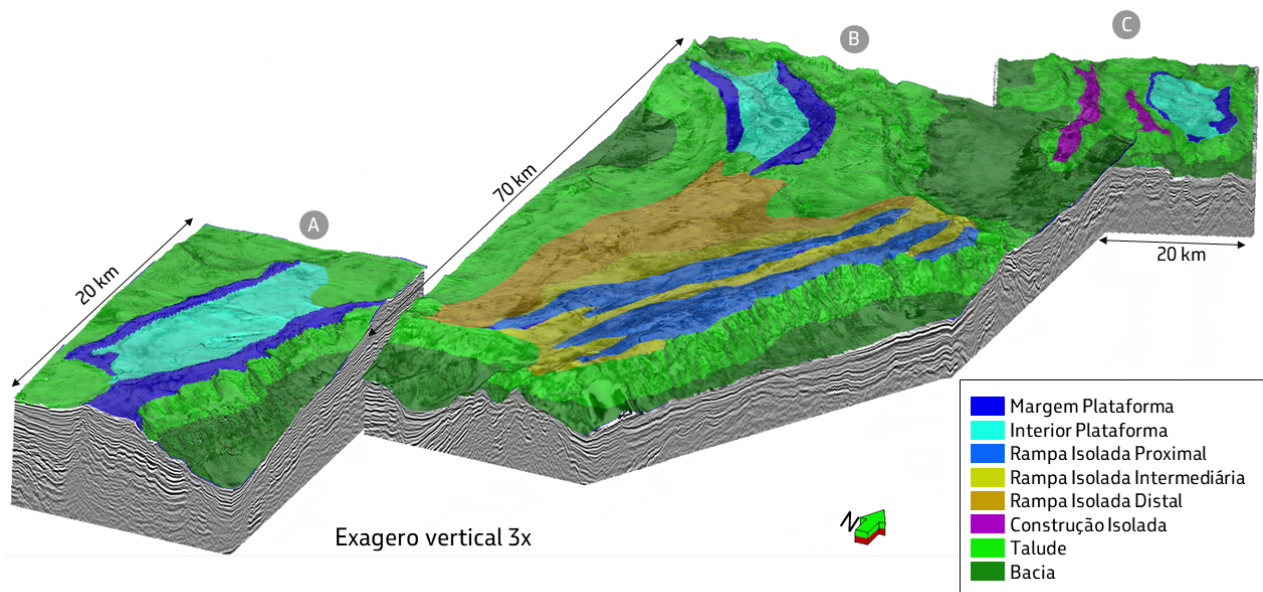


Figura 3.2.3.1: Blocos-diagrama com as principais geometrias deposicionais observadas. (A) plataforma carbonática com bordas proeminentes; (B) plataforma carbonática em rampa isolada; (C) construções isoladas (*buildups*) no talude que se desenvolvem adjacentes a uma plataforma carbonática com bordas assimétricas

A seção na área do Campo de Sapinhoá (antiga área exploratória de Guará) demonstra a ocorrência de uma plataforma com bordas proeminentes (Figuras 3.2.3.2 e 3.2.3.1A), em contraste com a seção na área do Campo de Tupi, que apresenta a evolução de uma plataforma com geometria em rampa isolada (Figuras 3.2.3.3 e 3.2.3.1B). Finalmente, a seção na região dos campos de Berbigão, Sururu e Atapu (antiga área exploratória de Iara; Figuras 3.2.3.4 e 3.2.3.1C) representa a relação de plataforma com crescimentos recifais (*buildups*) na região do talude, que foi severamente afetado por reativações tectônicas sindeposicionais. O elemento comum a estas diferentes arquiteturas está relacionado à implantação de fábricas carbonáticas na região de altos estruturais, no tempo Alagoas, e aos altos subjacentes com raízes no embasamento.

Na Figura 3.2.3.2 observa-se um exemplo da arquitetura de plataforma carbonática isolada com crescimento de bordas de alta energia (anelar), as quais caracterizam-se por serem bordas assimétricas, assim interpretadas como reflexo das condições de sotavento e barlavento na arquitetura deposicional. Outro elemento importante na Figura 3.2.3.2 é o alto estrutural do embasamento a oeste, região do poço S1, herdado pela fábrica

carbonática para construção da borda nesta região. Ainda para o início do tempo Alagoas (DPA), observa-se que as porções mais a leste apresentavam forma em rampa com desenvolvimento mais tardio de uma borda, o que é interpretado como evidência da evolução de uma plataforma em rampa isolada na fase transgressiva para uma plataforma anelar em ambiente regressivo, processo igualmente reconhecido em plataformas carbonáticas marinhas. A correlação dos poços S1 e S2 é um exemplo de distribuição de fácies na direção do mergulho das estruturas e transversal ao *trend* nordeste da fábrica carbonática. No poço S2, observa-se uma seção com fácies carbonáticas de baixa energia rica em argilas magnesianas em *onlap* contra o alto do poço S1, onde não ocorrem argilas magnesianas nas fácies carbonáticas. Portanto, interpreta-se que enquanto ocorria precipitação de argilomineral magnésiano autigênico na região do poço S2, desenvolvia-se uma fábrica de alta energia na região do poço S1. Já a borda leste tem desenvolvimento penecontemporâneo ao início da seção argilosa, configurando-se como o obstáculo que restringiu a circulação no interior da plataforma e condicionou um interior de plataforma com baixa energia das águas adequado para a autigênese dos argilominerais.

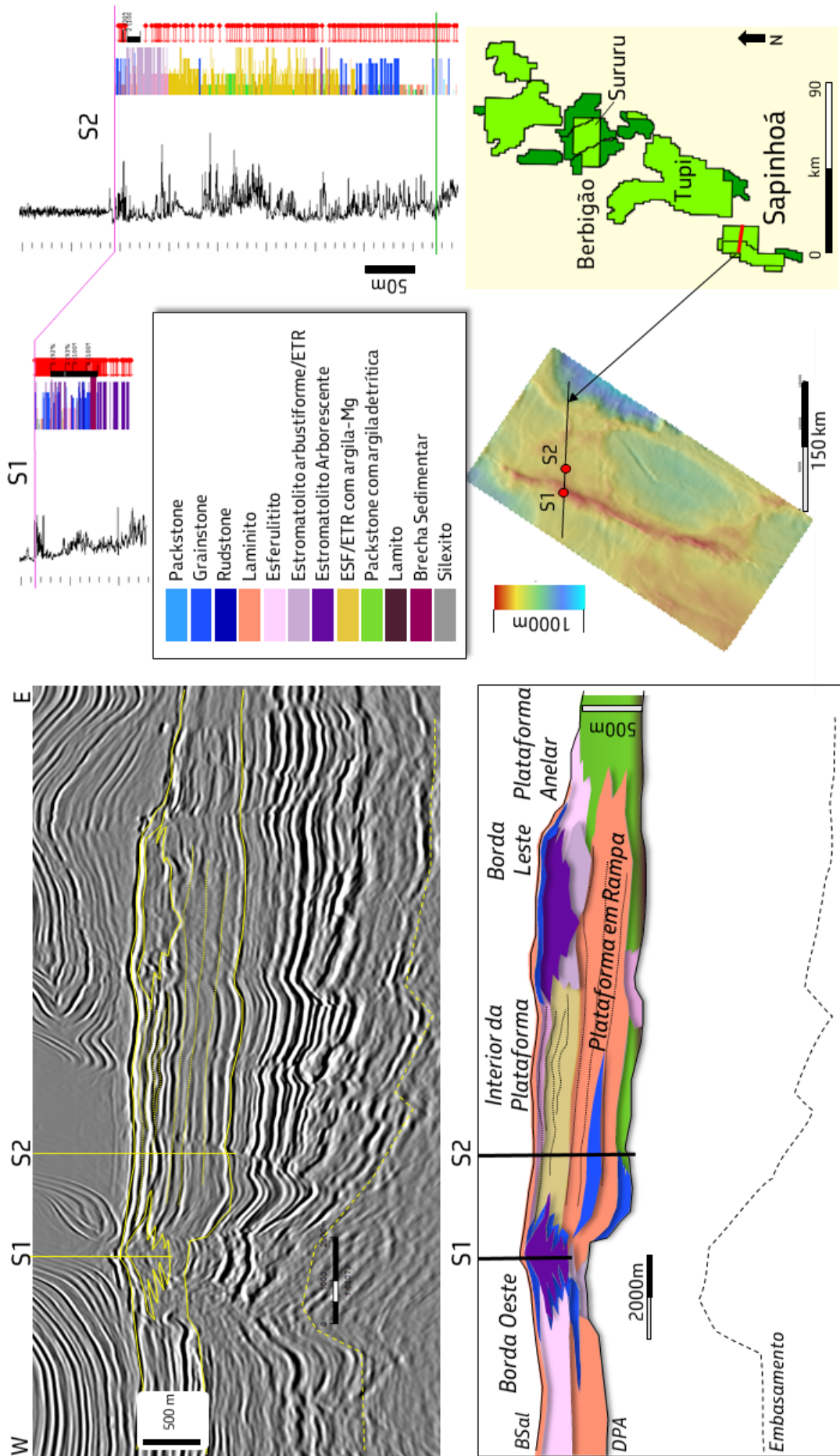


Figura 3.2.3.2: Seção sísmica interpretada na área do Campo de Sapinhoá com os poços S1 e S2 localizados, respectivamente, na borda oeste e no interior da plataforma. A seção estrutural de correlação de poços S1 e S2 (porção superior direita) apresenta a Base do Sal (linha rosa) e a Discordância Pré-Alagoas (linha verde). Os horizontes em amarelo na sísmica são respectivamente de cima para baixo: Base do Sal, Discordância Pré-Alagoas e Embasamento

Na Figura 3.2.3.3 observa-se uma seção na direção do mergulho estrutural na região do campo de Tupi, como exemplo da arquitetura de plataforma carbonática em rampa isolada, e uma borda falhada de uma rampa flexural segmentada por falhas secundárias na região leste da seção, área do poço T1. Interpreta-se, assim, a partir das fácies amostradas nos poços T1, T2 e T3 (Figura 3.2.3.3) e do imageamento da sísmica, que o sistema carbonático se desenvolveu sobre um arcabouço de altos estruturais em uma sucessão de homoclinais. Neste contexto, o ambiente era caracterizado por uma frente de alta energia (barlavento) vinda de leste com depósitos de praia (*grainstones* e *rudstones*) do poço T1, associados ao bloco alto da zona falhada principal,

e uma frente de menor energia (sotavento/*leeside*) na zona flexural à oeste (esferulitos e estromatolitos com argila magnesiana). Na região apical da estrutura, ocorre uma feição em forma de sela, controlada por falhamentos secundários intra-rampa, caracterizada por fácies carbonáticas argilosas (poço T2, Figura 3.2.3.3) interpretadas como ambiente de interior de plataforma de baixa energia, ou, no caso de geometria em rampa, como rampa isolada intermediária (Figura 3.2.3.1). Esta área deprimida no alto estrutural é limitada pelos dois altos estruturais resultantes de rotação de blocos do embasamento. De modo geral, os diversos subambientes de maior ou menor energia foram condicionados pela conformação paleomorfológica.

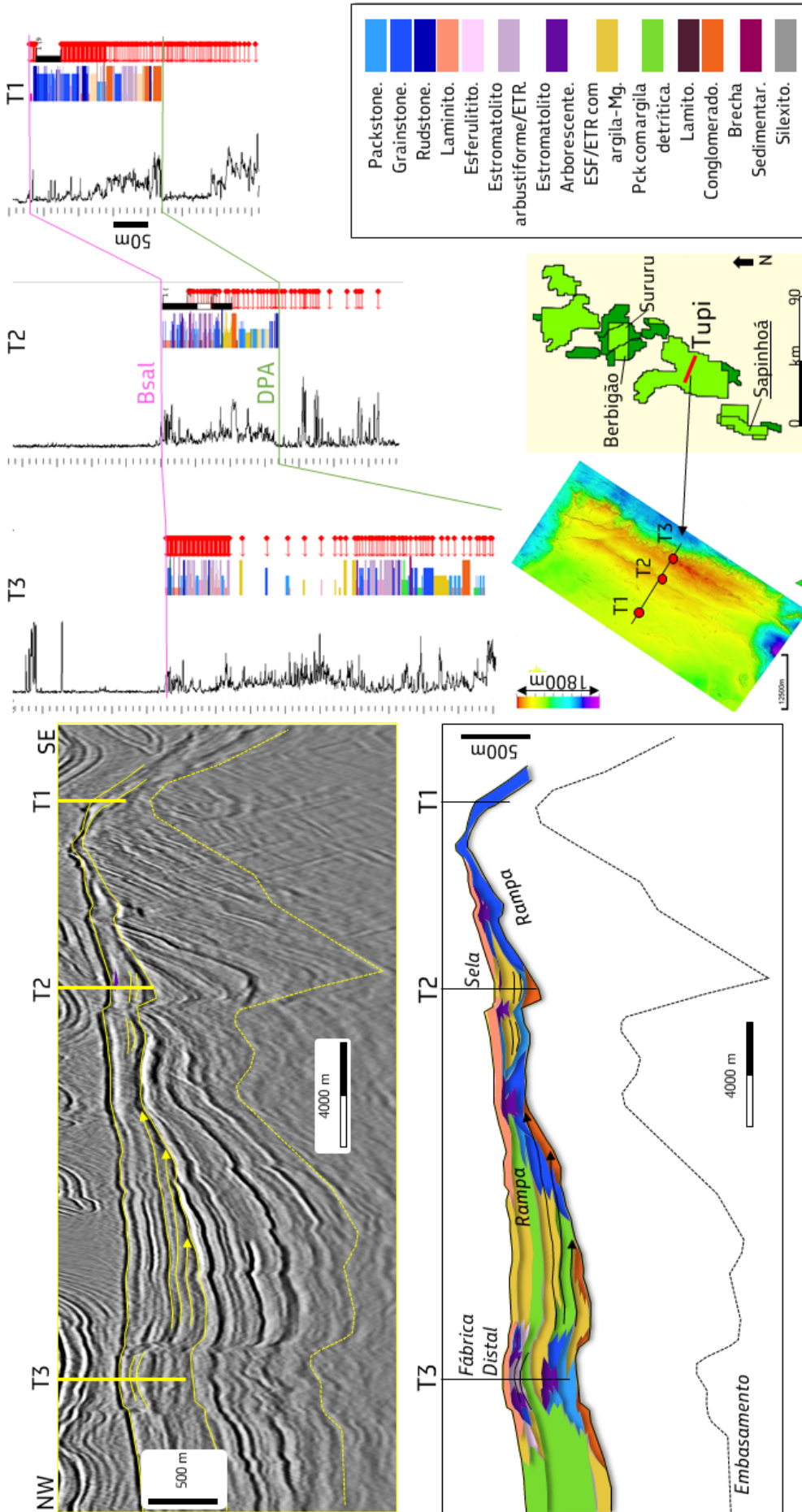


Figura 3.2.3.3: Seção sísmica interpretada na área do campo de Tupi com os poços T1, T2 e T3 localizados, respectivamente, na plataforma em rampa isolada proximal (T1 e T2) e em alto estrutural com crescimento carbonático em posição distal na rampa isolada (T3). Os horizontes em amarelo na sísmica são respectivamente de cima para baixo: Base do Sal, Discordância Pré-Alagoas e Embasamento

Na Figura 3.2.3.4 observa-se uma seção W-E na região dos campos de Berbigão, Sururu e Atapu com relevos sísmicos positivos (construções isoladas/*buildups*), onde ocorreram crescimentos carbonáticos isolados interpretados como recifes estromatolíticos. O termo recife de estromatolito corresponde a uma estrutura rochosa sedimentar, construção isolada, parcialmente resistente a ação de ondas, na forma de pináculo ou de cumeeira elevada em relação aos sedimentos contemporâneos circundantes. É composta por carbonatos não esqueletais de origem organoquímica com maior proporção de estromatolitos, além de frequentes estromatolitos brechados, *grainstones* e *rudstones* intraclásticos. Nesta associação é notável o empilhamento consistente de fácies de estromatolitos e fácies associadas com isópacas que podem atingir até 300 m e, assim,

relacionadas a áreas taludais de uma grande rampa isolada afetada por tectônica (poço IA1, Figura 3.2.3.4) e periféricas às plataformas carbonáticas (poço IA2, Figura 3.2.3.4). Neste sentido, interpreta-se que os recifes (*buildups*) se desenvolveram em um contexto de maior taxa de acomodação quando comparado com as plataformas adjacentes, que se desenvolvem preferencialmente na diminuição da taxa de acomodação. A associação destas fácies (estromatolitos, *grainstones* e *rudstones*) indica um contexto deposicional de alta energia (águas agitadas), o que implica na ausência de fácies finas ou siliciclásticas fração silte tão frequente em outros contextos deposicionais. Também é notável a presença de brechas e níveis com alteração pedogenética, assim como feições de dissolução e reprecipitação típicas de exposições subaéreas.

