**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

# DINÂMICA DE COSTA TRANSGRESSIVA DOMINADA POR MARÉS NO MESOPROTEROZOICO, FORMAÇÃO MORRO DO CHAPÉU (SUPERGRUPO ESPINHAÇO, BRASIL)

ERIK MARTINS DARIO

ORIENTADOR - Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

Porto Alegre, 2026

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL**
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

# DINÂMICA DE COSTA TRANSGRESSIVA DOMINADA POR MARÉS NO MESOPROTEROZOICO, FORMAÇÃO MORRO DO CHAPÉU (SUPERGRUPO ESPINHAÇO, BRASIL)

ERIK MARTINS DARIO

ORIENTADOR - Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

BANCA EXAMINADORA

Dr. Carrel Kifumbi - Universidade Federal do Paraná

Dra. Francyne Bochi do Amarante - Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Dr. Lucas Medeiros Bofill - Universite de Strasbourg/French - Azerbaijane University

Dissertação de Mestrado
apresentada como requisito parcial
para obtenção do Título de Mestre

Porto Alegre, 2026

CIP - Catalogação na Publicação

Martins Dario, Erik
DINÂMICA DE COSTA TRANSGRESSIVA DOMINADA POR MARÉS NO MESOPROTEROZOICO, FORMAÇÃO MORRO DO CHAPÉU (SUPERGRUPO ESPINHAÇO, BRASIL) / Erik Martins Dario. -- 2026.
105 f.
Orientador: Claiton Marlon dos Santos Scherer.

Coorientador: Ezequiel Galvão de Souza.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS, 2026.

1. Estratigrafia. 2. Sedimentologia. 3. Proterozoico. 4. Formação Morro do Chapéu. 5. Costas dominadas por marés. I. Marlon dos Santos Scherer, Claiton, orient. II. Galvão de Souza, Ezequiel, coorient. III. Título.

Elaborada pelo Sistema de Geração Automática de Ficha Catalográfica da UFRGS com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

## AGRADECIMENTOS

Gostaria de registrar meus agradecimentos a todas as pessoas que tornaram possível esta etapa, marcada por uma mudança significativa de vida e pelo meu reencontro com a Geologia após anos distante da área.

Agradeço, em primeiro lugar, à Camila, minha companheira há mais de uma década, pelo apoio incondicional desde o instante em que decidi trilhar novamente este caminho. Obrigado por acreditar em mim quando eu ainda organizava as próprias dúvidas. Agradeço à minha família pelo incentivo e pela confiança depositada nessa escolha. O suporte de vocês foi essencial para que eu pudesse retomar a Geologia com tranquilidade

Manifesto um agradecimento especial ao meu orientador, Prof. Claiton Scherer, por me receber de volta com tanta generosidade após tantos anos e por me incentivar desde os primeiros momentos. Sou grato pela amizade, pela orientação e pelo conhecimento compartilhado, bem como pelas oportunidades que ampliaram minha formação, tanto em sala quanto em campo. Obrigado por me fazer, e por fazer com que tantos outros, continuem acreditando na ciência.

Agradeço ao meu coorientador e amigo, Ezequiel, pela parceria, pelas discussões geológicas e pela amizade em tantas viagens ao longo desses anos. Agradeço também aos meus amigos de longa data, Adriano, João, Lucas e Manuela, que participaram da minha formação como geólogo e, de diferentes formas, ajudaram a manter viva a ligação com a área ao longo do tempo. Foi uma grande alegria retomar o convívio geológico com vocês.

Agradeço também aos colegas e amigos que a Geologia me trouxe nesta nova fase, Jean, Schaffer, Alisson, Valquíria, Monica, Júlia, Ronaldo, Rossano, entre tantos outros. Vocês tornaram este ano mais leve e rico. Um agradecimento especial ao Carlos e ao Rodrigo, meus parceiros diários no prédio da Estratigrafia, pela convivência, pelo apoio e pela presença constante no cotidiano do trabalho.

Deixo registrado meu agradecimento à Renata dos Santos Alvarenga Kuchle pela atenção e disponibilidade ao longo do desenvolvimento do projeto, contribuindo de forma decisiva na organização e encaminhamento das rotinas do PRH e no apoio às atividades de campo associadas a esta pesquisa.

Por fim, agradeço à Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) pela infraestrutura e pelo ambiente acadêmico que viabilizaram a realização desta pesquisa. Este trabalho foi desenvolvido com apoio financeiro do Programa de Recursos Humanos da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (PRH-ANP), com recursos oriundos do investimento de empresas petrolíferas qualificadas, no âmbito da Cláusula de PD&I da Resolução ANP nº 50/2015.