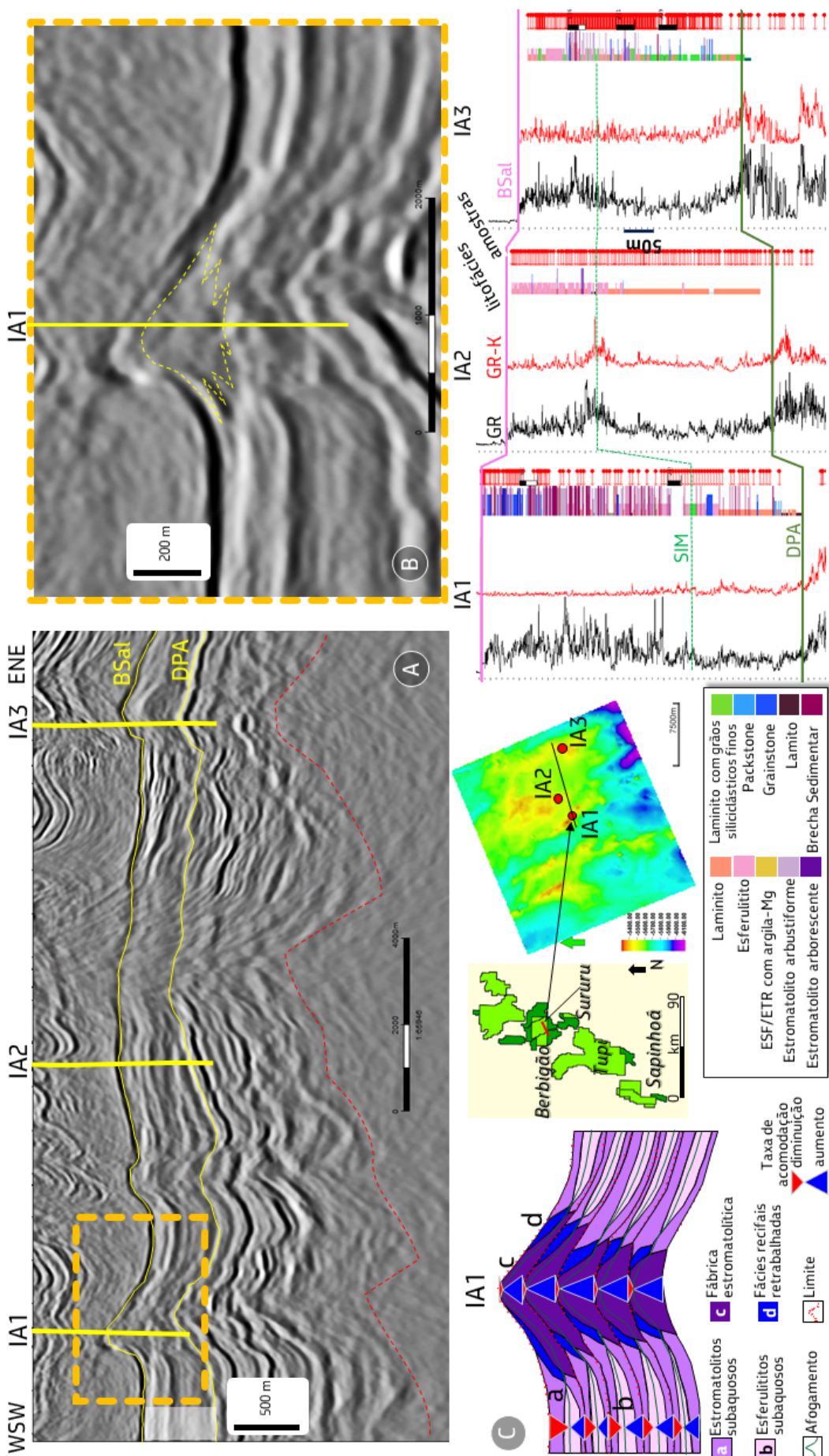


Figura 3.2.3.4: Seção sísmica interpretada (A) na área do campo de Sururu (lira) com os poços IA1, IA2 e IA3 localizados, respectivamente, na construção carbonática isolada (IA1), no interior da plataforma (IA2) e em alto estrutural com desenvolvimento de borda de plataforma (IA3). Em B, detalhe da imagem sísmica na área da construção isolada e esquema de distribuição de fácies (C) na área da construção isolada do poço IA1.

Nota-se na Figura 3.2.3.5, na área de Cernambi, um alto estrutural com um crescimento apical amostrado pelo poço C1. O topo da seção amostrada é composto por importante proporção de barita ( $\text{BaSO}_4$ ), pós deposicional, associada às fácies finas de baixa energia (*mudstones*, margas e siltitos). Além da barita, as fácies encontram-se frequentemente brechadas e com cimento de quartzo e anidrita. Tal sequência de *mudstones* com barita é discordante em relação aos carbonatos subjacentes, como evidenciado pela curva de densidade do poço C1 acima do marcador da base do sal (BSal, Figura 3.2.3.5). Em testemunho, estas rochas pertencentes a Sequência K-50 são reconhecidas por conterem texturas enteromórficas, compostas por barita, típicas de fácies evaporíticas que, assim como observado na Bacia de Camamu (Netto, 1977; Campos, 1984), indicam depósitos resultantes de metassomatismo, onde a barita substituiu os minerais evaporíticos e conservou seus aspectos texturais. Interpreta-se que as fácies carbonáticas finas, associadas com evaporitos, são feições típicas de depósitos de *sabkha* e, portanto, já estariam no intervalo de deposição do sal. Dessa forma, interpreta-se que soluções ascendentes ricas em bário, possivelmente originadas por processos de diferenciação magmática, percorreram esta sequência e reagiram com o sal já depositado (fonte de  $\text{SO}_4$  a partir da gipsita,  $\text{CaSO}_4$ ). Enfatiza-se que este sistema hidrotermal seria tardio em relação a sequência carbonática Alagoas e, no mínimo de idade posterior, aos ciclos evaporíticos basais. A seção com barita tem espessura da ordem de 25 m, como pode ser observado nos altos valores de densidade do poço C1 (Figura 3.2.3.5).

Logo abaixo da seção evaporítica, já no Andar Alagoas, no poço C1, ocorrem fácies carbonáticas autóctones compostas por carbonatos grumosos e laminados (Figura 3.2.1.4), calcrites e brechas. Associados a estas fácies, ocorrem secundariamente *grainstones*, *rudstones* (conglomerados), *packstones*, estromatolitos, *mudstones* e esferulititos. Entre as estruturas sedimentares, destaca-se a ocorrência de carbonatos em cascata (laminados, Figura 3.2.1.4), crostas carbonáticas basculadas/inclinadas e *rudstones* intraclásticos com seixos bem arredondados e matriz *grainstone*. Esta seção compreende aproximadamente 120 m de espessura, logo abaixo da base do sal, também caracterizada pela ausência de fácies siliciclásticas fração silte (raios gama, canal do potássio, GR-K, Figura 3.2.3.5, poço C1). Esta associação de fácies, no poço C1, de ocorrência restrita, é interpretada como depósito de travertinos/tufas em ambiente subaéreo (Falcão, 2015; Araújo e Madrucci, 2017), que varia lateralmente para os carbonatos litorâneos/subaquosos na área do poço C2 (este trabalho), caracterizados pelas texturas comuns a maioria dos carbonatos de idade Alagoas na Bacia de Santos. O termo tufa/travertino remete a um contexto de fontes hídras e seus elementos (fontes, cristas de fissuras, canais, piscinas, cascatas, carstes), em ambiente continental subaéreo à subaquoso, com precipitação carbonática em depósitos inorgânicos e orgânicos a partir de fontes ricas em Ca e  $\text{CO}_2$  intercalados a níveis com pedogênese. A deposição de travertinos e tufas é interpretada como deposição de carbonatos acima do nível de base e também frequentemente associados a processos de erosão.

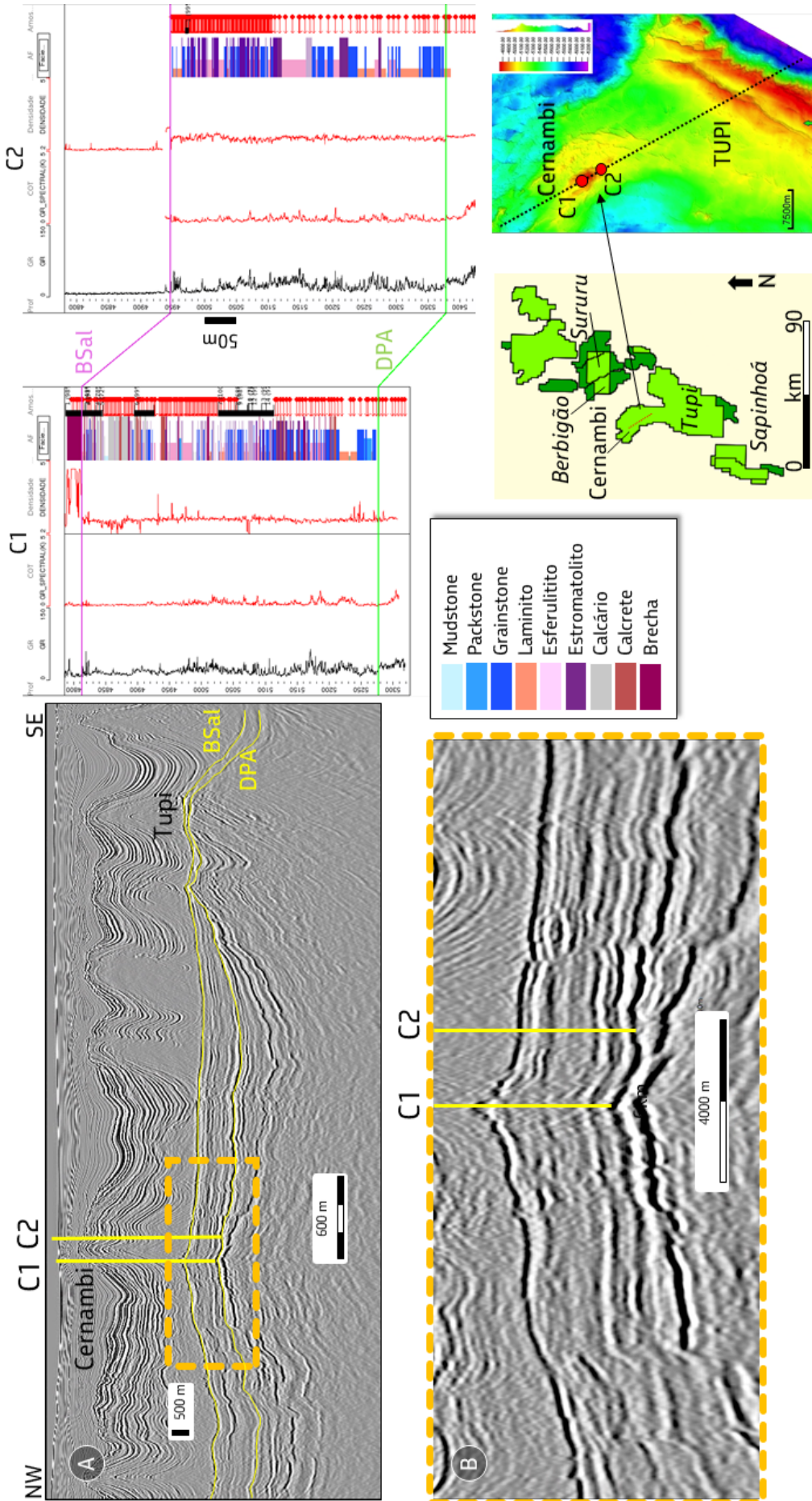


Figura 3.2.3.5: (A) Seção sísmica entre a área de Cernambi e Tupi; (B) detalhe da mesma seção com os poços C1 e C2 localizados, no interior e margem de plataforma. No perfil de litofácies do poço C1 observa-se fácies subáreas de carbonatos (calcários) *grumosos* (travertino-tufa) e calcretes; no poço C2 observam-se fácies exclusivamente subaquosas.

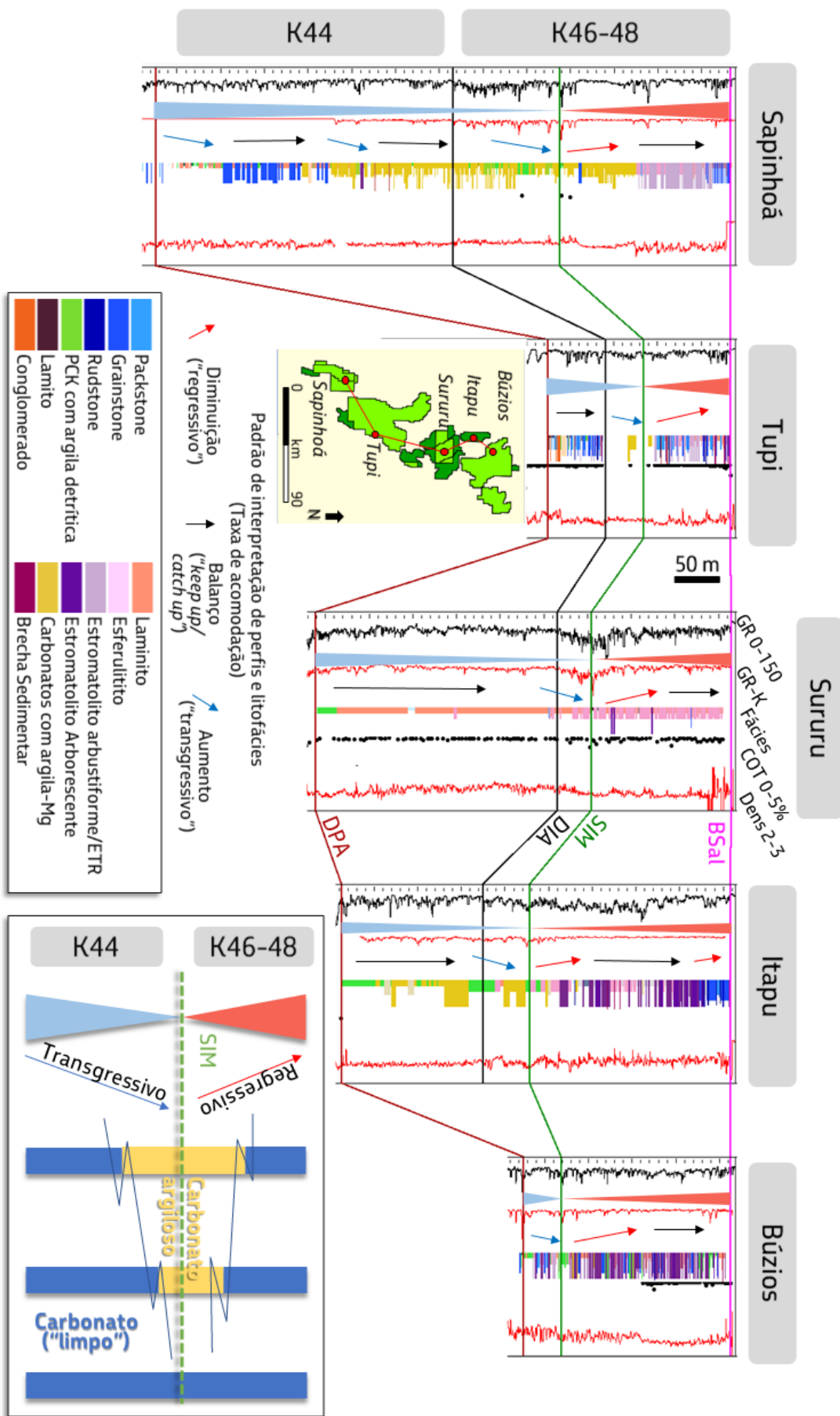


Figura 3.2.3.6: Seção de correlação regional horizontalizada na Base do Sal (BSal), entre as áreas de Guarã (Sapinhoá), Tupi, Iara (Sururu), Florim (Itapu) e Franco (Búzios). Os triângulos indicam o padrão transgressivo (azul) e regressivo (vermelho) identificado no Andar Alagoas. Marcadores: SIM: superfície de inundação máxima, DIA: discordância intra-Alagoas e DPA: discordância Pré-Alagoas. O quadro esquemático, embaixo à direita, demonstra a relação litostratigráfica dos carbonatos argilosos em relação a linha de tempo representada pela SIM (linha verde) e com as sequências deposicionais Alagoas, K46-K48 e K44.

## 4. ASPECTOS PETROFÍSICOS E CARACTERIZAÇÃO DA POROSIDADE DOS CARBONATOS DO PRÉ-SAL

Usualmente os reservatórios carbonáticos são descritos como heterogêneos e de difícil previsão quanto às suas características permeo-porosas e sua distribuição. Por outro lado, são extremamente atrativos pela capacidade de produções extraordinárias em função da eventual presença de grandes vugues e cavernas, em resposta a sua susceptibilidade à dissolução e por apresentar características muitas vezes favoráveis a intenso fraturamento. Exemplos marcantes das excepcionais produtividades dos reservatórios carbonáticos são os históricos poços localizados na denominada Faja de Oro, no México, cujos reservatórios são rochas carbonáticas cretácicas carstificadas da Formação El Abra. Entre esses, destaque para o poço Potrero Del Llano 4, perfurado em 1910, que em teste atingiu a produção diária de 100.000 barris (Chavez, 1921). Nessa mesma província petrolífera, o poço Casiano 7, também perfurado em 1910, teve uma produção acumulada excepcional, da ordem de 70 milhões de barris (Chavez, *Op. Cit.*). No complexo petrolífero de Cantarell no México, expressivas reservas estão acumuladas em brechas carbonáticas da passagem K/T. A exploração do Complexo de Cantarell começou em 1979, em um poço com uma coluna de óleo de 974 m. Nesse mesmo ano, a produção média no Campo de Akal atingia expressivos 42 mil barris por dia por poço (Romo, 2015).

Entre os maiores campos petrolíferos do mundo em reservatórios carbonáticos, destaca-se Ghawar, conhecido como “elefante dos elefantes”

(Alekklett, 2012). Além de Ghawar, outros super-gigantes merecem destaque no Oriente Médio, entre tantos outros, o Campo de Gachsaran, em reservatórios carbonáticos do Cenozóico, e os supergigantes Kashagan e Tengiz, no Mar Cáspio, que contêm enormes reservas em reservatórios carbonáticos paleozóicos. Como exemplo, o campo de Tengiz apresenta *grainstones* depositados nas porções de plataforma rasa com as melhores porosidades e permeabilidades, com valores de até 15% e 100 mD, respectivamente (Weber *et al.*, 2003); a porosidade é predominantemente intergranular, por vezes aumentada por dissolução. Áreas dominadas por *boundstones* microbianos e “*boundstone*-detrital breccia”, depositados na plataforma externa e no talude, exibem porosidades baixas (4%) em relação aos *grainstones* crono-correlatos de plataforma, porém apresentam permeabilidades e capacidade de fluxo bem maiores em função do intenso fraturamento e dissolução.

Nesta seção são mostrados exemplos dos principais tipos de porosidade que fazem das rochas carbonáticas do Pré-sal na Bacia de Santos um extraordinário reservatório para a produção de petróleo. À exemplo dos grandes campos citados anteriormente, os reservatórios carbonáticos do Pré-sal mostram uma grande variação em termos de permeo-porosidade, como pode ser observado no gráfico da Figura 4.1, que engloba análises de laboratório de cerca de 18.000 amostras, incluindo dados da Formação Itapeuma e da Formação Barra Velha. É interessante observar que, a despeito da grande diferença em termos ambientais e faciológicos entre ambas, os reservatórios carbonáticos Jiquiá e Alagoas mostram bastante semelhança quanto a distribuição da permeo-porosidade.

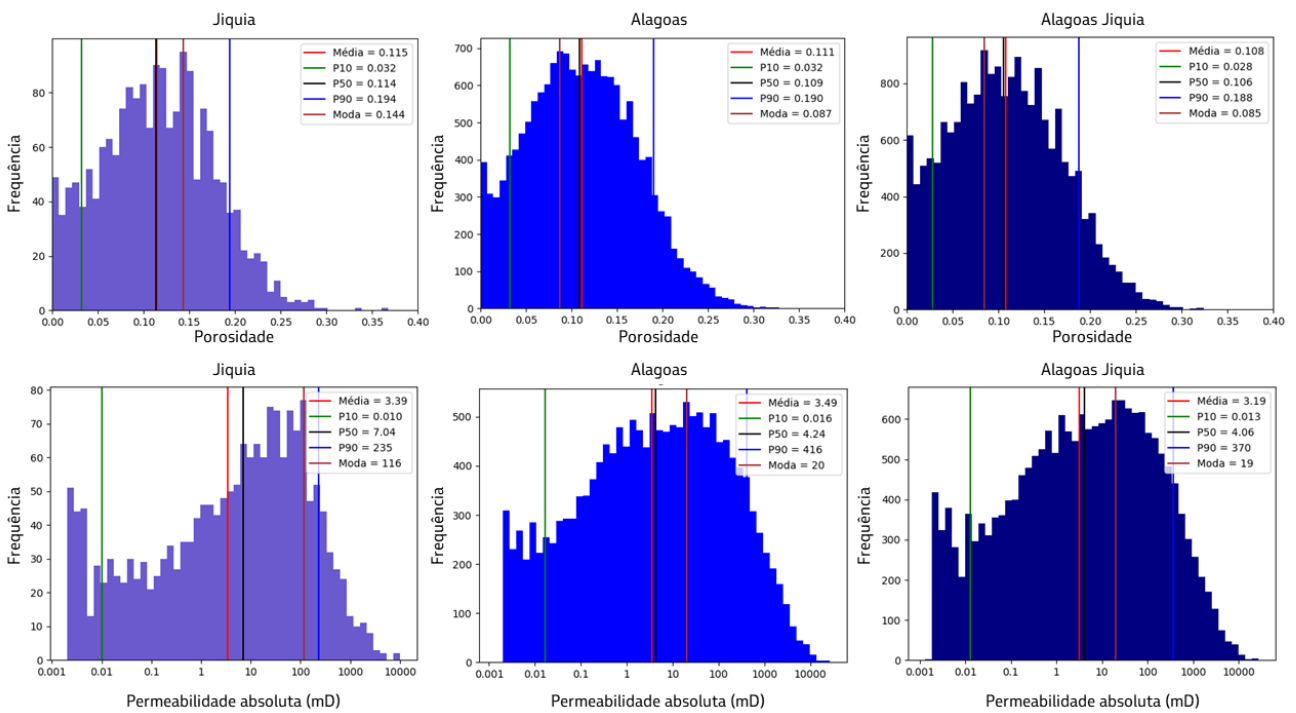


Figura 4.1: Gráficos de correlação de porosidade com permeabilidade. Resultado de análises de laboratório dos carbonatos Jiquiá (2282 amostras) e Alagoas (16389 amostras), porosidade média 11%, permeabilidade média 180 mD.

Em termos de fácies porosas, *Grainstones* e *rudstones* a bivalves (“coquinas”) constituem os principais componentes dos reservatórios Jiquiá (Fm. Itapema). Essas rochas mostram texturas variadas que influenciaram decisivamente nas características permo-porosas, principalmente na magnitude e efeitos das alterações diagenéticas e na manutenção de porosidade primária. Porosidade intergranular é observada em poucos intervalos e é geralmente associada a *rudstones* bem selecionados. No exemplo mostrado (Figura 4.2A), a porosidade medida em laboratório é de 19,4% e a permeabilidade é excepcional, 4.550 mD. É notável a presença de delgada franja micropeloidal, seguida de delgada franja de calcita. A presença de contatos microssuturados entre os grãos sugere que, além da franja de cimento, a manutenção da porosidade se deve à forma côncava/convexa das conchas de moluscos cujo arranjo auxiliou na preservação

da porosidade. Porosidade móldica (Figura 4.2B), decorrente da dissolução dos bivalves que compõem o arcabouço da rocha, é bastante frequente nos reservatórios; a intensa dissolução dos bivalves que compõem o arcabouço da rocha sugere que esses bioclastos eram de composição aragonítica. A evolução diagenética é aparentemente simples com fases de dissolução de bivalves como processo precoce, acompanhado de intensa cimentação por calcita, a qual tende a preencher a maior parte do espaço intergranular deposicional e os moldes menores. Assim, interpreta-se que os depósitos de coquina estiveram submetidos a circulação de águas enriquecidas em CO<sub>2</sub> após sua deposição, de modo que as águas ácidas foram importantes na dissolução dos carbonatos. Fluidos hidrotermais que chegaram aos lagos durante a deposição da sequência sobreposta (sequência Alagoas) atravessaram a sequência Jiquiá,

principalmente através das fácies mais porosas, o que causou dissolução dos bioclastos. Isso é observado em dois campos em que a sequência Jiquiá concentra expressivas reservas de hidrocarbonetos, o Campo de Búzios e o Campo de Mero na Bacia de Santos. A porosidade móldica apresenta-se com uma ampla variação de permo-porosidade, em função da magnitude da dissolução versus cimentação. As melhores permo-porosidades de reservatórios com predominância de porosidade móldica estão relacionadas às litofácies mais grossas e mais bem selecionadas, uma vez que de forma geral observa-se uma maior cimentação nas litofácies de menor granulação. Normalmente os valores mais altos de permeabilidade correspondem às maiores porosidades. Reservatórios com porosidade móldica relativamente alta com baixas permeabilidades, normalmente, relacionam-se a *grainstones* de granulação média, regularmente selecionados, onde

observa-se intensa cimentação do espaço intergranular e uma tendência de cimentação de moldes de bivalves de menor granulação. Porosidade vugular ocorre em todas as escalas, desde a escala micro à megascópica, em amostras laterais e em testemunhos - visível nos perfis de imagem, onde definem macrovugues centimétricos. Na escala microscópica (Figura 4.2C), é possível observar vugues milimétricos, normalmente associados a poros móldicos. Porosidade tipo brecha (Figura 4.2D) é observada localmente, normalmente associada a intervalos silicificados e fraturados. Finalmente, coquinas muito densas, cuja porosidade foi totalmente obliterada por cimento, são observadas em alguns intervalos. Nesse caso, observa-se duas fases de cimentação bem distinta, a primeira delas correspondente a uma franja isópaca de quartzo e a segunda a cimentação por calcita na forma de "cristal único", preenchendo totalmente os poros intergranulares originais.

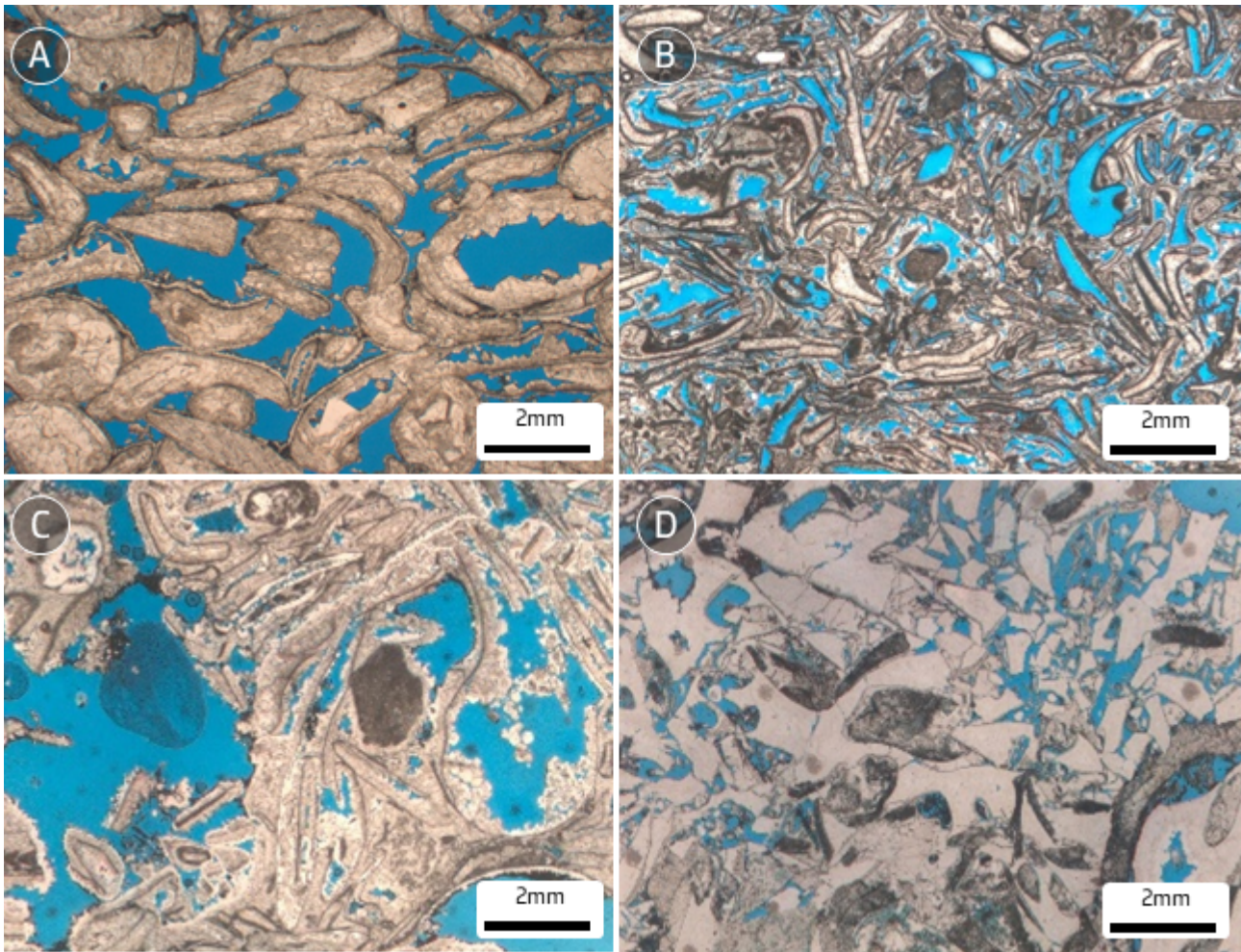


Figura 4.2: Fotomicrografias de lâminas delgadas. A) porosidade intergranular em *rudstone* com bivalves, bem selecionado; B) porosidade mólida em *rudstone* com bivalves; C) porosidade vugular em *rudstone* com bivalves; D) porosidade tipo brecha em *rudstone* silicificado e fraturado. Luz polarizada plana (LPP)

Os reservatórios carbonáticos do Andar Alagoas apresentam uma grande variação nas características do meio poroso, muito em função da complexidade de suas fácies deposicionais, mas certamente também em função das grandes modificações impostas pela diagênese, notadamente da silicificação, dolomitização e dissolução. Porosidade primária relacionada ao arcabouço deposicional – porosidade de arcabouço (*growth framework*) – é comumente observada, relacionada aos estromatolitos (*boundstones* arbustiformes), os quais compõem parcela significativa dos reservatórios carbonáticos da sequência.

De modo geral, observa-se que a porosidade de arcabouço é intimamente relacionada às variações da fábrica (trama), que é função da alta complexidade deposicional e, assim, observam-se variações significativas nos valores de permo-porosidade. Entre os exemplos mais comuns, estão os estromatolitos cuja porosidade de arcabouço está representada nas Figuras 4.3A e 4.3C, relacionada ao crescimento de formas arbustiformes de diferentes tamanhos. A porosidade ocorre entre essas formas arbustivas (porosidade *framework*). Variações na porosidade refletem o arranjo mais ou mesmo denso das formas arbustivas dos estromatolitos e da

presença maior ou menor de material intersticial, normalmente dolomita. A microporosidade é observada em laminitos (Figura 4.3B), os quais apresentam texturas muito variáveis, desde micrítica densa a peloidal, com valores de porosidade que variam entre 5 e 25%. As permeabilidades são baixas e refletem a pequena garganta de poros. Neste sentido, a Figura 4.3B apresenta exemplo de laminito cuja variação da microtrama de cada lâmina controla a porosidade, que é da ordem de 20% com permeabilidade da ordem 2 mD. Microporosidade relevante é normalmente relacionada a laminitos microbianos; essa porosidade está diretamente ligada à textura de cada lâmina, que varia de densa (fechada) a pouco densa (porosa), sendo a primeira normalmente micrítica a microcristalina e a segunda normalmente micropeloidal (por vezes dolomitizada).

As variações ocorrem na escala de lâmina e são interpretadas como reflexo da própria formação da rocha, sem grandes variações em função da diagênese. Porosidade relacionada ao arcabouço da rocha com dissolução associada é observada em trombo-estromatolitos (Figura 4.3C); nesse caso, o meio poroso é bastante complexo, com a presença importante de vugues de diferentes tamanhos, muitos deles resultantes do incremento (*enhancing*) da porosidade relacionada à dissolução e ao arcabouço deposicional.

Porosidade vugular também é observada em laminitos “crenulados” (Figura 4.3D), originados pela dissolução e consumo do conteúdo orgânico e também relacionados a modificações diagenéticas que incluem dolomitização e silicificação.

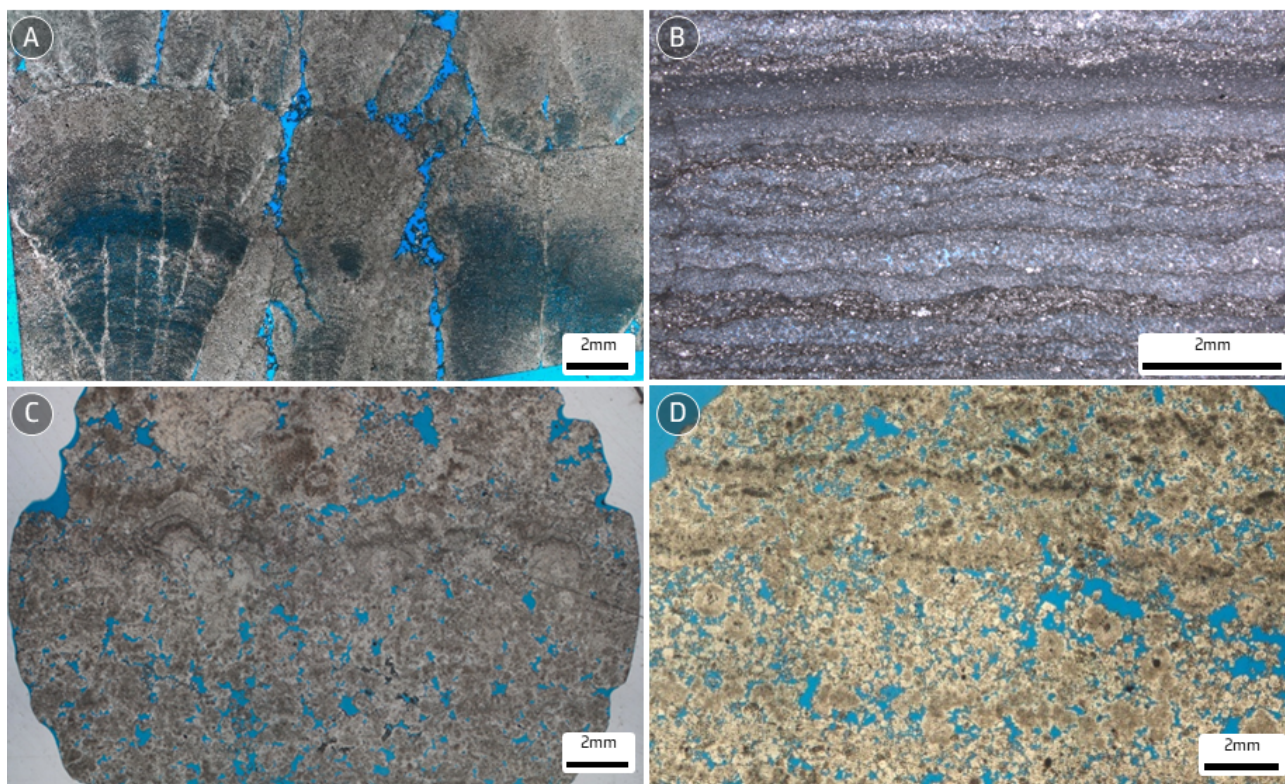


Figura 4.3: Fotomicrografias de lâminas delgadas. A) estromatolito com porosidade de arcabouço entre as formas arbustiformes, levemente incrementada por dissolução, luz polarizada cruzada (LPX); B) laminito microbiano com microporosidade; observar a alternância de lâminas porosas e lâminas densas, luz polarizada plana (LPP); C) trombo-estromatolito com porosidade vugular resultante do “*enhancing*”, LPP; D) laminito “crenulado”, com esférulas, com porosidade vugular e fenestral, LPP.

Porosidade intergranular é também muito frequente nos reservatórios Alagoas, com as melhores permo-porosidades associadas a *grainstones* muito grossos ou *rudstones*, que praticamente não sofreram cimentação precoce. Em função da presença pouco significativa de cimentação precoce, mesmo nos reservatórios com boas permo-porosidades, a presença de feições de compactação mecânica (física) é normalmente bastante expressiva, o que resulta num arcabouço moderadamente denso, caracterizando frequentes

contatos paralelos (Figura 4.4A). Por vezes a porosidade intergranular foi aumentada por dissolução, gerando alguma porosidade vugular e móldica associada. Além da porosidade intergranular, observa-se, em função da textura e composição, que os fragmentos foram dissolvidos de forma expressiva, processo evidenciado pela presença de vugues, que originaram a porosidade expressiva da ordem de 22,8% em *rudstone* (Figura 4.4B).

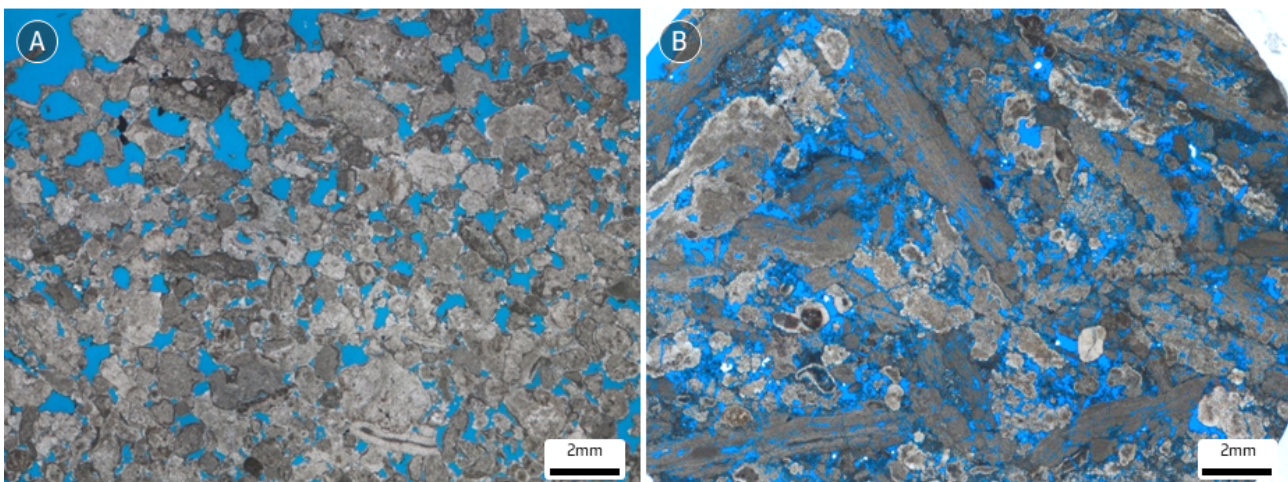


Figura 4.4 Fotomicrografias de lâminas delgadas. A) *grainstone* intraclástico, com esferulitos, porosidade intergranular em parte aumentada, e porosidade móldica associada; b) *rudstone* intraclástico composto principalmente por clastos de laminitos, com porosidade intergranular, intragranular e vugular. Luz polarizada plana (LPP).