# Resumo

Em sucessões proterozoicas, o reconhecimento de linhas de costa dominadas por marés pode ser dificultado, pois critérios diagnósticos associados à lama podem ser descontínuos e a preservação tende a ser controlada por retrabalhamento. Este trabalho descreve a arquitetura de fácies de um intervalo transgressivo de planície arenosa dominada por marés na Formação Morro do Chapéu (Supergrupo Espinhaço, Brasil), por meio do mapeamento de superfícies e elementos arquiteturais em modelos digitais de afloramento. O afloramento da Pedreira do Agreste revela dois intervalos separados por uma descontinuidade lateralmente persistente, fracamente erosiva e sem a presença de lag. Abaixo dessa superfície, predominam formas de leito de pequeno porte em regime inferior de fluxo, incluindo ripples e pequenas dunas com estratificação cruzada planar e acanalada, localmente organizadas em conjuntos de dunas compostas; superfícies de reativação recorrentes, drapes lamosos frequentes e paleocorrentes localmente bimodais sustentam a interpretação de um domínio de inframaré. Acima da descontinuidade, a arquitetura muda abruptamente para pacotes tabulares com estratificações cruzadas de baixo ângulo e laminação horizontal, intercalados com lentes de dunas reativadas, registrando uma planície arenosa de inframaré rasa, na qual picos de corrente intensificaram o retrabalhamento e favoreceram o transporte em detrimento da deposição. A descontinuidade e a reorganização arquitetural associada são interpretadas como retrabalhamento interno do sistema, causado principalmente por amplificação hidrodinâmica das correntes de maré em estágios de maior energia, sem evidência de alteração na direção de transporte nem de mudança granulométrica. Com base no conjunto de observações, o intervalo é compatível com a porção proximal de um complexo de lençol arenoso de maré (*tidal sand-sheet*), marcado por alto retrabalhamento, preservação limitada de lama e corpos arenosos tabulares. Inserido no contexto proterozoico, o intervalo exemplifica a complexidade e a variabilidade morfológica e arquitetural de sistemas dominados por marés, reforçando a necessidade de integrar superfícies limitantes e elementos arquiteturais em interpretações paleoambientais.



**Palavras-chave:** Proterozoico; marés; planície arenosa de inframaré; lençol arenoso de maré (*tidal sand-sheet*); arquitetura de fácies; modelos digitais de afloramento.

# Abstract

In sand-prone Proterozoic successions, interpreting tide-dominated shorelines can be difficult because mud-related diagnostic criteria may be discontinuous and preservation is strongly biased by reworking. This study documents the facies architecture of a transgressive tide-dominated sand-flat interval of the Morro do Chapéu Formation (Espinhaço Supergroup, eastern Brazil) by mapping surfaces and architectural elements on digital outcrop models derived from drone imagery. The Agreste quarry exposure comprises two intervals separated by a laterally persistent, weakly erosive, lag-free discontinuity. Below this surface, deposition is dominated by small-scale lower flow regime bedforms, including ripples and small dunes with planar to trough cross stratification, locally organized into compound dune sets; recurrent reactivation surfaces, frequent mud drapes, and locally bimodal palaeocurrents support a tide-dominated subtidal domain. Above the discontinuity, the architecture shifts abruptly to laterally extensive tabular low-angle and horizontally laminated packages interbedded with reactivated dune lenses, recording a shallow subtidal sand flat in which peak-current stages enhanced reworking and promoted sediment transfer at the expense of net deposition. The discontinuity and the associated architectural reorganization are interpreted as intra-system reworking driven primarily by hydrodynamic amplification of peak tidal currents, without requiring a change in transport directions or a systematic grain-size shift. Overall, the interval is consistent with the proximal domain of a tidal sand-sheet complex, characterized by high reworking rates, limited mud preservation, and tabular sand bodies. In the broader Proterozoic context, the succession illustrates the morphological and architectural complexity of tide-dominated systems and highlights the need to integrate bounding surfaces and architectural elements for paleoenvironmental interpretations.



**Keywords:** Proterozoic; tide-dominated shoreline; subtidal sand flat; tidal sand sheet; facies architecture; digital outcrop models.

## LISTA DE FIGURAS

**Fig. 1** Dinamicidade espacial das marés a partir da amplitude dos constituintes M2 e K1, derivada do modelo FES99. Linhas cotidais indicam a fase a cada 30° e convergem para pontos anfidrômicos, onde a amplitude de maré é zero (imagem L.G.O.S.). Modificado de Longhitano (2012)..... 14

**Fig. 2.** Configuração Sol–Terra–Lua ao longo do mês sinódico, destacando sizígia (Lua Nova/Cheia; 180°) e quadratura (Crescente/Minguante; 90°), que modulam a amplitude das marés..... 15

**Fig. 3** Zoneamento deposicional em planícies costeiras dominadas por marés..... 17

**Fig. 4** Estruturas sedimentares heterolíticas dos tipos flaser, wavy e lenticular. Modificado de Reineck e Singh (1980)..... 22

**Fig. 5** Estratificação cruzada do tipo espinha de peixe. As setas indicam a direção da paleocorrente, evidenciando a alternância de sentidos de fluxo associada a correntes bidirecionais..... 24

**Fig. 6** Mapa de localização da pedreira do Agreste..... 34

**Fig 7** Vista em planta da cava da Pedreira do Agreste, indicando a localização das paredes mapeadas..... 36

**Fig. 8** Síntese de correlação regional do Supergrupo Espinhaço, destacando os tipos de bacia, os sistemas deposicionais, as principais discordâncias, as unidades litoestratigráficas, as sequências de primeira ordem e os eventos tectônicos globais relacionados. Adaptado de Guadagnin et al. (2015)..... 40

**Fig. 9** Seção transversal ao longo da direção de strike, mostrando a distribuição das associações de fácies da Formação Morro do Chapéu. Adaptado de de Souza (2019)..... 43

## LISTA DE QUADROS

**Quadro 1** Síntese dos elementos arquiteturais identificados no afloramento da Formação Morro do Chapéu (Pedreira do Agreste), com seus critérios diagnósticos e interpretação..... 46

**Quadro 2** Síntese comparativa das implicações de arquitetura deposicional e heterogeneidade para conectividade e comportamento de fluxo (análogo de reservatório) nos intervalos inferior e superior dos depósitos de maré da Formação Morro do Chapéu..... 52