Finalmente, para a seção Alagoas, as excepcionais produtividades observadas em alguns campos do Pré-sal da Bacia de Santos estão invariavelmente associadas a presença de vugues de dimensões milimétricas a decimétricas, desde a escala de lâmina delgada (Figuras 4.4B e 4.5) até espaços anômalos

de “cavernas” identificadas pelos perfis de imagem. Por vezes grandes vazões estão associadas a porosidade tipo brecha (“*breccia porosity*”), normalmente relacionadas a intervalos silicificados e com intensa dissolução, onde ocorre alargamento das fraturas.

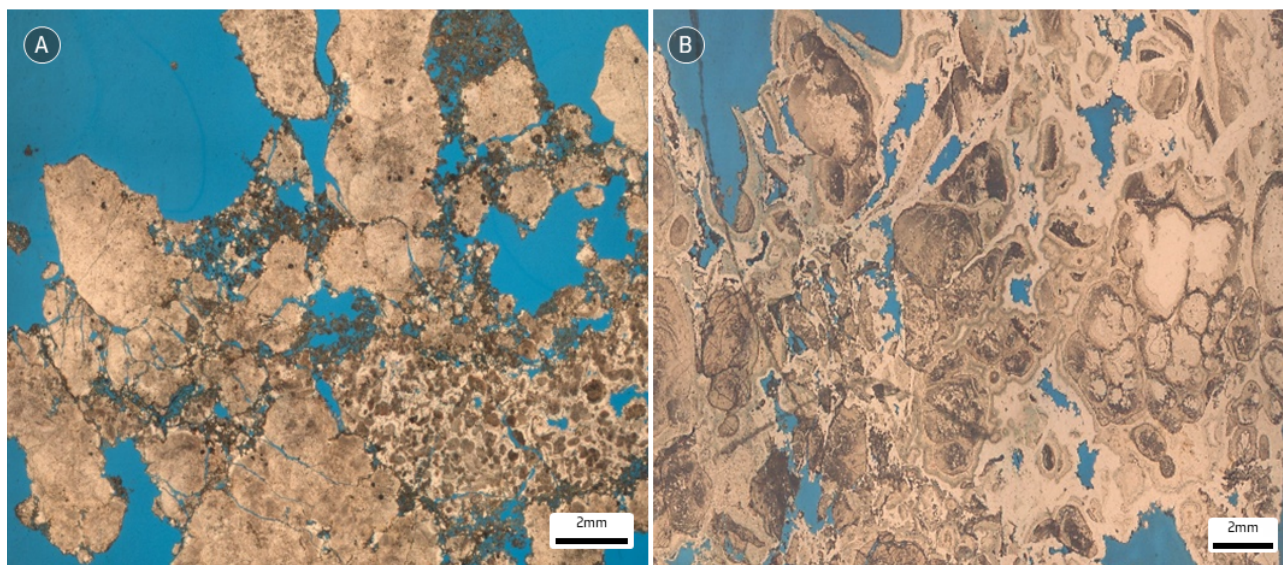


Figura 4.5: Fotomicrografia de lâminas delgadas. A) *Rudstone* intraclástico com porosidade vugular; B) *Rudstone* bioclástico silicificado com porosidade vugular e de brecha. Luz polarizada plana (LPP).

## 5. DISCUSSÃO

### 5.1. Novas fácies versus fácies clássicas

Os padrões de sedimentação nos andares Jiquiá e Alagoas possuem características distintas, porém clássicas na literatura de carbonatos (Kerans, 2019; Pomar, 2020): no Jiquiá é observada a sedimentação dominada por processos físicos (fábrica carbonática clástica/bivalves), enquanto no Andar Alagoas a sedimentação é dominada por processos ecológicos/organoquímicos (fábrica carbonática *in situ*).

Em relação às características sedimentológicas, as fácies carbonáticas autóctones porosas arborescentes do Andar Alagoas apresentaram particularidades desde as primeiras amostras trazidas à superfície, as quais mostravam semelhanças com os depósitos de microbialitos lagunares modernos da Lagoa Salgada (Formigli, 2008), que se configura,

segundo Srivastava (1999), como uma lagoa isolada de águas rasas (<1 m) situada no nordeste do Estado do Rio de Janeiro. Neste contexto moderno, Vasconcelos *et al.* (1995) e Vasconcelos *et al.* (2006) apresentaram estudos, na Lagoa Vermelha, também uma lagoa rasa no mesmo contexto deposicional da Lagoa Salgada, demonstrando a precipitação primária de dolomitas relacionadas a atividade microbiana. Neste sentido, análises em MEV/EDS/SIMS (Madrucci *et al.*, 2012) mostraram dolomitas associadas aos carbonatos arbustiformes com presença de filamentos orgânicos e texturas de esférulas micrométricas (distintas das clássicas dolomitas pós deposicionais romboédricas sacaroidais), bem como EPS mineralizado, também reconhecíveis nos trabalhos de Vasconcelos *et al.* (2006). Trabalhos anteriores reconheceram o papel de micróbios na precipitação de carbonatos em lagos (Dupraz *et al.*, 2004; Riding, 2000; Benzerara *et al.*, 2006; Keim *et al.*, 2020), além do trabalho de Dias (1998), que relatou a origem microbiana

de carbonatos do Cretáceo em um poço proximal da Bacia de Campos. Na Bacia de Kwanza, em Angola, Saller *et al.* (2016) consideraram a origem biogênica para as fácies carbonáticas e até mesmo para as formas silicosas arbustiformes. Finalmente, Pietsch *et al.* (2020), baseados em análise isotópica de  $\delta^{13}\text{C}$  e  $\delta^{18}\text{O}$ , concluíram que a deposição ocorreu em um ambiente lacustre e postularam que um possível aumento de  $\text{CO}_2$  foi favorável na predominância de sedimentação microbiana para o topo do Andar Alagoas.

Wright e Barnett (2015) propuseram um processo abiótico para o crescimento das fácies arbustiformes (*shrubs*) de modo generalizado. Por outro lado, a ocorrência restrita a algumas áreas de fácies de carbonatos grumosos e laminados com texturas macroscópicas típicas de fluxos aquosos tem levado a interpretação, em alguns locais, de modelos de sedimentação abiótica que envolvem tufas e travertinos (Falcão, 2015; Araújo *et al.*, 2017; Erthal *et al.*, 2017; Souza *et al.*, 2018).

De um modo geral, e em sua maior proporção, interpreta-se que as fácies autóctones do Andar Alagoas foram sedimentadas a partir de processos de organomineralização induzida e /ou influenciada, a qual envolve a precipitação de carbonatos dentro de uma matriz formada por biofilmes (EPS). A deposição pode não ser diretamente causada por metabolismo bacteriano, mas resultante de mudanças físico-químicas no ambiente, tais como mudanças do pH por degaseificação de  $\text{CO}_2$ , variação da relação  $\text{Ca}/\text{CO}_3$ , enriquecimento das águas por bicarbonatos ( $\text{HCO}_3$ ) por indução de bactérias, salinização por

evaporação e aumento da alcalinidade da água (Dupraz *et al.*, 2004; Dupraz *et al.*, 2009; De Carvalho e Fernandes, 2021). As fácies *in situ* (estromatolitos, laminitos e esferulitos), enquanto claramente depositadas sob condições alcalinas, possuem indicação, com base em análise de rocha, de gênese relacionada a processos de organomineralização influenciados ou induzidos biologicamente. A influência microbiana durante o tempo Alagoas (Figura 5.1.1) é deduzida a partir de: a) presença de EPS (substância polimérica extracelular) associada com cristais de calcita ao longo de filamentos orgânicos preservados, a qual é principalmente encontrada em laminitos, mas também nas laminações dos estromatolitos (registrados em análise de MEV); b) núcleo micrítico dos esferulitos de calcita composto por filamentos e semi-esferas microbianas com sobrecrescimento de microdolomita e sílica microcristalina amorfa, indicando uma relação próxima entre mineralização e comunidades microbianas; c) há evidência de dolomita associada com matriz orgânica EPS, baseada em análises de fluorescência e MEV. Adicionalmente, dados isotópicos de SIMS (Espectrometria de Massa de Íons Secundários) em  $\delta^{13}\text{C}$  mostraram valores negativos em dolomitas, mas positivos em fascículos de estromatolitos (Vasconcelos *et al.*, 2011). A variação dos valores de  $\delta^{13}\text{C}$  em dolomitas de  $-2\text{‰}$  a  $-8\text{‰}$  é compatível com uma origem orgânica, bio-induzida para este mineral de acordo com os valores apresentados por Vasconcelos *et al.*, (1995).

Por outro lado, os valores positivos de  $\delta^{13}\text{C}$  (Vasconcelos *et al.*, 2011) na calcita dos esferulitos indicam a origem diferente de uma

precipitação por organomineralização. Neste caso, o crescimento da calcita poderia ter sido mais biologicamente “influenciado” do que “induzido” pelo metabolismo microbiano. A presença de filamentos orgânicos nos esferulitos é sugestiva de uma matriz orgânica com crescimento singenético de núcleo microbiano. Contudo, há que se considerar que é frequente a presença de matriz argilosa, na qual não se observou de maneira sistemática

a presença de filamentos orgânicos. Filamentos também foram encontrados frequentemente em feições de *shrubs* (Figura 5.1.2) em lâminas petrográficas. Os padrões observados se assemelham em dimensão e forma aos apresentados na literatura em oncoides modernos, como os relacionados a calcificação por comunidades de cianobactérias (Hägele *et al.*, 2006).

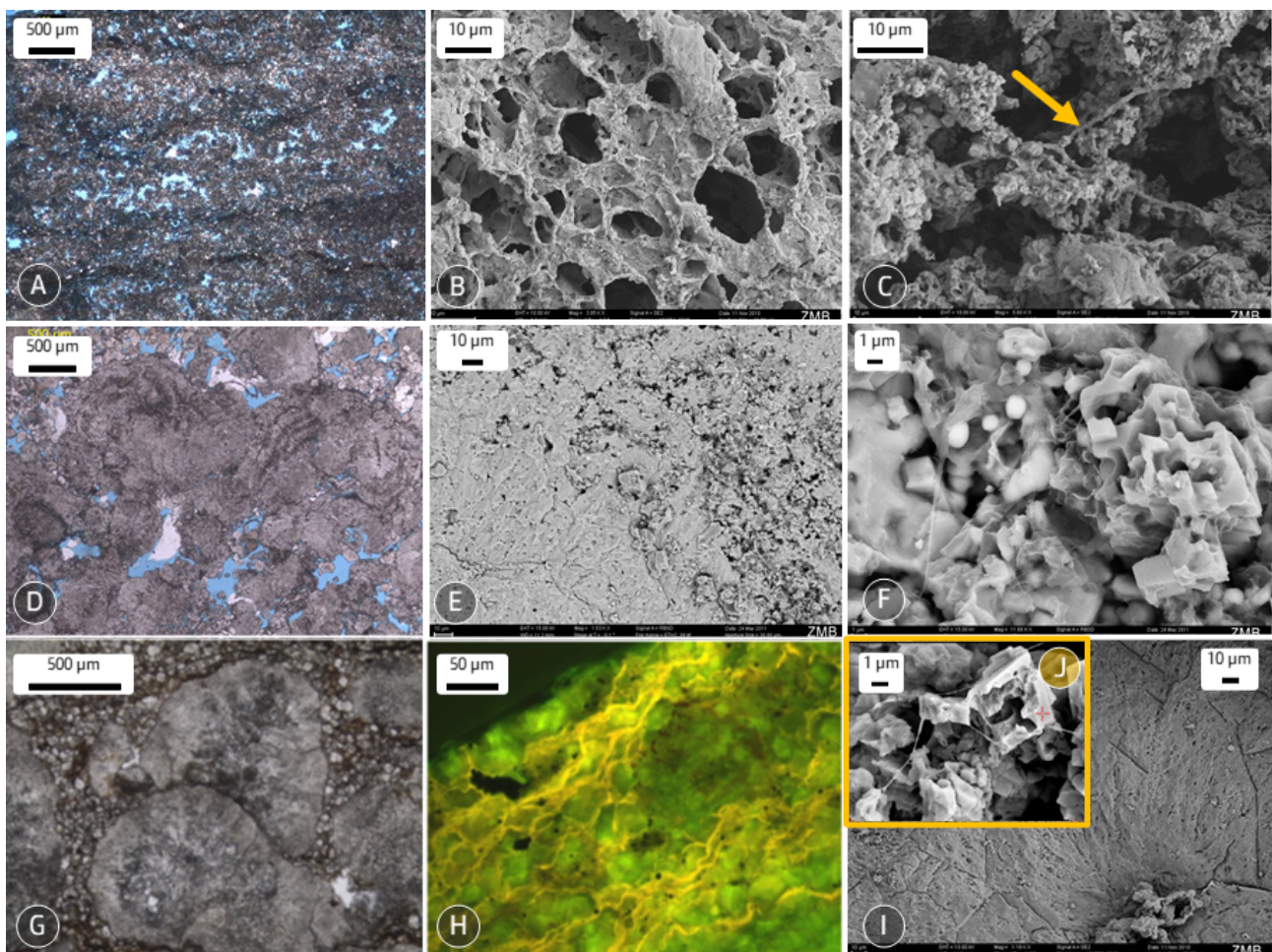


Figura 5.1.1: evidências de atividade microbiana em fácies carbonáticas do pré-sal (modificado de Madrucci e Spadini, 2012 e Araújo *et al.*, 2022). (A) fotomicrografia de lâmina delgada de laminito com textura alveolar, luz polarizada plana (LPP); (B) imagem de microscopia eletrônica de varredura (MEV) a partir de A mostrando textura favo de mel típica de EPS (substância polimérica extra-celular) comumente identificado em depósitos microbianos recentes. Nesta imagem o EPS está mineralizado por carbonato; (C) imagem de MEV com cristais de dolomita que englobam os filamentos de EPS (setas amarelas); (D) fotomicrografia de lâmina delgada com estromatólitos laminados fasciculares, LPP; (E) imagem de MEV em D mostrando detalhe da laminação como linhas escuras; (F) imagem de MEV com detalhe das linhas escuras em E, revelando cristais de dolomita que se desenvolveram englobando filamentos de EPS; (G) fotomicrografia de lâmina delgada com esferulitos com núcleo micrítico e matriz rica em dolomita, LPP; (H) aumento da imagem em G em microscópio de fluorescência mostrando filamentos de matéria orgânica em amarelo e cristais de dolomita em verde; (I) núcleo do esferulito em G, imagem de MEV; (J) imagem de MEV com romboedros de nanodolomita com sílica amorfa no núcleo do esferulito em G.

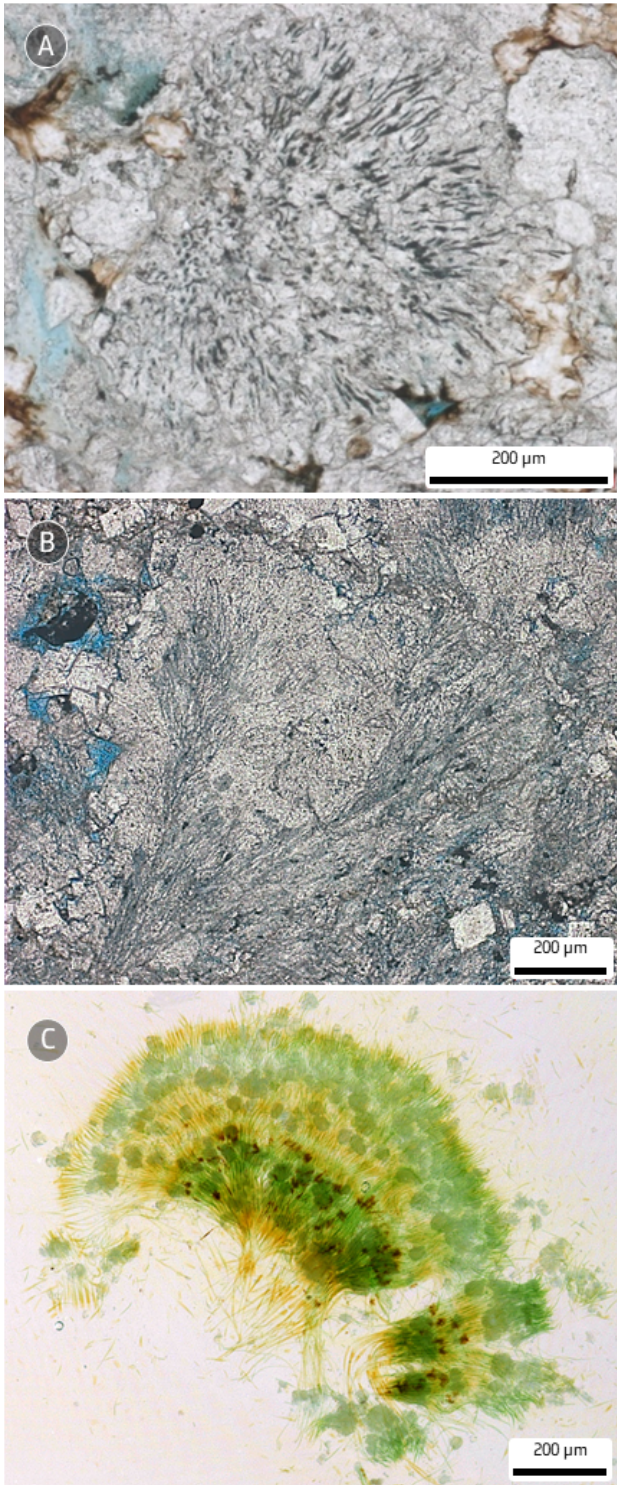


Figura 5.1.2 Fotomicrografia de amostra do Pré-sal com padrão em leque. A) agregado calcítico de 400 micra de diâmetro constituído por possíveis filamentos microbiais calcificados (foto de Reynaldo Pires), luz polarizada plana (LPP); B) feição centimétrica de *shrub* (estromatolito) com feições fibro-radiais em leque, LPP; C) amostra do recente com estrutura filamentososa de *Rivularia haematites* (direito autoral Malcon Storey, [www.bioimages.org.uk](http://www.bioimages.org.uk)).