# SUMÁRIO

1. Introdução..... 6
2. Objetivos..... 8
3. Estado da arte.....9
3.1 Diferenças planetárias no Proterozoico e implicações para marés e para o registro sedimentar..... 9
3.1.1 Relação Terra-Lua no Proterozoico: controles astronômicos e a resposta oceânica.....10
3.1.2 Contexto geral: uma Terra pré-vegetação e ausência de bioturbação.....11
3.2 Sistemas influenciados e dominados por marés..... 12
3.2.1 Teoria de maré: do modelo de equilíbrio à maré dinâmica..... 12
3.2.2 Hidrodinâmica de marés: marés de enchente e vazante, slack water e regimes diurno vs semidiurno.....15
3.2.3 Zonas de maré: inframaré, intermaré e supramaré..... 16
3.2.4 Transporte sedimentar em ambientes de maré: princípios físicos e consequências deposicionais..... 17
3.3 Estruturas sedimentares e critérios diagnósticos em depósitos de maré.....18
3.3.1 Superfícies de reativação e reversibilidade de correntes..... 19
3.3.2 Drapes de lama, mud couplets e bundles de maré (tidal bundles) em estratificação cruzada.....20
3.3.3 Heterolitos (flaser, wavy e lenticular) e ritmitos.....21
3.3.4 Paleocorrentes bimodais e estratificação cruzada em espinha de peixe (herringbone).....22
3.4 Ambientes dominados por maré.....24
3.4.1 Canais de maré.....25
3.4.2 Planícies de maré..... 25
3.4.3 Barras de maré..... 27
3.4.4 Síntese dos principais sistemas deposicionais dominados por maré.....28
3.5 Importância de depósitos marés como reservatórios e rochas geradoras..... 29
4. Metodologia.....33
5. Contexto geológico da área de estudo..... 38
6. Síntese dos Resultados e discussão..... 44
7. Aplicação como análogo de reservatório.....49
8. Conclusões..... 53
Referências.....54
Comprovante de submissão de artigo científico..... 62
Artigo Científico.....63

## ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação de mestrado está estruturada em um artigo científico submetido em periódico classificado no estratos Qualis-CAPES **(N1- Precambrian Research)**. A sua organização compreende as seguintes partes principais:

## TEXTO INTEGRADOR:

Texto Integrador composto pelos seguintes capítulos: a) introdução com a formulação do problema de investigação e a hipótese; b) objetivos da pesquisa; c) o estado da arte do tema da pesquisa; d) metodologia; e) o contexto geológico da área ou do objeto de estudo; f) resumo dos principais resultados obtidos, interpretações desenvolvidas nos artigos e discussão integradora dos resultados; g) conclusões; h) referências bibliográficas.

## ARTIGOS:

Corpo Principal da Dissertação, constituído do artigo conforme os

itens 1.1; 1.2 e/ou 1.3 da norma 118.

# 1. Introdução

As marés constituem um dos principais mecanismos de geração de correntes e de redistribuição de sedimentos em ambientes costeiros e de plataforma, produzindo um conjunto característico de formas de leito e estruturas sedimentares, como ripples e dunas subaquosas, além de elementos arquiteturais em canais, barras e planícies arenosas. A identificação da influência ou dominância de maré no registro estratigráfico, entretanto, exige cuidado metodológico, sobretudo em sucessões antigas, pois processos não controlados por maré podem produzir geometrias e estruturas parcialmente semelhantes. Revisões de sistemas deposicionais dominados por marés destacam a necessidade de integrar múltiplas linhas de evidência, combinando análise de fácies, paleocorrentes, hierarquia de superfícies e arquitetura deposicional, para diferenciar com maior robustez depósitos dominados por marés de depósitos dominados por ondas ou fluxos unidirecionais (Longhitano et al., 2012; Nio and Yang, 1991).

No Proterozoico, além das incertezas inerentes à preservação e ao tempo geológico, soma-se ao fato de que as condições astronômicas e geofísicas não eram idênticas às atuais. A evolução do sistema Terra e Lua envolveu desaceleração da rotação terrestre e recessão lunar ao longo do tempo, com repercussões na duração do dia e nas periodicidades das marés em escalas geológicas (Green et al., 2023). Entretanto, a energia efetivamente expressa pelas marés não depende apenas da força geradora astronômica, mas também da configuração paleogeográfica, da geometria das bacias e de condições de ressonância e amortecimento, de modo que cenários proterozoicos podem gerar respostas oceânicas similares às atuais mesmo sob diferentes distâncias Terra–Lua (Green et al., 2023). Entretanto, a aplicação de análogos modernos a sistemas pré-vegetação requer uma postura crítica: em ambientes antigos, a ausência de

plantas vasculares, a limitada bioturbação e a possível maior participação de tapetes microbianos podem influenciar estabilidade de substrato, taxas de aporte, preservação de estruturas sedimentares. Trabalhos que discutem explicitamente a transferibilidade de modelos parálicos modernos para sistemas pré-vegetação reforçam que análogos contemporâneos são úteis, mas devem ser empregados com atenção às diferenças deposicionais e aos potenciais vieses de preservação (Bradley et al., 2018; Eriksson and Simpson, 2012a)**.**

A Formação Morro do Chapéu, no domínio da Chapada Diamantina (Supergrupo Espinhaço), oferece uma oportunidade rara para enfrentar esses desafios, por combinar excelente exposição com preservação de estruturas sedimentares primárias em sucessões marinhas rasas proterozoicas. Estudos anteriores enfatizam tanto a boa preservação quanto o potencial dessa unidade para aplicações de conceitos estratigráficos e interpretação de processos costeiros em sucessões antigas (De Souza et al., 2019). Apesar disso, ainda são relativamente raros os trabalhos que conectam, de forma sistemática, a arquitetura de fácies e a hierarquia de superfícies limitantes à dinâmica costeira durante transgressões em planícies arenosas dominadas por marés, especialmente com base em mapeamento detalhado e integração espacial de dados.