Em resumo, os estromatolitos e *grainstones* são interpretados como formados em águas agitadas rasas em áreas estruturalmente elevadas. Os laminitos podem também ter se desenvolvido em zonas fóticas, mas em condições de águas mais calmas, enquanto as fácies finas de margas, lamitos e laminitos associados sugerem acumulação em águas mais profundas. Os depósitos clásticos de *grainstones* e *packstones* são registrados em maiores proporções em áreas que bordejam as regiões mais altas.

A despeito das litofácies oriundas de ambiente estressante do Andar Alagoas, os depósitos estratigraficamente anteriores, as coquinas do intervalo rifte do Jiquiá são fácies retrabalhadas (bioclásticas) clássicas e configuram-se como excelentes reservatórios (Boyd *et al.*, 2015). Vale ressaltar que a explosão de vida dos moluscos bivalves durante o Jiquiá foi um acontecimento único na história geológica mundial, que ocorreu em ambiente semi-estressante, onde um número restrito de famílias de bivalves se adaptaram e reproduziram endemicamente levando a uma explosão de indivíduos, principalmente devido à falta de predadores, ausência de competidores e elevado suprimento alimentar microbiano. Estes depósitos de conchas, as coquinas, preencheram o espaço de acomodação em regiões de altos estruturais, produzindo ciclos de rasamento ascendente e capeados por feições de emersão e, até mesmo, carstificação. O retrabalhamento de conchas de bivalves é resultante de processos hidrodinâmicos que controlaram a distribuição dos depósitos nas regiões relativamente mais baixas dos altos estruturais, de modo que a análise tafonômica das conchas de bivalves é um importante critério para o entendimento

do contexto deposicional dos depósitos. Os depósitos *in situ* de moluscos bivalves na Bacia de Santos são raros e não são encontrados com substrato lamoso, assim são interpretados em um ambiente de moderada energia. Além disso, interpreta-se que as próprias conchas de bivalves compõem o substrato para fixação dos organismos vivos. *Mudstone*, marga, lamito e folhelho representam depósitos de baixa energia do sistema que preencheram as áreas mais profundas; possuem rara presença de bivalves, o que indica que as coquinas não eram parte do ambiente deposicional profundo. Por outro lado, as litofácies profundas ocorreram intercaladas aos depósitos de coquina com feições de exposição, feições de carste e evidências de processos trativos indicando ambientes deposicionais com elevadas amplitudes de variação dos níveis dos lagos.

Porém, existem outros modelos deposicionais para os depósitos bioclásticos com geometrias sísmicas de clinofomas da ordem de 200 m na Fm Itapema. Barnett *et al.* (2020) interpretam que estas grandes barras bioclásticas são produzidas por retrabalhamento de depósitos de bivalves por correntes costeiras paralelas (*shore parallel currents*). Segundo os autores, os moluscos viveriam em contexto deposicional de baixa energia. Outro modelo é o proposto por Eberli (2017, comunicação verbal), onde as clinofomas seriam originadas por deriva de sedimentos por correntes de contorno ("*delta drift currents*") a semelhança do que se observa em Maiella (Cretáceo superior, Formação Orfento, Itália) e nas Maldivas (Mioceno), Eberli *et al.* (2019).

## 5.2. Associação de fácies e distribuição regional de fácies

A composição do modelo deposicional está baseada nos elementos deposicionais interpretados a partir das associações de fácies descritas. Como exemplo de interpretação são apresentadas associações para o Jiquiá e Alagoas nas tabelas 5.2.1 e 5.2.2. Estas associações foram interpretadas a partir das fácies, sua associação genética e interpretação de ambiente deposicional, além de nomeadas em termos de elementos deposicionais. O intervalo-rifte Jiquiá compreende seis associações de fácies principais, apresentadas na Tabela 5.2.1. Estas compreendem: a) barra de bivalves/cunhas progradantes; b) praia/bancos bioclásticos; c) lençol arenoso (interior da plataforma); d) embaiamento estromatolítico e lacustre restrito; e) face-da-praia (incluindo depósitos de tempestade); f) sublitorâneos/lacustre profundo. Para o intervalo Alagoas, foram interpretadas dez associações de fácies principais (Tabela 5.2.2): a) planície rasa; b) recife plataformal pequeno (patch estromatolítico); c) recife; d) embaiamento (com ausência ou presença de argilominerais magnesianos); e) embaiamento/rampa de laminitos; f) planície subaquosa esferulítica; g) praia-banco; h) sublitoral; i) fandelta; j) tufa-travertino.

São reconhecidas no Andar Jiquiá pelo menos duas superfícies de inundação máxima, uma relacionada a OS-1010 e outra relacionada a OS-1100, caracterizadas por *mudstones*, margas e lamitos/folhelhos com valores anômalos de COT, nos baixos estruturais principalmente, da ordem de 10 a 20%. As ocorrências de superfícies de inundação, além de serem importantes marcadores estratigráficos, indicam a

conectividade dos lagos no tempo Jiquiá. Em algumas áreas este registro (SIM - OS-1100), ocorre na passagem Jiquiá-Alagoas. Trata-se de um marco cronoestratigráfico importante na possível correspondência com a bacia de Kwanza (Ceraldi e Green, 2016). Além disso, sua distribuição irregular é interpretada como relacionada à reativação e estruturação do final do andar Jiquiá.

No Andar Alagoas, é reconhecida uma importante superfície de inundação máxima acima da base da K46, amostrada em poços e composta por lamitos e esferulitos com valores anômalos de COT da ordem de 1 a 4%. Trata-se de um importante marcador estratigráfico, presente em todas as áreas do Pré-sal. Os *buildups* carbonáticos perfurados apresentam suas maiores espessuras acima desta superfície.

A Figura 5.2.1 apresenta um modelo esquemático de distribuição regional das fácies. Este diagrama sumariza as feições chave de distribuição de fácies de acordo com sua posição estratigráfica, a geometria herdada do embasamento, evolução do rifte e as principais superfícies estratigráficas. De um modo geral, a geometria em escala mais ampla corresponde a blocos falhados basculados relacionados a processos extensionais (Karner e Gamboa, 2007) cujo desenvolvimento condicionou a paleogeografia e distribuição de fácies. O soerguimento contínuo das cristas dos blocos falhados propiciou erosões destas áreas elevadas que se reflete nas litofácies com maior abundância de intraclastos retrabalhados para o topo da estrutura, tanto no tempo Jiquiá quanto no tempo Alagoas, o que inclui

depósitos conglomeráticos junto a DPA. A margem flexural destes blocos é caracterizada pela abundância dos depósitos de coquinas em áreas de altos estruturais, em suas porções proximais, as quais progradaram para as regiões circundantes com maior espaço de acomodação. Além disso, estas fácies bioclásticas transicionam para fácies mais finas nos baixos deposicionais. Já no tempo Alagoas, as construções isoladas (*buildups*; Figura 3.2.4) se desenvolveram em áreas com maior espaço de acomodação acima da SIM e tendem a ter seu topo em paleoníveis similares às regiões plataformais vizinhas. Os *onlaps* em rampas (Figura 3.2.3.3), as sismofácies progradacionais no topo do Alagoas (Figura 2.3) e a geometria de plataformas com bordas proeminentes/anelares (Figura 3.2.3.2), todas foram desenvolvidas sobre estruturas herdadas, e eventualmente reativadas durante o Alagoas, de blocos falhados controlados pelo embasamento.

As morfologias das plataformas e seus elementos deposicionais, seja do Andar Jiquiá (3.1.3.8) ou Andar Alagoas (Figura 3.2.3.1), possuem uma relação direta com as permeabilidades. No Andar Jiquiá, as margens de plataforma e cunhas progradantes apresentam as fácies com melhores permeabilidades quando comparadas com as fácies constituintes das regiões de interior de plataforma e rampa/talude. No Andar Alagoas, as arquiteturas referentes às margens de plataforma, rampas isoladas proximais e construções isoladas (*buildups*) apresentam as fácies com melhores características permeáveis quando comparadas com as arquiteturas de interior de plataforma, rampa intermediária e rampa distal.

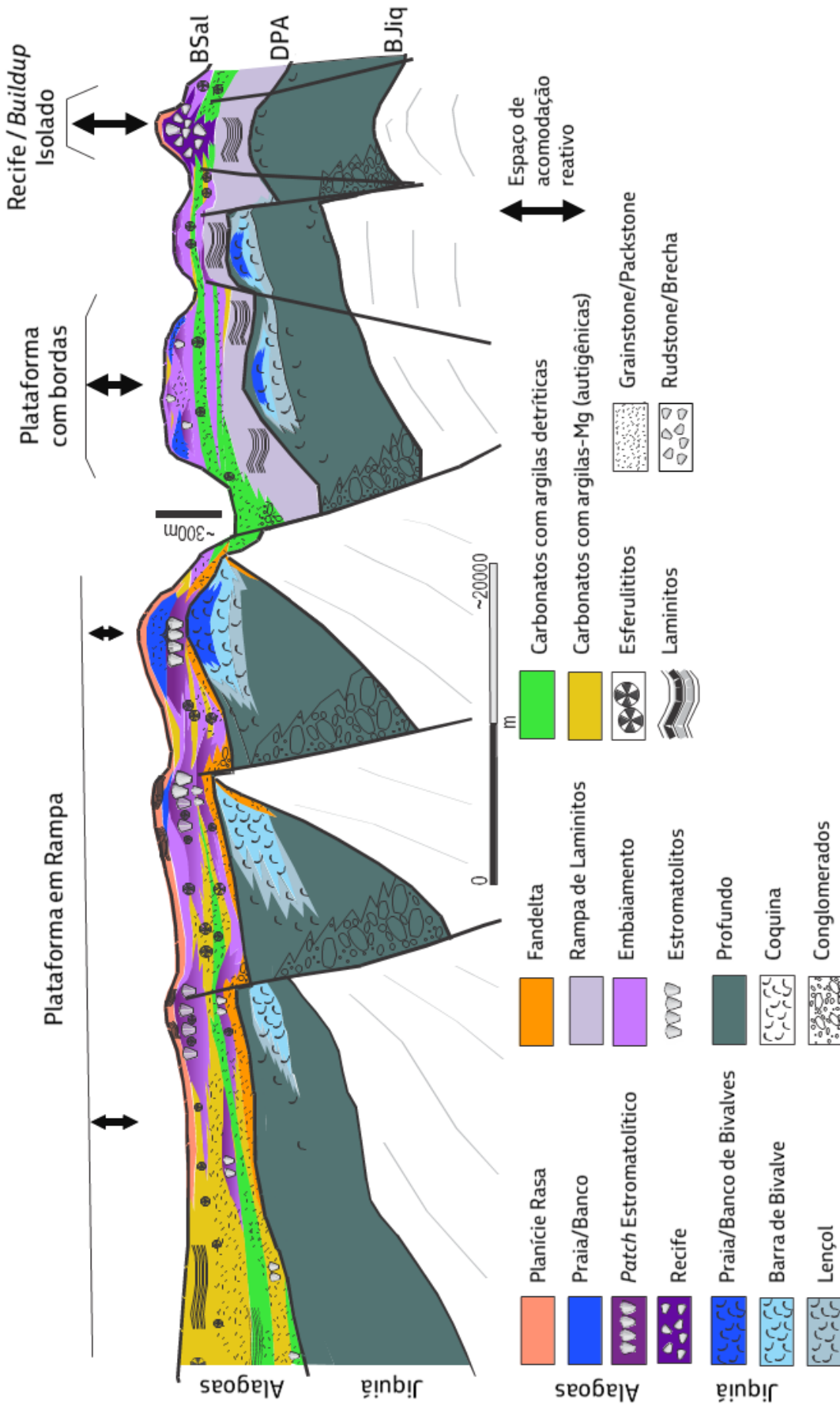


Figura 5.2.1: Modelo esquemático de distribuição das fácies carbonáticas do Pré-sal na Bacia de Santos (modificado de Araújo *et al.*, 2022). O desenho sumariza a estratigrafia e modelo deposicional para os andares Jiquiá e Alagoas. As cores referem-se às principais fácies e arquiteturas deposicionais. Algumas litofácies estão destacadas como texturas. BSal=base do sal; DPA=discordância Pré-Alagoas; BJiq=base do Jiquiá

Tabela 5.2.1: Principais associações de fácies, componentes, feições sísmicas e ambientes deposicionais dos depósitos Jiquiá

Jiquiá				
Associação de Fácies	Principais litofácies	Componentes chave. Estruturas e texturas	Geometrias sísmicas	Interpretação
Cunha progradante - Barra de bivalves/ intraclástica	<i>Rudstone, floatstone</i> com matriz <i>grainstone</i> <i>Grainstone</i>	Bioclastos grossos de conchas de bivalves fragmentadas e desarticuladas; proporções subordinadas de ostracodes, ooides e peloides. Maciço, conchas oblíquas	Clinoformas	Região perilitoral; feições subaquosas formadas por ondas ou correntes unidirecionais (definidas pelo vento; <i>longshore currents</i> ); interior da plataforma e margem da plataforma
Praia/Banco de bivalves	Predomínio de <i>Rudstones</i> com matriz <i>grainstone, Grainstone</i>	Bioclastos grossos arredondados bem-organizados de conchas de bivalves fragmentadas e desarticuladas; <i>grainstones</i> peloidais subordinados. Estratificação cruzada de baixo ângulo	<i>Mounds</i> e camadas tabulares que se referem aos bancos. Praia: a maior parte das praias são subsísmicas	Linha de costa (incluindo atrás-da-praia) a depósitos subquosos; energia alta a moderada; topo dos ciclos de rasamento associados no topo das barras de bivalves. Também associadas à margem da plataforma
Lençol bioclástico arenoso	<i>Packstone, floatstone</i> com matriz <i>packstone</i>	Peloides, ostracodes, oncolitos; bivalves delgados subordinados. Pacotes maciços	Refletores paralelos a subparalelos	Ambiente subaquoso, lençóis relativamente protegidos no interior da plataforma com ampla extensão lateral
Embaimento estromatolítico	Estromatolito e <i>packstone</i>	Estromatolitos laminados e grumosos laminados e <i>packstone</i> oncolítico; subordinadamente <i>floatstone</i> com matriz <i>packstone</i> composta de oncooides, bioclastos, ostracodes, peloides e bivalves	Subsísmico	Ambiente restrito, estressante, depósito raso protegido subaquoso; moderada a baixa energia
Lacustre restrito	<i>Grainstone</i> e <i>packstone</i>	Ostracodes desarticulados	Subsísmico	Embaimento com moderada energia
Face da praia	<i>Grainstone</i> e <i>packstone</i>	Fácies granulares com intraclastos, grãos compostos ( <i>grapestone</i> ) e bivalves; gradação normal e estratificação cruzada. Pode ter composição híbrida (intraclastos líticos). Comum intercalação com fácies de lamitos (associação de fácies sublitorâneo)	Refletores paralelos e levemente divergente em região de rampa/talude	Interlitoral subaquoso abaixo da linha de costa até base de ondas; inclui raros depósitos de tempestade (erosão/deposição); profundidades moderadas ainda influenciadas por correntes/ondas.
Lacustre profundo/ sublitorâneo	<i>Mudstones, margas</i>	Calcita micrítica, dolomita, siliciclásticos finos (quartzo, feldspato, mica) e matéria orgânica.	Refletores paralelos a levemente divergentes	Baixa energia, águas protegidas ou relativamente mais profundas

Tabela 5.2.2 Associações de fácies, componentes, feições sísmicas e ambientes deposicionais dos depósitos Alagoas

Alagoas				
Associação de Fácies	Principais litofácies	Componentes chave, estruturas e texturas	Geometrias sísmicas	Interpretação
Planície Rasa	Laminito, <i>grainstone</i>	Alternância decimétrica de laminitos microbiais <i>in situ</i> com <i>grainstones/rudstones</i> ; brechas sedimentares, gretas de ressecamento, paleossolos; subordinadamente <i>packstones</i> , esferulíticos	Transparentes a paralelas; diretamente abaixo da base do sal	Ambiente de águas rasas, efêmero e lateralmente amplo com registro de exposições subaéreas frequentes; pequenas variações do nível do lago causavam grandes deslocamentos dos cinturões de fácies
Pequenos recifes plataformais (pontões/ montes estromatolíticos)	Estromatolito ( <i>shrubstone</i> ) e <i>grainstone</i>	Arbustos fasciculares calcíticos, texturas micritizadas; feições de exposição incluindo granulação e micritização; subordinadamente <i>packstones</i> e em menor proporção laminitos e esferulíticos	<i>Mounds</i> (montes), subsísmicos	Deposição biogênica de carbonatos <i>in situ</i> com erosão e retrabalhamento; depósitos em franja de fácies intraclásticas retrabalhadas ao redor de patches de estromatolitos sob energia alta a moderada
Recife	Estromatolito ( <i>boundstone</i> arbustivo/ fascicular), <i>rudstone</i> , brecha e <i>grainstone</i>	Arbustos fasciculares calcíticos, intraclastos, feições pedogenéticas e de dissolução, cascatas-tufa, pisolitos. Estruturas desorganizadas de colapso	<i>Buildups</i> (construção); fácies sísmicas caóticas a transparente internamente, feição externa positiva	Subaquoso a subaéreo, alta energia; construções rígidas com relevo positivo; espessuras de até 300 m, extensões laterais de 600 a 1500 m
Embaimento com estromatolitos	Estromatolito ( <i>boundstone</i> arbustivo/ fascicular), esferulítico, laminitos e <i>packstone</i>	Arbustos fasciculares calcíticos, intraclastos, esferulitos, camadas com calcita microcristalina com matéria orgânica, argila magnesiana subordinada, calcrete e <i>grainstone</i>	Paralelos a descontínuos, ocasionais <i>mounds</i>	Raso, na maior parte subaquoso ocasionalmente exposto; erosão e retrabalhamento com transporte subordinado
Embaimento argiloso/ Depósitos intraclásticos argilosos	Esferulítico, estromatolito arbustiforme, laminitos com argilomineral magnesiano e <i>packstone</i> com intraclastos de argila magnesiana	Argilomineral magnesiano autigênico e transportado na fração areia	Paralelos	Raso, baixa energia, na maior parte subaquoso ocasionalmente exposto
Rampa de laminitos	Laminito, <i>grainstone</i> peloidal	Camadas delgadas de calcita microcristalina, micropeloidal ou alveolar intercalada com filmes de matéria orgânica; estrutura laminada; pequenas quantidades de finos de quartzo, feldspato e mica; <i>grainstones</i> peloidais subordinados; <i>packstones</i> com pouca lama (mud-lean) e raros estromatolitos	Paralelos a transparentes	Subaquoso, ocasionalmente exposto, baixa a moderada energia; rampas de baixo ângulo com espessuras de centenas de metros; geometrias tabulares espalhadas por dezenas de quilômetros.
Planície subaquosa esferulítica	Esferulítico	Esferulitos calcíticos com esférulas de dolomita e matéria orgânica; laminitos subordinados, proporções pequenas de argila detrítica, quartzo fração silte, mica e K-feldspato	Paralelos a transparentes	Subaquoso, raramente exposto; palustre ( <i>wetlands</i> ), áreas inundadas por períodos mais longos

Tabela 5.2.2 - Continuação

Alagoas				
Associação de Fácies	Principais litofácies	Componentes chave, estruturas e texturas	Geometrias sísmicas	Interpretação
Praia e barra	<i>Grainstone</i>	Intraclastos arredondados, <i>cosets</i> tabulares de baixo ângulo; envelopes micríticos entre grãos, calcita drusiforme de cimento meteórico, subordinadamente <i>rudstones</i> , <i>packstones</i> , laminitos, brechas, esferulíticos, <i>mudstones</i> e estromatolitos	Subsísmicos	Antepraia, atrás-da-praia e eventualmente a parte superior da face litorânea; redistribuição de sedimentos com retrabalhamento dos depósitos primários de barlavento e subsequente deposição por tempestades como leques de lavagem em áreas mais elevadas
Depósitos sublitorâneos	<i>Mudstone</i> , marga, esferulítico, laminito, argila detrítica	Calcita micrítica, siliciclásticos na fração silte (quartzo, feldspato-K, mica); argila detrítica (ilita e saponita entre outras) e matéria orgânica; subordinadamente estromatolitos e argila magnésiana autigênica	Paralelos	Região subaquosa abaixo da zona litorânea, deposição bioquímica <i>in situ</i> e decantação de material fino em águas calmas
Fandelta	Conglomerado híbrido e <i>grainstone</i> híbrido (arenito)	Conglomerados a arenitos, gradação normal e base abrupta ou camadas maciças sem estruturas, brechas sedimentares, crostas de exposição, grãos líticos grossos (coquina, vulcânicas, intraclastos). Rara laminação cruzada ondulada ( <i>ripple</i> ) e laminações onduladas; subordinadamente margas/ <i>mudstones</i> e crostas carbonáticas	Sigmoidais a subsísmicos	Subaéreo, zona de deposição clástica de alto ângulo proximal a plana distalmente formada por um único leque ou por uma cunha (franja, <i>bajada</i> ); composto por ciclos clásticos alternados com carbonatos da zona litorânea
Tufa/ Travertino	Carbonato grumoso/laminado	Calcários grumosos e laminados (distintos dos estromatolitos arbustiformes/laminitos), calcretes e brechas; subordinadamente <i>grainstones</i> , <i>rudstones</i> , <i>packstones</i> , estromatolitos, <i>mudstones</i> e esferulíticos	Subsísmicos	Raras e localizadas nascentes de água; condutos ( <i>vents</i> ) subaéreos a subaquosos de águas subterrâneas ou sistemas hidrotermais-magmáticos; interpretação de canais, piscinas, cascatas e microcarste observados em testemunhos; fração abiótica derivada de precipitação química de carbonato dependentes da saturação de CO <sub>2</sub> em águas altamente alcalinas

Para o Andar Jiquiá, os elementos arquiteturais relacionados a Margem de Plataforma e Cunhas Progradantes apresentam as fácies com melhores porosidades (Figura 5.2.2A e 5.2.2B) quando comparados com os elementos arquiteturais de Interior de Plataforma e Rampa/Talude (Figura 5.2.2C e 5.2.2D). Isso é explicado porque compreendem regiões da plataforma caracterizada por processos sedimentares com maior energia ambiental/deposicional. Também é possível visualizar na Figura 5.2.2. a proporção de associações de fácies para cada um dos elementos

arquiteturais. A Margem de Plataforma possui o predomínio de associação de fácies de banco de bivalves. Na Cunha Progradante predominam as associações de fácies de barras bioclásticas e intraclásticas e, subordinadamente, ocorrem associações de fácies de praias, as quais se instalam eventualmente nos topos das barras. O Interior da Plataforma apresenta a maior variedade de porosidade e de associação de fácies, com destaque para o lençol bioclástico arenoso, praia, embaçamento e lacustre restrito. Isso ocorre porque regiões de Interior de Plataforma

apresentam contexto deposicional com variação de energia deposicional de baixa a alta, porém com predomínio de moderada energia. Já a região de Rampa/Talude apresenta as fácies com mais baixas permo-porosidades cujas associações de fácies predominantes são face da praia e depósitos sublitorâneos ocorrendo

como intercalações nos poços. Os depósitos sublitorâneos que ocorrem no interior da plataforma são interpretados como associados ao afogamento que ocorreu durante a deposição da OS-1100, registrado na maioria dos poços perfurados neste elemento arquitetural, principalmente na área de Búzios.

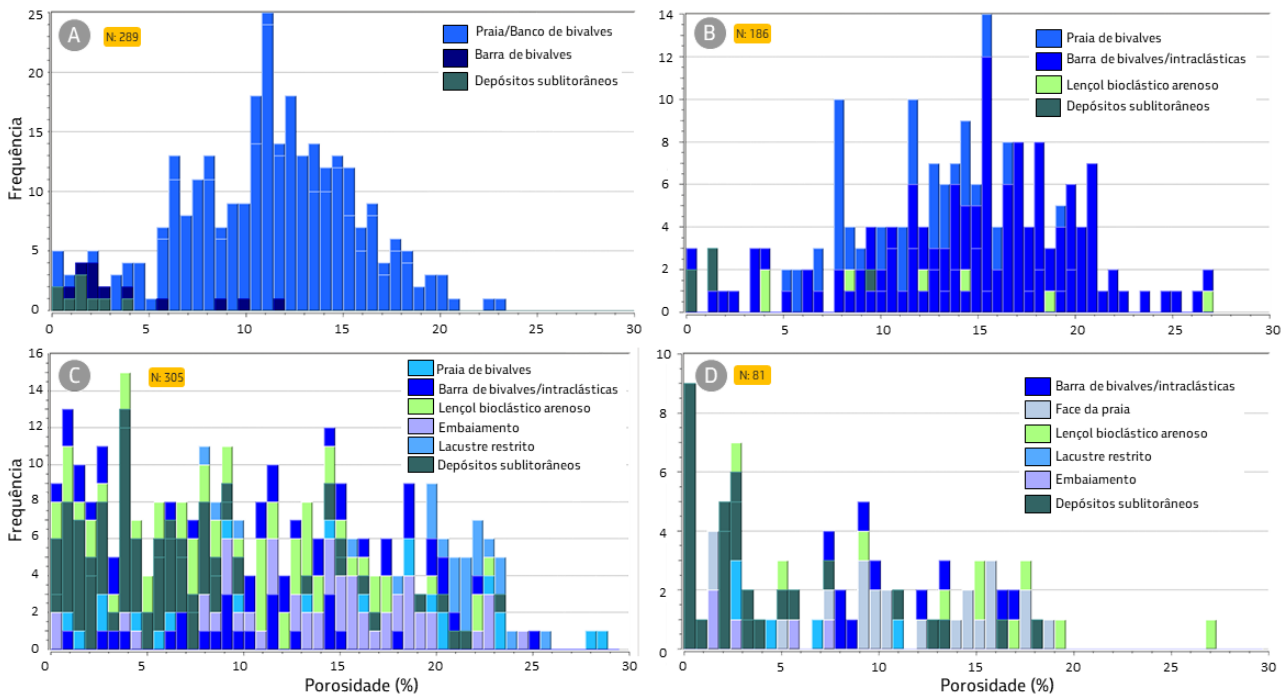


Figura 5.2.2: Histogramas de porosidade para cada um dos elementos arquiteturais definidos para o Andar Jiquiá. A) Margem de Plataforma; B) Cunha Progradante; C) Interior de Plataforma; D) Rampa/Talude. Cada histograma está preenchido com as associações de fácies presentes para cada elemento arquitetural, baseado nos poços.

Para o Andar Alagoas, os elementos arquiteturais de Construção Isolada (Figura 5.2.3A) e Margem de Plataforma (Figura 5.2.3B) configuram-se como regiões com as melhores condições de porosidade quando comparadas com as regiões de Interior de Plataforma (Figura 5.2.3C) e Rampa intermediária a Distal (Figura 5.2.3D). Este comportamento de distribuição de porosidade está diretamente relacionado à condição de energia do ambiente deposicional (agitação da água). A Construção Isolada é composta principalmente de associação de fácies (AFs) espessas de recife que inclui fácies de

estromatolitos e *grainstones*. A Margem da Plataforma também tem importante proporção de recifes plataformais alternados com praias e bancos. O Interior da Plataforma apresenta AFs de grande variação de energia deposicional, como recifes plataformais até embaixamentos argilosos. Finalmente, as regiões de Rampa Intermediária a Distal apresentam as piores condições de permo-porosidade, devido ao domínio de menor energia representada pela AF como Embaixamento Argiloso com eventual presença de fácies de Fandelta e Sublitorâneas.

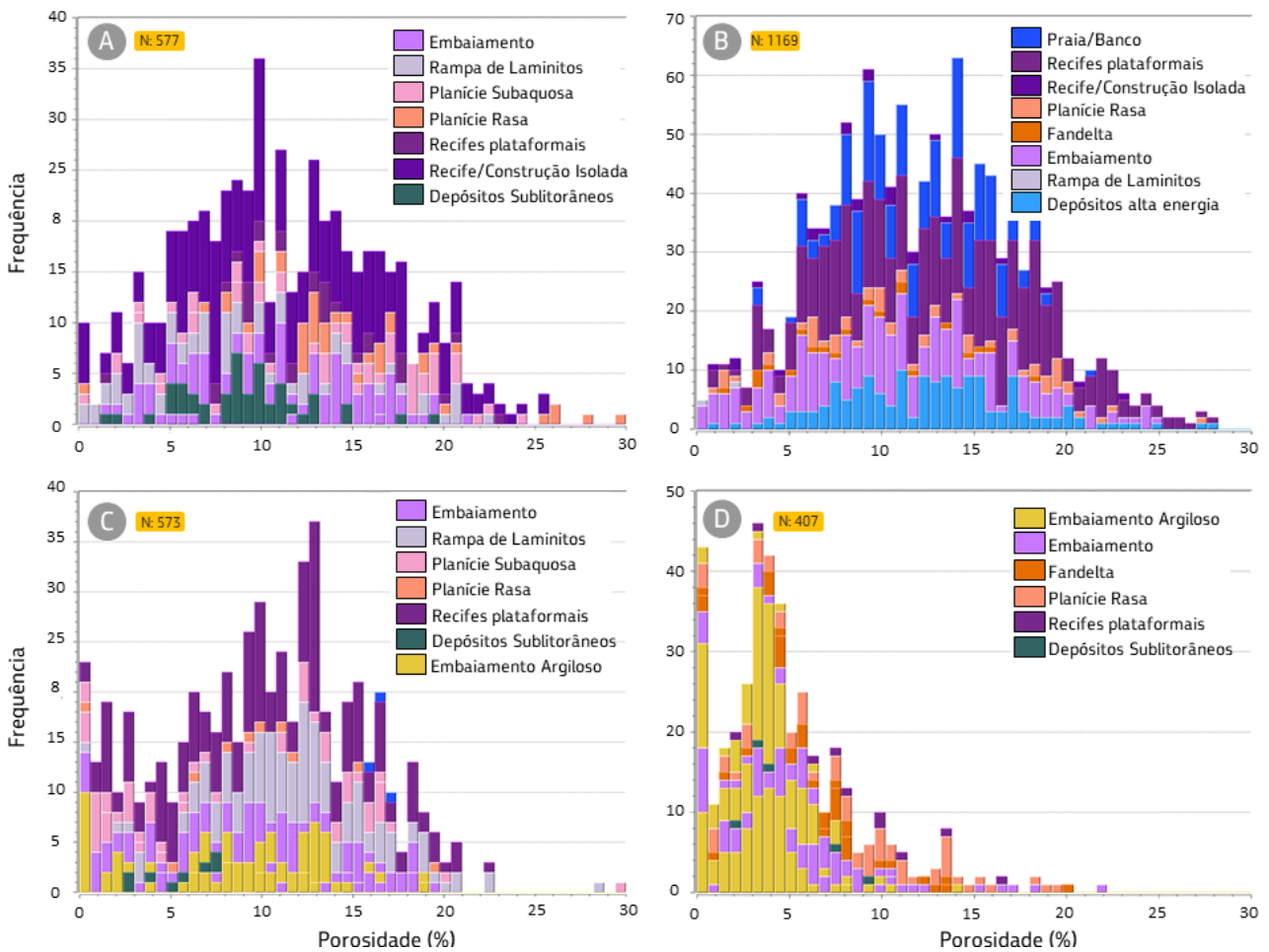


Figura 5.2.3: Histogramas de porosidade para cada um dos elementos arquiteturas definidos para o Andar Alagoas. A) Construção isolada; B) Margem de Plataforma; C) Interior de Plataforma; D) Rampa intermediária a distal. Cada histograma está preenchido com as associações de fácies presentes para cada elemento arquitetural, baseado nos poços.

## 6. CONCLUSÕES

As fácies deposicionais Alagoas e Jiquiá apresentam diferenças substanciais a respeito de sua sedimentologia. As principais fácies de coquinas do Jiquiá são formadas por espessos pacotes de *rudstones* e *grainstones*, as quais variam lateralmente para importantes seções de *mudstones* e margas. Já as principais fácies do Alagoas são formadas por estromatolitos (*boundstones* arbustiformes), laminitos e esferulitos que ocorrem *in situ* ou retrabalhados como *grainstones*, *rudstones* e *packstones*. Em termos de morfologia,

as principais arquiteturas para o Alagoas são as rampas, plataformas e construções isoladas (*buildups/recifes*) cujo desenvolvimento ocorre em paleoaltos estruturais relacionados ao embasamento e fase rifte. Por outro lado, as arquiteturas do Jiquiá estão relacionadas às acumulações bioclásticas acomodadas de acordo com as geometrias rifte, compreendendo plataformas com margens de alta energia, cunhas progradantes, interior de plataforma e talude/rampa. Os padrões de empilhamento de fácies também variam de acordo com estas arquiteturas. As acumulações bioclásticas

Jiquiá tendem a preencher baixos relativos em altos estruturais segundo a geometria rifte e seguindo padrões progradacionais em direção às áreas com espaço de acumulação remanescente. Assim, as clinofórmulas diminuem de magnitude para o topo. As construções isoladas (*buildups*) do Alagoas tendem a apresentar empilhamentos espessos de fácies estromatolíticas acumuladas em áreas de aumento de espaço de acomodação. As rampas do Alagoas de mais alto ângulo (2 graus ou mais) tendem a acumular fácies retrabalhadas em ciclos regressivos e fácies *in situ* em ciclos transgressivos. Por outro lado, as rampas suaves apresentam espessos pacotes de fácies autóctones, os laminitos, acumuladas em padrão agradacional. A geometria mais característica do Alagoas é a plataforma carbonática, a qual frequentemente apresenta uma evolução de rampa-plataforma, onde se reconhecem as bordas de sotavento relacionadas a morfologias herdadas, enquanto as bordas de barlavento tendem a ser pouco mais jovens.

De modo geral, os carbonatos Jiquiá são interpretados como depositados em ambiente de água doce a salobra, durante uma fase de relevo mais acidentado com maior atividade de falhas (rifte) e que evolui, durante o Alagoas, para lagos alcalinos em um arcabouço de menor atividade tectônica (sag) para topo. Assim, em termos estratigráficos, o topo do Andar Jiquiá (DPA) é caracterizado por grande variação, ou seja, discordâncias angulares em áreas mais altas a paraconformidades em áreas mais baixas com sutis variações de litologias finas (margas e *mudstones*) conformantes que recobrem este arcabouço final em um padrão parcialmente erodido nos altos. Já o Andar

Alagoas apresenta um padrão transgressivo-regressivo com a tendência de feições de ampla distribuição areal e uniformes para o topo evidenciando a colmatação do sistema. As principais diferenças entre os padrões de sedimentação Jiquiá e Alagoas relacionam-se às condições ambientais e localmente condicionadas pela estrutura e paleogeografia. Portanto, processos físicos controlaram a sedimentação Jiquiá, enquanto processos predominantemente ecológicos/organoquímicos controlaram a sedimentação Alagoas, como demonstrado pela ampla presença da organomineralização nas fácies e preservação dos carbonatos *in situ* deste último.

O reconhecimento de duas superfícies de inundação máxima no Jiquiá (nas biozonas OS-1010 e OS-1100) é um importante indicativo de conexão entre as áreas (conexão dos lagos) no tempo Jiquiá. Da mesma forma, no Andar Alagoas, uma importante superfície de inundação máxima é reconhecida e indica coerência com o início do crescimento dos *buildups*, em contexto de maior taxa de acomodação.

Finalmente, conclui-se que estas características permitem o uso do clássico conceito de fábrica carbonática na zona fótica, antes exclusivamente marinho, para o ambiente continental lacustre e cujas principais evidências são as dimensões e formas das plataformas, seu padrão de evolução e sua relação com as fábricas ora biogênicas ora bio-induzidas e subordinadamente químicas dos andares Jiquiá e Alagoas respectivamente.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a Petrobras pela liberação dos dados e interpretações apresentadas e aos gerentes Mário Carminatti, Rogério Cunha, Otaviano Pessoa, Jonilton Pessoa, Juliano Stica e Vinícius Machado pelo apoio. Agradecemos ao colega Vítor Gorne pelo apoio com os dados de porosidade e permeabilidade. Agradecemos aos revisores Dr. Ricardo Jahnert, Dr. Pierre Muzzi e Dr. Ricardo Zarpelon pelas importantes contribuições ao texto.