Diante desse cenário, esta dissertação parte da hipótese de que as marés responsáveis pela construção e retrabalhamento do intervalo estudado da Formação Morro do Chapéu, embora inseridas em um Proterozoico com condições Terra-Lua distintas, produziram padrões de fluxo e um nível de energia hidrodinâmica comparáveis, em forma e magnitude, aos observados em sistemas costeiros atuais dominados por marés. Espera-se que a combinação de (i) geometrias deposicionais, (ii) organização de fácies, (iii) distribuição de superfícies de reativação e (iv) assinaturas de reversão e variabilidade de correntes seja compatível com modelos deposicionais estabelecidos para ambientes dominados por marés no registro geológico (Eriksson and Simpson, 2012a; Longhitano et al., 2012; Nio and Yang, 1991).

Além da contribuição acadêmica para reconstruções paleoambientais e para o entendimento de marés em sistemas antigos, a relevância aplicada do tema é direta para as geociências do petróleo. Depósitos dominados por marés e, de modo

mais amplo, sistemas deposicionais influenciados por maré são importantes do ponto de vista econômico para exploração e produção de hidrocarbonetos, pois podem constituir corpos arenosos espessos, lateralmente extensos e internamente heterogêneos (Longhitano et al., 2012). Nesse contexto, a caracterização da arquitetura interna torna-se crítica: distinguir, por exemplo, dunas compostas de maré de barras de maré tem implicações para a orientação espacial e a modelagem de corpos-reservatório, afetando previsões de conectividade e anisotropia (Olariu et al., 2012). Adicionalmente, afloramentos com excelente continuidade lateral e preservação de superfícies e fácies fornecem um análogo valioso para calibrar modelos geométricos e estratigráficos usados em subsuperfície, reduzindo incertezas na extrapolação entre poços e na construção de modelos estáticos. Em particular, a heterogeneidade típica de depósitos de maré  associada à alternância de fases de corrente, reativação recorrente, variações de granulometria e, quando presentes, laminações lamosas descontínuas pode controlar a compartimentação e a conectividade em diferentes escalas; por isso, estudos arquiteturais são diretamente úteis para interpretar e parametrizar reservatórios análogos em bacias petrolíferas (Longhitano et al., 2012; Olariu et al., 2012).

Por fim, ao articular esses fundamentos, essa introdução estabelece o problema de investigação e a hipótese orientadora que guiam a dissertação. As seções seguintes detalham os objetivos, a estratégia metodológica e a base de dados utilizada para testar a hipótese e discutir as implicações deposicionais, estratigráficas e aplicadas dos depósitos de maré proterozoicos da Formação Morro do Chapéu.

# 2. Objetivos

O objetivo desta dissertação é caracterizar e interpretar, em escala de afloramento, a arquitetura de fácies e a dinâmica deposicional do intervalo transgressivo dominado por marés da Formação Morro do Chapéu, avaliando os critérios diagnósticos de maré e os processos responsáveis por reorganizações arquiteturais preservadas no registro.

Para atingir esse objetivo, esta dissertação se propõe a:

1. Documentar a arquitetura do intervalo dominado por marés por meio de modelos digitais de afloramento obtidos por drone (*unmanned aerial vehicle* - UAV), com mapeamento de superfícies limitantes e elementos arquiteturais.
2. Identificar os critérios de maré mais confiáveis em um contexto proterozoico dominado por areia (por exemplo, reversões enchente–vazante, superfícies de reativação e drapes de lama, incluindo pares de drapes, quando presentes) e discutir suas limitações preservacionais.
3. Quantificar e descrever a geometria, a proporção e o empilhamento dos principais elementos arquiteturais, com ênfase na interpretação baseada em superfícies limitantes.
4. Avaliar as mudanças arquiteturais ao longo do afloramento e discutir os possíveis controles dessas mudanças, com base na variação de elementos arquiteturais, nas relações entre superfícies limitantes, na distribuição de fácies e nos padrões de paleocorrentes, considerando hipóteses alternativas sustentadas por evidências de afloramento.
5. Sintetizar os principais critérios diagnósticos e o arcabouço arquitetural reconhecidos no estudo como referência para a interpretação de planícies arenosas dominadas por marés em sucessões proterozoicas, explicitando limites de aplicabilidade e comparando os resultados com modelos e análogos fanerozoicos e modernos, avaliando a possibilidade de diferenças relacionadas a condições de contorno típicas do Proterozoico.

# 3. Estado da arte

## 3.1 Diferenças planetárias no Proterozoico e implicações para marés e para o registro sedimentar

Interpretar depósitos dominados por marés em sucessões proterozoicas exige, desde o princípio, considerar o contexto planetário em que esses sistemas se desenvolveram. Em comparação com a Terra atual e com grande parte do Fanerozoico, o Proterozoico operou sob condicionantes distintos que afetam, ao mesmo tempo, o potencial astronômico de geração de marés e a forma como sedimentos são produzidos, transportados e preservados em sistemas continentais

e costeiros. Revisões da sedimentação pré-cambriana indicam que, embora os processos sedimentares básicos possam ser geralmente interpretados pelo princípio do atualismo, a intensidade relativa desses processos, o estilo geomorfológico e a janela de preservação podem variar significativamente. Essas diferenças têm impacto direto na interpretação de fácies marinhas (Bose et al., 2012; Eriksson et al., 2005).

### 3.1.1 Relação Terra-Lua no Proterozoico: controles astronômicos e a resposta oceânica

As marés são geradas principalmente pela interação orbital entre Terra e Lua e pela resposta hidrodinâmica dos oceanos. Em uma perspectiva geológica, a energia dissipada pelas marés influencia a desaceleração da rotação da Terra e o afastamento gradual da órbita lunar. Consequentemente, no passado, a Lua estava mais próxima e os dias eram, em geral, mais curtos (Bills and Ray, 1999). No entanto, a literatura estabelece um limite claro para extrapolações diretas. Bills e Ray (1999) sustentam que a dissipação das marés atuais exibe uma elevação incomum em escala secular, o que torna inadequada qualquer projeção linear do presente para o passado.

Além disso, estudos de modelagem de marés em tempo profundo demonstram que a energia das marés não depende apenas dos controles astronômicos, mas é fortemente modulada por paleogeografia, batimetria, ressonância e padrões de dissipação. Nesse sentido, o presente pode ser um guia incompleto para o passado, e regimes de marés podem variar substancialmente entre diferentes configurações de bacias, mesmo sob um pano de fundo astronômico distinto (Green et al., 2017). Para o Proterozoico, sínteses voltadas especificamente a esse intervalo reforçam que a configuração oceânica é determinante para a resposta das marés, o que exige cautela ao inferir energia das marés apenas com base em parâmetros Terra-Lua (Green et al., 2023).

Um ponto adicional, frequentemente citado na literatura, é a possibilidade de usar ritmitos de maré como registros de periodicidades astronômicas e parâmetros como comprimento do dia. Esses depósitos podem fornecer relações conceituais úteis entre processos e periodicidades, mas a interpretação de séries rítmicas

envolve limitações metodológicas e incertezas na atribuição de periodicidades e na extrapolação para parâmetros orbitais (Mazumder and Arima, 2005; Williams, 1997). Assim, para fins desta dissertação, o contexto Terra-Lua deve ser entendido como enquadramento físico e gerador de hipóteses, enquanto a reconstrução do regime de marés deve permanecer ancorada, primariamente, nas evidências sedimentológicas e arquiteturais do afloramento.

### 3.1.2 Contexto geral: uma Terra pré-vegetação e ausência de bioturbação

O Proterozoico se distingue pela ausência de vegetação terrestre, especialmente plantas enraizadas capazes de estabilizar margens e favorecer a formação de solos bem desenvolvidos. A literatura que discute a evolução de sistemas aluviais antes e durante o "*greening*" das superfícies continentais enfatiza que a colonização vegetal altera de forma profunda a estabilidade de margens de canais, a transferência de sedimentos da fonte ao depocentro e a eficiência de retenção e armazenamento de sedimentos finos (Davies and Gibling, 2010; Ielpi et al., 2018). Portanto, em um contexto anterior à vegetação, é plausível antecipar que o direcionamento sedimentar e a disponibilidade efetiva de lama para ambientes costeiros são controlados por combinações variáveis de suprimento, armazenamento continental, *bypass* e retrabalhamento, e não apenas pela "presença" ou "ausência" de sedimentos finos no sistema.

Um segundo contraste, igualmente relevante para depósitos de marés, é a limitação de bioturbação ao longo de grande parte do Pré-Cambriano. A ausência ou forte redução de perturbação biogênica tende a aumentar a preservação de laminações, superfícies internas e estruturas sedimentares delicadas, que em muitos depósitos fanerozoicos podem ser parcialmente obliteradas (Bose et al., 2012). Essa característica torna sequências proterozoicas particularmente informativas para interpretações baseadas em critérios físicos e arquiteturais, desde que o diagnóstico seja construído por evidências convergentes e pela análise do contexto estratigráfico e deposicional (Eriksson and Simpson, 2012).

Com base neste enquadramento, o próximo capítulo apresenta a revisão conceitual de marés e dos critérios diagnósticos que sustentam a interpretação do intervalo dominado por marés analisado neste trabalho.

## 3.2 Sistemas influenciados e dominados por marés

As marés oceânicas correspondem a oscilações periódicas do nível do mar, expressas como alternâncias entre maré alta e maré baixa, e constituem as ondas mais longas que se propagam nos oceanos. Elas resultam da ação combinada das forças gravitacionais exercidas pela Lua e pelo Sol sobre as massas de água da Terra, impondo um controle astronômico periódico sobre a variabilidade do nível do mar em escala planetária (Kvale, 2012; Ward et al., 2023).

Embora a maré seja frequentemente interpretada como um fenômeno “vertical” (subida/descida do nível d’água), o mecanismo físico que efetivamente põe a água em movimento envolve o componente horizontal da força geradora das marés. Esse componente promove aceleração lateral e é crucial para compreender por que marés geram correntes reversíveis, relevantes para erosão, transporte e deposição de sedimentos em ambientes dominados ou influenciados por marés (Wang, 2012; Ward et al., 2023).

### 3.2.1 Teoria de maré: do modelo de equilíbrio à maré dinâmica (constituintes e ciclos)

O modelo conceitual da teoria de maré de equilíbrio postula que um oceano global ideal reagiria de forma imediata ao potencial de maré gerado por corpos celestes. Nesse enquadramento, a distribuição do nível do mar seria descrita por deformações amplas (“bojos”) associadas à ação gravitacional da Lua e do Sol, oferecendo uma base intuitiva para compreender a periodicidade das marés e suas modulações principais (Kvale, 2012; Ward et al., 2023). Apesar de sua natureza simplificada, a maré de equilíbrio é particularmente útil em textos de sedimentologia porque fornece uma linguagem clara para introduzir ciclos astronômicos relevantes (por exemplo, a modulação sizígia-quadratura) e para estabelecer, em termos explicativos, por que a variabilidade do sinal de maré possui componentes

semidiurnas, diurnas e combinações mistas (Longhitano et al., 2012; Ward et al., 2023).