## REFERÊNCIAS

- ABELHA, M.; PETERSOHN, E. **The State of the Art of the Brazilian Pre-Salt Exploration**. In: GLOBAL APPEX AAPG PROSPECT AND PROPERTY EXPO, 2019, London. Disponível em: The State of the Art of the Brazilian Pre-Salt Exploration; #30586 (2018) (searchanddiscovery.com).
- ALEKLETT, K. The Elephants: The Giant Oil Fields. In: ALEKLETT, K. **Peeking at Peak Oil**. New York: Springer, 2012. p. 73-94.
- ANTUNES, R. L.; LOBO, J.; GOMES, L. C.; THOMAZ, L.; BEVILAQUA, L.; VIEIRA, I.; DESTRO, N.; DANTAS, R.; SILVA, C. **Geocronologia dos andares Buracica, Jiquiá e Alagoas: datações radiométricas versus inferências bio-cronostratigráficas, em busca de soluções convergentes**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. E&P EXP. GEO, 2015. 53 p. Relatório Interno. CT-E&P-EXP/GEO/GEAT-04/2015.
- ARAÍ, M.; HASHIMOTO A. T.; UESUGUI, N. Significado cronoestratigráfico da Associação Microflorística do Cretáceo Inferior do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v 3, n. 1/2, p. 87-103, 1989.
- ARAÚJO, C. C.; GUERRA, M. M.; METTRAUX, M.; PAULA, O. P.; HOMEWOOD, P. W.; MADRUCCI, V. **Arcabouço estratigráfico da seção Alagoas no campo de Lula – área Tupi**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. E&P-EXP. GEO, 2013. 165 p. Relatório Interno.
- ARAÚJO, C. C.; MADRUCCI, V. **Estratigrafia Genética da Seção Alagoas – Área de Iara**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. E&P-EXP. GEO. ES, 2014. 155 p. Relatório Interno.
- ARAÚJO, C. C.; MADRUCCI, V. Correlações estratigráficas – Campo de Cernambi. In: Madrucci, V. (coord.). **Tectonossedimentação, mapeamento regional integrado e controles na distribuição e qualidade dos reservatórios dos Andares Jiquiá e Alagoas – Bacia de Santos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2017. 534 p. Relatório Interno.
- ARAÚJO, C. C.; MADRUCCI, V. M.; HOMEWOOD, P.; METTRAUX; RAMNANI, C. W.; SPADINI, A. R. Stratigraphic and sedimentary constraints on Pre-salt carbonate reservoirs of the South Atlantic Margin, Santos Basin, Offshore Brazil. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 106 (12). p. 2531-2546, 2022.
- ARIENTI, L.; SOUZA, R. S.; VIANA, S.; CUGLIERI, M. A.; SILVA, R. P.; TONIETTO, S.; PAULA, L.; GIL, J. A. Facies Association, Depositional

System and Paleophysiographic Models of the Barra Velha Formation, Pre-Salt Sequence – Santos Basin, Brazil. *In*: AAPG ANNUAL CONVENTION AND EXHIBITION, 2018, Salt Lake. **Proceedings** [...]. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2018.

ARTAGÃO, V.M. **Análise estratigráfica de alta resolução aplicada aos depósitos da Formação Barra Velha, Bacia de Santos**: identificação, correlação e mecanismos de controle de ciclos sedimentares. 2018. Dissertação (Mestrado) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2018. 172 p.

BAHNIUK, J.; COELHO, S. A. A. L.; DIAS, K. D. N.; ZAMBONATO, E. E.; MADRUCCI, V.; SPADINI, A. R.; MORETTI JUNIOR, P. A.; FONTANETA, G. T.; MTSUDA, N. S. Classificação de rochas híbridadas - uma nova abordagem. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 49., 2018, Rio de Janeiro. **Resumos** [...]. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2018.

BARNETT, A. J.; FU, L.; RAPASI, T; SCOTELLARO, C.; GUHA, J; CABOLOVA, A; DOMINGUES, A. L. Seismic characterization and origin of clinofolds in lacustrine depositional environments: a case study from the cretaceous of the south atlantic. *In*: HENDRY, J., BURGESS, P., HUNT, D., JANSON, X.; ZAMPETTI, V. (eds.). **Seismic characterization of carbonate platforms and reservoirs**. London: Geological Society, 2020. (Special Publications, v. 509).

BARNETT, A. J.; OBERMAIER, M.; AMTHOR, J.; SHARAFODIN, M.; BOLTON, M.; CLARKE, D.; AND CAMARA, R. Origin and significance of

thick carbonate grainstone packages in non-marine successions: A case study from the Barra Velha Formation, Santos Basin, Brazil. *In*: MELLO, M. R; YILMAZ, P. O. AND KATZ, B.J. (eds.). **The supergiant Lower Cretaceous pre-salt petroleum systems of the Santos Basin, Brazil**. Tulsa: AAPG, 2021. P. 155–174, 2021. (AAPG Memoir, v. 124).

BAPTISTA DA SILVA, R. C. **Coquina and related hypersaline facies evolution in Shark Bay: morphology, chronology, processes and relationships**. 2014. Dissertação (Mestrado) - Curtin University, Perth, 2014. 136 p.

BERTANI, R.T. E CAROZZI, A.V. Lagoa Feia formation (lower cretaceous), Campos basin, offshore Brazil: rift valley stage lacustrine carbonate reservoirs — I. **Journal of Petroleum Geology**. v.8(1). P. 37–58. 1985a.

BERTANI, R.T. E CAROZZI, A.V. Lagoa Feia formation (lower cretaceous), Campos basin, offshore Brazil: rift valley type lacustrine carbonate reservoirs — II. **Journal of Petroleum Geology**. v.8(2). P. 199–220. 1985b.

BENZERARA K.; MENGUY, N.; LÓPEZ-GARCÍA, P.; YOON, T.; KAZMIERCZAK, J.; TYLISZCZAK, T.; GUYOT, F.; BROWN, G. Nanoscale detection of organic signatures in carbonate microbialites. **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, Washington, v. 103, n. 25, p. 9440–9445, 2006.

BEURLIN, G.; GRILLO, J. L.; CUNHA, A. A. S.; FERREIRA, E. P.; LANA, C. C.; ARAI, M.; GALM, P. C.; MILHOMEM, P. S. **Bioestratigrafia da**

**Petrobras do Jurássico ao Neógeno calibrada de acordo com a geocronologia de 2004.**

Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDEXP. PBA, 2007. 393 p. Relatório Interno. CENPES/PDEXP/BPA 005/07.

BOYD, A.; SOUZA, A.; CARNEIRO, G.; MACHADO, V.; TREVIZAN, W.; SANTOS, B.; NETTO, P.; BAGUEIRA, R., POLINSKI, R.; BERTOLINI, A. Presalt carbonate evaluation for Santos Basin, offshore Brazil. **Petrophysics**, Houston, v. 56, n. 6, p.577–591, 2015.

BRALOWER, T. J.; ARTHUR, M. A.; LECKIE, R. M.; SLITER, W. V.; ALLARD, D. J.; SCHLANGER, S. O. Timing and palaeoceanography of Oceanic Dysoxia/Anoxia in the Late Barremian to Early Aptian (Early Cretaceous). **Palaios**, Tulsa, v.9, p. 335–369, 1994.

BRANDÃO, M. V. **Complementação da análise bioestratigráfica, por ostracodes, do poço 3-RJS-723-RJ (intervalo 5.397,00 - 5.898,00 m), Bacia de Santos.** Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDGEO. BPA, 2014. 21 p. Relatório Interno. CT BPA 042/2014.

BRANDÃO, M. V. **Novo estudo bioestratigráfico, por ostracodes, do poço 9-RJS-709-RJ (intervalo 5.457,00 - 5.915,00m), Bacia de Santos.** Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDEP. BPA, 2019. 61 p. Relatório Interno. CT BPA 077/2019.

BRANDT, D. S. Taphonomic grades as a classification for fossiliferous assemblages and implications for paleoecology. **Palaios**, Tulsa, v. 4, p. 303–309, 1989.

**CAMPOS, E. G. Gênese e controle do depósito de barita de Camamu, Bahia.**

1984. Dissertação (Mestrado) - Universidade de Brasília, Brasília, 1984. 131 p.

CARLOTTO M. A.; BAPTISTA DA SILVA, R. C.; YAMATO, A. A. TRINDADE, W. L.; MOREIRA, J. L. P.; FERNANDES, R. A. R.; RIBEIRO, O. J. S. Libra: A newborn giant in the Brazilian Presalt Province. In: MERRILL, R. K.; STERNBACH, C. A. Sternbach (eds.). **Giant fields of the decade 2000–2010.** Tulsa: AAPG, 2017. P. 165–176. (AAPG Memoir, v. 113).

CARMINATTI, M.; WOLF, B.; GAMBOA, L. New exploratory frontiers in Brazil. In: WORLD PETROLEUM CONGRESS, 19., Madrid, 2008. **Proceedings** [...]. London: Energy Institute, 2008. Disponível em: <https://www.onepetro.org/conference-paper/WPC-19-2802>.

CARMO, I. O.; VASCONCELOS, P. **40Ar/39Ar Geochronology of igneous rocks (18 samples) – well 4-SPS-71C-SP (Biguá), 5796 to 6145 m, Santos Basin.** Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PEDEP. GEOTEC, 2017. 26 p. Relatório Interno. CT GEOTEC 022/17.

CARMO, I. O.; NUNES, M. C. V.; COSTA, J.; ROSSETTI, L. M. M.; FORNERO, S. A.; ZUCCHETTI, M.; PEREIRA, N. F.; MARINS, G. M.; SOUZA, R. S. Caracterização do magmatismo Parati na porção central da Bacia de Santos e perspectivas exploratórias. In: SINTEX SIMPÓSIO TÉCNICO DE EXPLORAÇÃO DA PETROBRAS, 2018. **Trabalhos** [...]. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2018.

- CARVALHO, M. D.; PRAÇA, U. M.; SILVA-TELLES A. C.; JAHNERT, R. J.; DIAS, J. L. Bioclastic carbonate lacustrine facies models in the Campos Basin (Lower Cretaceous), Brazil. *In*: Gierlowski-Kordesch, E. H.; Kelts, K. R. **Lake Basins Through Space and Time**. Oklahoma: AAPG, 2000. p. 245–256 (Studies in Geology, v. 46).
- CERALDI, T. S.; GREEN, D. Evolution of the South Atlantic lacustrine deposits in response to Early Cretaceous rifting, subsidence and lake hydrology. *In*: CERALDI, T. S.; HODGKINSON, R. A.; BACKE, G. **Petroleum Geoscience of the West Africa Margin**. London: Geological Society, 2016. p. 77–98. (Special Publications, v. 438).
- CHAFETZ, H. S.; GUIDRY, S. A. Bacterial shubs, crystal shubs and ray-crystal shubs – bacterial vs. abiotic precipitation. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 126, p. 57–74, 1999.
- CHAVEZ, R. **The mexican oil fields**. 1921. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Engenharia de Minas) – University of Missouri, Missouri. 1921. 47 p.
- CLAES, H. **Sediment-petrological and geochemical characterization of travertine - Travertine as a potential Pre-Salt carbonate analogue**. 2015. Tese (Doutorado) – Arenberg Doctoral School, Leuven, 2015. 280 p.
- DE CARVALHO, M. D. FERNANDES F.L. Pre-salt depositional system: Sedimentology, diagenesis, and reservoir quality of the Barra Velha Formation, as a result of the Santos Basin tectono-stratigraphic development, *In*: MELLO, M. R.; YILMAZ, P. O. AND KATZ, B.J. (eds.). **The supergiant Lower Cretaceous pre-salt petroleum systems of the Santos Basin, Brazil**. Tulsa: AAPG, 2021. P. 121–154. (AAPG Memoir, v. 124).
- DESTRO, N.; NUNES, M. C. V.; SZATMARI, P.; LOBO, J. T. **Magmatismo na Sequência Pré-Sal da Bacia de Santos: Sismofácies, Geocronologia, Correlação Estratigráfica e Petrogênese**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDEXP. GEOTEC, 2009. 1 CD-ROM. Relatório Interno.
- DIAS, J. L. **Análise sedimentológica e estratigráfica do andar Aptiano em parte da margem leste do Brasil e no platô das Malvinas – considerações sobre as primeiras incursões e ingressões marinhas do Oceano Atlântico Sul Meridional**. 1998. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1998. 399 p.
- DIAS, J. L. **Análise estratigráfica e evolução da fase “rift” nas bacias da margem leste e sudeste do Brasil**. 1991. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1991. 145 p.
- DIAS, J. L. Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 13, n. 1, p. 7–25, 2005.
- DIAS-BRITO, D.; UESUGUI, N.; HASHIMOTO, A. T. Uma re-reflexão histórica em torno do Andar Alagoas – importante e problemática unidade cronoestratigráfica do Cretáceo Inferior do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 1, n. 1, p. 111–115, 1987.

- DUNHAM, R.J. **Classification of carbonate rocks according to depositional texture**. Tulsa: AAPG, 1962. p. 108-121. (AAPG Memoir, v. 1).
- DUPRAZ, C.; VISSCHER, P. T.; BAUMGARTNER, L. K.; REID, P. Microbe-mineral interactions: early carbonate precipitation in hypersaline lake (Eleuthera Island, Bahamas). **Sedimentology**, Oxford, v. 51, p. 745-765, 2004.
- DUPRAZ, C.; REID, R. P.; BRAISSANT, O.; DECHO, A. W.; NORMAN, R. S.; VISSCHER, P.T. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 96, p. 141-162, 2009.
- EBERLI, G. **Comunicação verbal**. Consultoria interna Petrobras. 2017.
- EBERLI, G.; BERNOULLI, D.; VECSEI, A.; SEKTI, R. GRASMUECK, M.; LEUDMANN, T.; ANSELMETTI, F. S.; MUTTI, M.; DELLA PORTA, G. A Cretaceous carbonate delta drift in the Montagna Della Maiella, Italy. **Sedimentology**, Oxford, v. 66, p. 1266-1301, 2019.
- EMBRY, A; KLOVAN, J. E. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories. **Bulletin of Canadian Petroleum Geology**, Calgary, v. 19, n. 4, p. 730-781, 1971.
- ERTHAL, M. M.; CAPEZZUOLI, E.; MANCINI, A.; CLAES, H.; SWEENEN, R. Shrub morpho types as indicator for the water flow energy – Tivoli travertine case (Central Italy). **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 347, p. 79-99, 2017.
- FALCÃO, L. C. **Estudo faciológico de um intervalo Aptiano do poço (SB-1 (Bacia de Santos) e sua comparação com travertinos quaternários de San Juan, Argentina**. 2015. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2015. 118p.
- FARIAS, F.; SZATMARI, P.; BAHNIUK, A.; FRANÇA, A. B. Evaporitic carbonates in the presalt of Santos Basin – genesis and tectonic implications. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 105, p. 251-272, 2019.
- FETTER, M.; PENTEADO, H.; MADRUCCI, V.; SPADINI A. The Paleogeography of the Lacustrine Rift System of the Pre-Salt in Santos Basin, Offshore Brazil. In: AAPG ANNUAL CONVENTION AND EXHIBITION, 2018, Salt Lake. **Proceedings** [...]. Tulsa: AAPG, 2018. Disponível em: <http://www.searchanddiscovery.com/abstracts/html/2018/ace2018/abstracts/2849330.html>
- FORMIGLI, J. Santos Basin Pre-Salt Cluster: How to Make Production Development Technical and Economically Feasible. In: RIO OIL AND GAS CONFERENCE, 14., 2008, Rio de Janeiro. **Trabalhos técnicos** [...]. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Petróleo, Gás e Biocombustíveis, 2008.
- FORMIGLI, J.; PINTO, A. C. C.; ALMEIDA, A. S. Santos Basin's Pre-Salt Reservoirs Development – The way ahead. In: OFFSHORE TECHNOLOGY CONFERENCE, 41., 2009, Houston. **Proceedings** [...]. Richardson: Offshore Technology Conference, 2009. OTC-19953-MS

FURSICH, F.T.; OSCHMANN, W. Shell beds as tools in basin analysis: the Jurassic of Kachchh, western India. **Journal of the Geological Society**, London, v. 150, n. 1, p. 169-185, 1993.

GOMES, J. P.; BUNEVICH, R. B.; TEDESCHI, L. R.; TUCKER, M. E.; WHITAKER, F. F. Facies classification and patterns of lacustrine carbonate deposition of the Barra Velha Formation, Santos Basin, Brazilian Pre-salt. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v. 113, p. 1-21, 2020.

GOMES, L. C.; LIMA, F. M.; VIEIRA, I.; LOBO, J. T.; THOMAZ, L. T.; SOUSA, J. B.; BEVILAQUA, L. A.; DESTRO, N. DANTAS, R. N. G. **Magmatismo Jiquiá e Alagoas na Bacia de Santos** In: Análise integrada das ocorrências e perspectivas exploratórias. Rio de Janeiro: PETROBRAS. E&P-EXP. GEO, 2015. Relatório interno.

GRILLO, J. L.; FERREIRA, E. P. **Análise Bioestratigráfica por ostracodes e palinomorfos, do poço 1-RJ-656 (intervalo 6078-5319m), Bacia de Santos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDEXP. BPA, 2009. 33 p. Relatório Interno. CT BPA 065/09.

GRILLO, J. L.; FERREIRA, E. P. **Análise Bioestratigráfica por ostracodes e palinomorfos, do poço 1-RJS-647 (intervalo 5754-4896m), Bacia de Santos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDEXP. BPA, 2010. 31 p. Relatório Interno. CT BPA 020/10.

GRILLO, J. L. **Análise bioestratigráfica, por ostracodes, de amostras de calha do poço 3-RJS-743A-RJ (5.367-5.874m), Bacia de**

**Santos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDEXP. BPA, 2017. 20 p. Relatório Interno. CT BPA 020/17.

GUARDADO, L. R.; GAMBOA, L. A. P.; LUCCHESI, C. F. A Model for a Producing Atlantic Type Basin. In: EDWARDS, J. C.; SANTOGROSSI, P. A. (eds.). **Divergent/Passive Margin Basin. Petroleum Geology of the Campos Basin, Brazil**. Tulsa: AAPG, 1989. p. 3-79. (AAPG Memoir, v. 48).

HADDAD, E.; GIUBERTI, A. C. Economic Impacts of Pre-Salt on a Regional Economy: the case of Espírito Santo, Brazil. In: EUROPEAN CONGRESS OF THE REGIONAL SCIENCE ASSOCIATION INTERNATIONAL, 50., 2010. Jnköping/Sweden. **Proceedings** [...]. Disponível em: <http://hdl.handle.net/10419/118804>.

HÄGELE, D.; LEINFELDER R.; GRAU, J.; BURMEISTER E.; STRUCK, U. Oncoids from river Alz (southern Germany): Tiny ecosystems in a phosphorus-limited environment. **Palaeo**, v. 237, p. 378-395, 2006.