Entretanto, o modelo de equilíbrio apresenta limitações fundamentais quando aplicado ao “mundo real”. Ele não incorpora controles importantes de resposta oceânica, como a presença de continentes, a geometria e profundidade das bacias, a fricção e o efeito da rotação da Terra sobre massas de água em movimento, fatores importantes que governam a amplitude e a fase observadas do sinal de maré (Longhitano et al., 2012). Essas limitações ficam evidentes ao comparar a variabilidade espacial das marés no globo: padrões regionais mostram que a maré não se comporta como um sistema uniformemente distribuído, mas sim como ondas de período longo cuja propagação e interferência dependem fortemente da configuração oceânica (Kvale, 2012; Longhitano et al., 2012).

A teoria dinâmica trata a maré como a propagação e superposição de ondas em um oceano que está em rotação, com resposta condicionada por profundidade, fricção, limites continentais e pela geometria das bacias (Kvale, 2012; Ward et al., 2023). Uma expressão marcante desse comportamento é a organização do sinal de maré em torno de pontos anfidrômicos, nos quais a amplitude é mínima no centro e a fase varia continuamente ao redor do ponto (Fig. 1), evidenciando que o sinal resulta de uma resposta dinâmica do oceano e não de uma simples redistribuição estática de água (Kvale, 2012; Longhitano et al., 2012). Em termos de escala, essa abordagem também oferece um quadro coerente para compreender por que algumas regiões apresentam marés intensas enquanto outras exibem amplitudes reduzidas, bem como por que a fase das marés pode mudar de forma sistemática ao longo de uma costa ou dentro de uma bacia (Longhitano et al., 2012; Ward et al., 2023).

No âmbito operacional, a descrição moderna do sinal de maré é frequentemente expressa como uma soma de constituintes harmônicos, cada um representando uma componente periódica específica do sistema Sol-Terra-Lua e/ou respostas geradas por efeitos de águas rasas. Entre as constituintes mais importantes está a M2 (principal semidiurna lunar), com período aproximado de 12,42 h, frequentemente dominante em muitas margens oceânicas e ambientes costeiros (Longhitano et al., 2012). A presença e peso relativo de constituintes

diurnos (por exemplo, K1) também são relevantes para caracterizar regimes diurnos e mistos, e sua distribuição espacial pode ser discutida no contexto de padrões globais de maré (Longhitano et al., 2012). Além disso, em ambientes rasos e/ou confinados, o sinal pode ser distorcido por efeitos não lineares associados à fricção e à interação com a batimetria, contribuindo para a complexidade do sinal observado e para variações na assimetria das correntes ao longo do ciclo (Kvale, 2012; Ward et al., 2023).

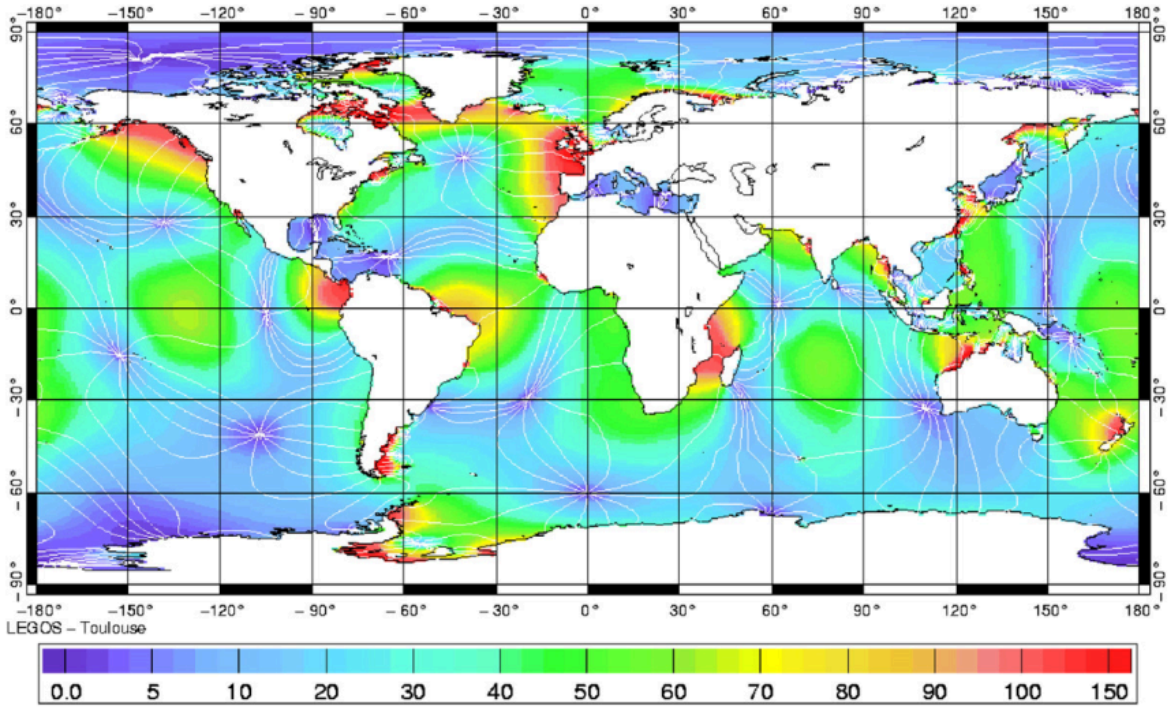



Fig. 1 Dinamicidade espacial das marés a partir da amplitude dos constituintes M2 e K1, derivada do modelo FES99. Linhas cotidais indicam a fase a cada 30° e convergem para pontos anfidrômicos, onde a amplitude de maré é zero (imagem L.G.O.S.). Modificado de Longhitano (2012).