HERLINGER JUNIOR, R.; ZAMBONATO, E. E.; DE ROS, L. F. Influence of diagenesis on the quality of lower cretaceous Pre-Salt lacustrine carbonate reservoirs from northern Campos Basin, offshore Brazil. **Journal of Sedimentary Research**, Tulsa, v. 87, p. 1285-1313, 2017.

HOMEWOOD, P.W.; GUILLOCHEAU, F.; ESCHARD, R.; CROSS, T. Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée. **Bull Centres Rech**

**Explor-Prod Elf-Aquitaine** v. 16, n. 2, p. 357-381, 1992.

JAHNERT, R.; PAULA, O.; COLLINS, L.; STROBACH, E.; PEVZNER, R. Evolution of a coquina barrier in Shark Bay, Australia by GPR imaging: Architecture of a Holocene reservoir analog. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 281, p. 59-74, 2012.

KACZMAREK, A. E.; HICKS, M. K.; FULLMER, S. M.; STEFFEN, K. L.; BACHTEL, S. L. Mapping facies distributions on modern carbonate platforms through integrations of multispectral Landsat data, statistics-based unsupervised classifications, and surface sediment data. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 94, n. 10, p. 1581-1606, 2010.

KARNER, G. D.; GAMBOA, L. A. P. Timing and origin of the South Atlantic pre-salt sag basins and their capping evaporites. In: SCHREIBER, B. C.; LUGLI, S.; BABEL, M. **Evaporite Through Space and Time**. London: Geological Society of London, 2007. p. 15-35. (Special Publications, v. 285).

KEIM, C.; SANTOS, H. N. SANTIAGO, C. S.; PENNAFIRME, S.; NEUMANN, R.; SCHNELLRATH, J.; LIMA, I.; CRAPEZ, M. A. C.; FARINA, M. Microstructure and mineral composition of Holocene stromatolites from Lagoa Vermelha, a hypersaline lagoon in Brazil: insights into laminae genesis. **Journal of Sedimentary Research**, Tulsa, v. 90, p. 887-905, 2020.

KERANS, C. **Notas de aula do curso de Estratigrafia de Carbonatos**. Curso Interno Petrobras. Organização EXP/GEOP/AES. 2019.

KINOSHITA, E. M. **Modelagem sísmica-geométrica de fácies dos carbonatos lacustres do Mb Morro do Chaves, bacia de Sergipe-Alagoas**. 2007. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2007. 97p.

KINOSHITA, E. M. Modelagem sísmica-geométrica de fácies dos carbonatos lacustres da Formação Morro do Chaves, Bacia de Sergipe-Alagoas. **Boletim Geociências Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 18, p. 249-269, 2010.

KOUTSOUKOS, E. A. M. **Mid- to late cretaceous microfossils, stratigraphy, palaeoecology and palaeogeography of the Sergipe Basin, northeastern Brazil**. 1989. Tese (Doutorado) - Department of Geological Sciences of Polytechnics South West, Plymouth, 1989. 645 p.

LANA, C. L.; AMORA, R. P.; TEDESCHI, L. R.; MENEZES, T. R.; SOUZA, I. V. A. F.; ARAUJO, C. V. **Paleoclima do Aptiano nas bacias brasileiras: possíveis interpretações para as bacias de Campos e Santos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDEXP. BPA, 2010. 17 p. Relatório Interno. CT BPA 009/10.

LEITE, C. O. N.; SILVA, C. M. A., DE ROS, L. F. Depositional and diagenetic processes in the Pre-Sal rift section of a Santos Basin area, SE Brazil. **Journal of Sedimentary Research**, Tulsa, v. 90, p. 584-608. 2020.

LIMA B. E. M.; TEDESCHI, L. R. PESTILHO, A. L.; SANTOS, R. V.; VAZQUEZ, J. C.; GUZZO, J. V. P. Deep-burial hydrothermal alteration of the Pre-Salt carbonate reservoirs from northern Campos Basin, offshore Brazil: Evidence from petrography, fluid inclusions, Sr, C and O isotopes: **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v.113, p. 1- 25, 2020.

LIMA, B. E. M.; DE ROS, L. F. Deposition, diagenetic and hydrothermal processes in Aptian Pre-Salt lacustrine carbonate reservoirs of the northern Campos Basin, offshore Brazil. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 383, p. 55–81, 2019.

MADRUCCI, V.; SPADINI, A. R. **Resumo dos resultados do projeto PETHROS**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. E&P-EXP. GEO, 2012. 18 p. Relatório Interno.

MADRUCCI, V.; SPADINI, A. R.; ANJOS, C. W. D.; ALVES, D. B.; ANJOS, S. M. C. Authigenic Magnesian Clays in Carbonate Reservoirs in Brazil. In: INTERNATIONAL CLAY CONFERENCE, 15., 2013, Rio de Janeiro. **Abstracts**.

MADRUCCI, V. (coord). **Tectonossedimentação, mapeamento regional integrado e controles na distribuição e qualidade dos reservatórios dos Andares Jiquiá e Alagoas – Bacia de Santos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2017. 534 p. Relatório Interno.

MADRUCCI, V.; ARAÚJO, C. C.; ANJOS, C. W. D.; SPADINI A. R. Depositional paleoenvironment of authigenic magnesium clays in Pre-Salt of Santos Basin – Brazil. In: INTERNATIONAL

MEETING OF CARBONATE SEDIMENTOLOGISTS, 16., 2019. Mallorca, Spain. **Abstract volume**. 2019.

MAIZATTO, J. R.; FERREIRA, E. P. **Reavaliação biocronoestratigráfica do zoneamento por miósporos da seção albo-aptiana**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDEP. BPA, 2017. 93 p. Relatório Interno. RT BPA 014/17.

MINZONI, M.; CANTELLI, A.; THORNTON, J.; WIGNALL, B. Seismic-scale geometries and sequence-stratigraphic architecture of Early Cretaceous syn-post rift carbonate systems, Pre-salt Section, Brazil. In: HENDRY, J.; BURGESS, P.; HUNT, D.; JANSON, X.; AND ZAMPETTI, V. (eds.). **Seismic Characterization of Carbonate Platforms and Reservoirs**. London: Geological Society, 2020. 509 p. (Special Publications, v. 511).

MISUSAKI, A. M. **Resultados das análises petrográficas, químicas e geocronológicas de amostras de rochas vulcânicas de poços das Bacias de Santos e Pelotas**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. DGER. SETEC, 1995. 15 p. Relatório Interno.

MOREIRA, J. L. P.; MADEIRA, C. V.; GIL, J. A.; MACHADO, M. A. P. Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 531–549, 2007.

MOURA, J. A. Biocronoestratigrafia da seqüência não marinha do Cretáceo Inferior da Bacia de Campos, Brasil: Ostracodes. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 10., 1987, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro:

- Sociedade Brasileira de Paleontologia, 1987. v. 2, p. 717-731.
- 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. In: BOSENCE, D. W. J.; GIBBONS, K. A.; LE HERON, D. P.; MORGAN, W. A.; PRITCHARD, T.; VINING B. A. **Microbial Carbonates in Space and Time: Implications for Global Exploration and Production**. London, Geological Society, 2015. 418 p. (Special Publications, v. 418).
- NETTO, A. S. T. Barita de Camamu: considerações sobre a gênese. **Boletim Técnico da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 20, n. 2, p. 77-92, 1977.
- NETTO, P.R.A.; POZO, M.; SILVA, M.D.; MEXIAS, A.S.; GOMES, M.E.B.; BORGHI, L.; RIOS-NETTO, A.M. 2022. Authigenic Mg-clay assemblages in the Barra Velha Formation (Upper Cretaceous) from Santos Basin (Brazil): The role of syngenetic and diagenetic process. *Applied Clay Science*, (216). <https://doi.org/10.1016/j.clay.2021.106339>
- OLIVEIRA, V. C. B.; SILVA, C. M. A.; BORGHI, L. F.; CARVALHO, I. S. Lacustrine coquinas and hybrid deposits from rift phase: Pre-Sal, lower Cretaceous, Campos Basin, Brazil. **Journal of South America Earth Sciences**, Oxford, v. 95, p. 1-31. 2019.
- PEREIRA, M.; FEIJÓ F. Bacia de Santos. **Boletim Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p.19-234, 1994.
- PIETZSCH, R.; TEDESCHI, L.R.; OLIVEIRA, D.M.; ANJOS, C.W.D.; VASQUEZ, J.C.; FIGUEIREDO, M.F. Environmental conditions of deposition of the Lower Cretaceous lacustrine carbonates of the Barra Velha Formation, Santos Basin (Brazil), based on stable carbon and oxygen isotopes: A continental record of pCO<sub>2</sub> during the onset of the Oceanic Anoxic Event 1a (OAE 1a) interval?. **Chemical Geology**, v.535, p.1-23, 2020.
- POLCK, M. A. R.; GALLO, V.; FIGUEIREDO, F. J.; VIANA, S. M.; SANTOS, V. S. S.; QUEIZOZ NETO, J. V.; JAHNERT, R. J. *Ellimma longipectoralis* sp. nov. (Teleostei: Clupeomorpha: Ellimmichthyiformes) from the Aptian of the Santos Basin, southeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 98, 2020.
- POMAR, L. Carbonate systems. In: SCARSELLI, N.; ADAM, J.; CHIARELLA, D.; ROBERTS, D. G.; BALLY A. W. **Regional geology and tectonics**. Amsterdam, p. 235-311, 2020.
- RAMNANI, C.W.; SANTOS, J.F.; PARIZEK-SILVA, Y.; MADRUCCI, V.; ARAUJO, C.C.; VASQUEZ, G.F.; MORSCHBACHER, M.J., BONZANINI, L.A.F.; VIANA, S.M.; SOUZA, R.S.; ALVES, D.B.; ANJOS, S.M.C. 2021. Magnesian Clay Minerals in Brazilian Pre-Salt Province. In: INTERNATIONAL MEETING FOR APPLIED GEOSCIENCE & ENERGY, 01, 2021, Denver. Extended Abstract.
- RIDING, R. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. **Sedimentology**, Oxford, v. 47, p. 179-214, 2000.

- ROMO, D. The Cantarell oil field and the mexican economy. **Revista Problemas del Desarrollo**, Coyoacán v. 46, n. 183, p. 141-164, 2015.
- SALLER, A.; RUSHTON, S.; BUAMBUA, L.; INMAN, K.; MCNEIL, R.; DICKSON, J. A. D. Presalt stratigraphy and depositional systems in the Kwanza Basin, offshore Angola. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 100, n. 7, p. 1135-1164, 2016.
- SANTOS, V.S (coord). **Projeto Jiquiá**. Petrobras Relatório Interno, CENPES/GSE, Rio de Janeiro. 2015. 384p. RT-GSE 003/15.
- SCHALLER, H. Revisão estratigráfica da Bacia de Sergipe/ Alagoas. **Boletim Técnico da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 12, n. 1, p. 21-86, 1969.
- SILVA-TELLES JUNIOR, A. C. Novo zoneamento das coquinas da Formação Lagoa Feia (Neojiquiá da Bacia de Campos) com base em ostracodes – aspectos evolutivos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. **Boletim de Resumos Expandidos...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Paleontologia, v. 2, p. 489, 1992.
- SOUSA, A. J; GRILLO, J. L.; QUEIROZ NETO, J. V. **Complementação da análise bioestratigráfica por ostracodes, do poço 2-ANP-2A-RJS (intervalo 4545-6024 m), Bacia de Santos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDGEO. BPA, 2014. 30 p. Petrobras Relatório. CT BPA 040/14.
- SOUSA, A. J. **Complementação da análise bioestratigráfica, por ostracodes não marinhos, do poço 3-RJS-731-RJ (intervalo 5187-5734m), Bacia de Santos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDGEO. BPA, 2016a. 27 p. Relatório Interno. CT BPA 001/16.
- SOUSA, A. J. **Complementação da análise bioestratigráfica por ostracodes, do poço 9-RJS-708-RJ (intervalo 5310-5787m), Bacia de Santos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDGEO. BPA, 2016b. 29 f. Relatório Interno. CT BPA 049/16.
- SOUSA, A. J. **Complementação da análise bioestratigráfica, por ostracodes, do poço 9-BUZ-007-RJS (intervalo 5424-6195 m), Bacia de Santos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDEP. BPA, 2017a. 37 p. Relatório Interno. CT BPA 012/17.
- SOUSA, A. J. **Análise bioestratigráfica, por ostracodes, de amostras de calha do poço 3-RJS-743A-RJ (5.367-5.874m), Bacia de Santos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDEP. BPA, 2017b. 20 p. Relatório Interno. CT BPA 020/17.
- SOUSA, A. J. **Bioestratigrafia atualizada da passagem Jiquiá-Alagoas, com base em ostracodes, do poço 3-RJS-739A-RJ (intervalo 5427-5868m, Bacia de Santos)**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. PDIEP. GEG. CE, 2021. 26 p. Relatório Interno. CT CE 008/21.
- SOUZA, R. S.; ARIENTI, L.; VIANA, S.; FALCÃO, L.; CUGLIERI, M. A.; SILVA, R. P.; LEITE, C.; OLIVEIRA, V. C.; OLIVEIRA, D. M.; ANJOS, C.; AMORA, R.; CARMO, D.; COELHO, C. Continental Cretaceous (Aptian) Pre-Salt Carbonates and Associated Rocks, South Atlantic Santos Basin, Offshore

- Brazil. In: AAPG ANNUAL CONVENTION AND EXHIBITION, 2018, Salt Lake. **Proceedings** [...]. Tulsa: AAPG, 2018. Disponível em: <http://www.searchanddiscovery.com/abstracts/html/2018/ace2018/abstracts/2835691.html>.
- SOUTO, J. S. O. Caracterização do Marco Lula. In: SEDEST – SIMPOSIO DE ESTRATIGRAFIA E SEDIMENTOLOGIA DA PETROBRAS, 5., 2010, Aracajú. **Resumos** [...]. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2010. p. 60-61.
- SPADINI, A. R.; D'ÁVILA, R.; GONTIJO, R. C.; ARIENTI, L. (coords.). **Estudo Sedimentológico e Estratigráfico regional da seção pré-sal de idade Alagoas das Bacias de Santos e Campos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2009. 234 p. Relatório Interno.
- SRIVASTAVA, N., Lagoa Salgada, RJ Estromatólitos Recentes. In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. A.; QUEIROZ, E.T.; WINGE, M.; BERBERT-BORN, M. **Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil**. Rio de Janeiro: DNPM, 1999. p. 203-209.
- TEDESCHI, L. R.; JENKINS, H. C.; ROBINSON, S. A.; SANJINÉS, A. E. S.; VIVIERS, M. C.; QUINTAES, C. M. S. P.; VAZQUEZ, J. C. New age constraints on Aptian evaporites and carbonates from the South Atlantic: Implications for Oceanic Anoxic Event 1a. **Geology**, Boulder, v. 45, n. 6, p. 543-546, 2017.
- TERRA, G. S.; SPADINI, A. R.; FRANÇA, A. B.; SOMBRA, C. L.; ZAMBONATO, E. E.; JUSCHAKS, L. C. S.; ARIENTI, L. M.; ERTHAL, M. M.; BLAETH, M.; FRANCO, M. P.; MATSUDA, N. S.; SILVA, N. G. C.; MORETTI, P. A.; D'ÁVILA, R. S. F.; SOUZA, R. S.; TONIETTO, S. N.; ANJOS, S. M. C.; CAMPINHO, V. S.; WINTER, W. Classificação de rochas carbonáticas aplicável às bacias sedimentares brasileiras: **Boletim de Geociências Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 18, n. 1, p. 9-29, 2010.
- 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**, Osaka, v. 28 p. 26-51, 2015.
- VAIL, P.R.; AUDEMARD, F.; BOWMAN, S.A.; EISNER, P.N.; PEREZ-CRUZ, C. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview. In: EINSELE, G.; RICKEN, W.; SEILACHER, A. (eds.). **Cycles and Event in Stratigraphy**. Berlin: Springer-Verlag, 1991, p.617-659.
- VASCONCELOS, C.; MCKENZIE, J. A.; BERNASCONI, S.; GRUJIC, D.; TIEN, A.J. Microbial mediation as a possible mechanism for natural dolomite formation at low temperatures. **Nature**, London, v. 377, p. 220-222, 1995.
- VASCONCELOS, C.; WARTHMAN, R.; MCKENZIE, J. A.; VISSCHER, P. T.; BITTERMANN, A. G.; VAN LITH, Y. Lithifying microbial mats in Lagoa Vermelha, Brazil: Modern Precambrian relics?. **Sedimentary Geology**, Amsterdam, v. 185, p. 175-183, 2006.
- VASCONCELOS, C.; PACTON, M.; MCKENZIE, J. **Internal Report I: Pre-Salt Carbonate**

- Reservoirs.** Rio de Janeiro: PETROBRAS. E&P-EXP. GEO, 2011. 147 p. Relatório Interno. PETHROS Project.
- VIANA, C. F.; GAMA JUNIOR, E. G.; SIMÕES, I. A.; MOURA, J. A.; FONSECA J. R.; ALVES, R. J. Revisão Estratigráfica da Bacia do Recôncavo/Tucano. Boletim Técnico da Petrobras, Rio de Janeiro, v. 14, n. 3/4, p. 57-192, 1971.
- WEBER, L. J.; FRANCIS, B. P.; HARRIS, P. M.; CLARK, M. Stratigraphy, lithofacies, and reservoir distribution, Tengiz Field, Kazakhstan. In: AHR, W. M.; HARRIS, P. M.; MORGAN, W. A.; SOMERVILLE I. D. (eds.). **Permo-Carboniferous carbonate platforms and reefs**. Tulsa: SEPM, 2003. p. 351-394. (Special Publication, v. 78).
- WRIGHT, V. P. The mantle, CO<sub>2</sub> and the giant Aptian chemogenic lacustrine carbonate factory of the South Atlantic: Some carbonates are made, not born. **Sedimentology**, Oxford, 2020, p. 1-27.
- WRIGHT, V. P.; BARNETT, A. J. An abiotic model for the development of textures in some South Atlantic Early Cretaceous lacustrine carbonates. In: BOSENCE, D. W. J.; GIBBONS, K.; LEHERON, D.; PRITCHARD, T.; VINING, B. (eds.). **Microbial Carbonates in Space and Time: Implications for Global Exploration and Production**. London: Geological Society, 2015. p. 209-219. (Special Publication, 418).
- WRIGHT, V. P.; RODRIGUEZ, K. Reinterpreting the South Atlantic Pre-Salt 'Microbialite' reservoirs: petrographic, isotopic and seismic evidence for a shallow evaporitic lake depositional model. **First Break**, Oxford, v. 36, p. 71-77, 2018.