Um dos ciclos mais importantes do ponto de vista sedimentológico é a modulação sizígia-quadratura (Fig. 2), na qual a amplitude do sinal de maré e, em muitos contextos, a intensidade relativa das correntes variam com periodicidade de aproximadamente 14 a 15 dias, refletindo a configuração geométrica do sistema Sol-Terra-Lua (Longhitano et al., 2012; Ward et al., 2023). Essa modulação pode ser entendida, em linguagem de constituintes, como um efeito de interferência entre componentes astronômicas, o que fornece um elo direto entre a teoria

dinâmica/constituintes e a discussão de ciclicidade no registro sedimentar (Kvale, 2012; Ward et al., 2022).

Assim, a passagem do modelo de equilíbrio para a teoria dinâmica não representa apenas um refinamento físico: ela é essencial para interpretar por que o sinal de maré (amplitude e fase) varia espacialmente, por que regimes diurnos/semidiurnos/mistos diferem entre bacias, e por que ciclos como *spring-neap* têm relevância prática para a variabilidade de correntes e, por extensão, para o potencial de transporte e deposição em sistemas de maré (Kvale, 2012; Longhitano et al., 2012; Ward et al., 2023).

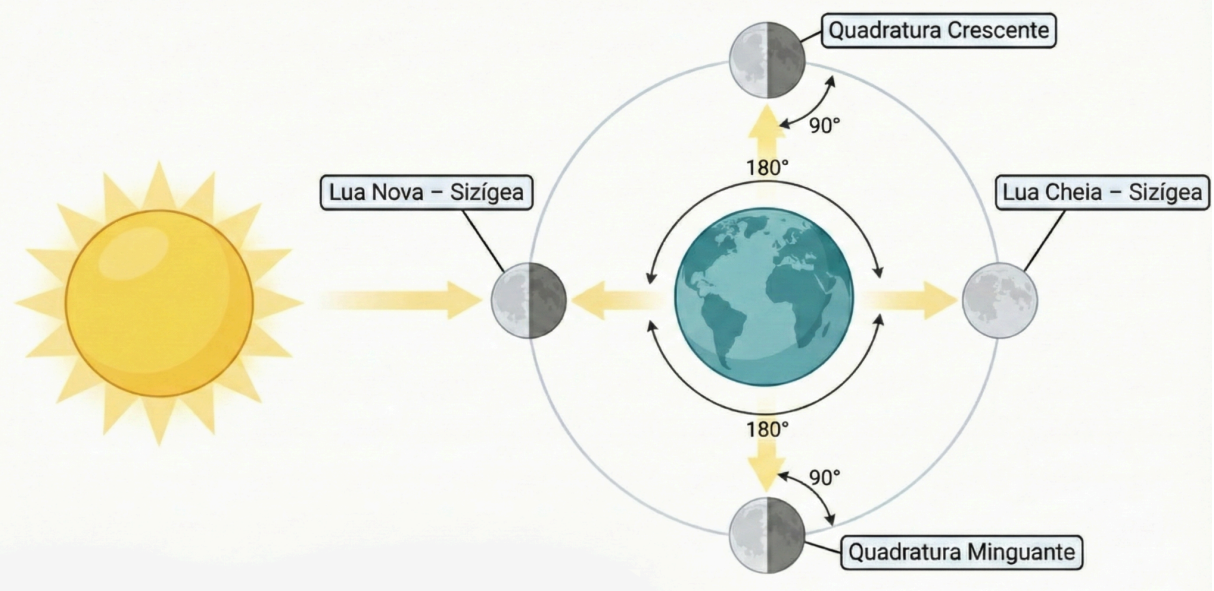



Fig. 2. Configuração Sol–Terra–Lua ao longo do mês sinódico, destacando sizígia (Lua Nova/Cheia; 180°) e quadratura (Crescente/Minguante; 90°), que modulam a amplitude das marés.

### 3.2.2 Hidrodinâmica de marés: marés de enchente e vazante, *slack water* e regimes diurno vs semidiurno

Em ambientes costeiros e de plataforma, as oscilações do nível do mar ao longo do ciclo de maré estão associadas a correntes tipicamente reversíveis, organizadas em duas fases principais: maré de enchente (*flood tide*) e maré de vazante (*ebb tide*) (Wang, 2012; Ward et al., 2023). A enchente corresponde, de

forma geral, ao intervalo em que o nível do mar está em subida; a vazante corresponde ao intervalo em que o nível do mar está em queda (Ward et al., 2022). Em muitos sistemas costeiros, essas fases são acompanhadas por mudanças no sentido predominante da corrente (enchente versus vazante), embora o sentido absoluto e a intensidade dependem fortemente da geometria do sistema (por exemplo, orientação de costa, canais, embaiamentos e estuários) e da propagação do sinal de maré no interior da bacia (Kvale, 2012; Ward et al., 2023).

A transição entre enchente e vazante é comumente marcada por intervalos de baixa velocidade, denominados *slack water*, que constituem um elemento hidrodinâmico chave porque representam janelas de energia reduzida no ciclo, com implicações diretas para a dinâmica de deposição, particularmente para a decantação de sedimentos finos quando há disponibilidade de material em suspensão (Davis, 2012; Wang, 2012). Em sistemas rasos e/ou confinados, a fricção e a geometria podem introduzir defasagens entre o nível do mar e a velocidade de corrente, de modo que os instantes de *slack water* e os máximos de velocidade não necessariamente coincidem com os níveis extremos do mar (Ward et al., 2023).

A expressão temporal do sinal de maré pode ser classificada, de maneira simplificada, em regime semidiurno (dois ciclos de maré alta e maré baixa por dia lunar, com períodos próximos de 12 h) e regime diurno (um ciclo por dia lunar, com períodos próximos de 24 h), além de regimes mistos, nos quais componentes diurnas e semidiurnas coexistem e frequentemente produzem desigualdade entre ciclos sucessivos (Longhitano et al., 2012). A predominância de um regime ou outro reflete, em primeiro lugar, a contribuição relativa das constituintes harmônicas (por exemplo, dominância de M2 no semidiurno; maior participação de constituintes diurnas como K1 em regimes diurnos ou mistos), mas também pode ser modulada pela resposta da bacia (incluindo amplificação seletiva e distorção do sinal em águas rasas) (Kvale, 2012). Essa distinção é operacionalmente importante para a sedimentologia porque controla a duração relativa das fases de enchente e vazante, a frequência de *slack water* e a organização temporal da energia disponível para transporte e deposição (Davis, 2012).

### 3.2.3 Zonas de maré: inframaré, intermaré e supramaré

Uma vez descrita a dinâmica básica das correntes associadas ao ciclo de maré, a interpretação deposicional pode ser organizada por uma zonação que relaciona frequência de inundação/exposição e tendências gerais de energia e preservação. Nesse contexto, distinguem-se três faixas principais (Fig.3): inframaré (*subtidal*), intermaré (*intertidal*) e supramaré (*supratidal*) (Dalrymple et al., 2012).

A inframaré permanece permanentemente submersa e tende a registrar processos dominados por correntes associadas ao ciclo de maré, frequentemente com superposição variável de ondas, favorecendo transporte e retrabalhamento de sedimentos, especialmente arenosos, sob condições de maior energia (Davis, 2012; Longhitano et al., 2012). A intermaré corresponde à faixa alternadamente exposta durante maré baixa e inundada durante maré alta, com mudanças repetidas de condições hidrodinâmicas ao longo do ciclo, o que resulta em forte variabilidade temporal de energia e de processos atuantes (Dalrymple et al., 2012; Davis, 2012; Longhitano et al., 2012). A supramaré situa-se acima do nível médio alcançado pelas marés altas e é inundada principalmente durante eventos de maior elevação do nível do mar (por exemplo, marés de sizígia muito altas e/ou tempestades), com deposição e retrabalhamento fortemente condicionados por episódios relativamente menos frequentes (Davis, 2012; Longhitano et al., 2012).

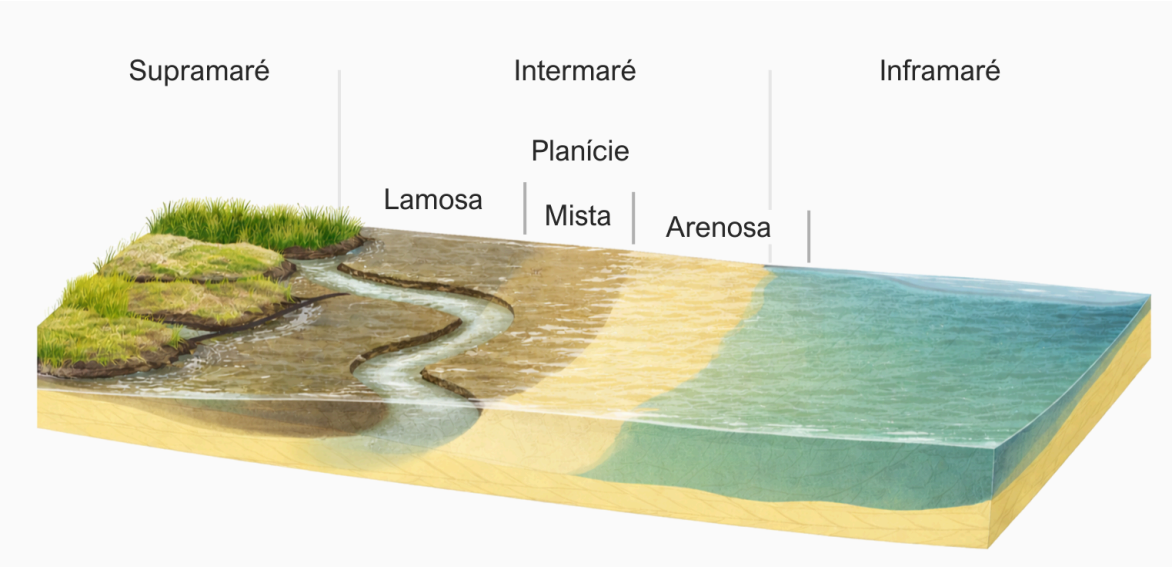



Fig. 3 Zoneamento deposicional em planícies costeiras dominadas por marés.

### 3.2.4 Transporte sedimentar em ambientes de maré: princípios físicos e consequências deposicionais

O transporte sedimentar em ambientes de maré pode ser descrito como um ciclo de início do movimento (erosão), transporte e deposição, controlado principalmente pela tensão de cisalhamento no fundo e por sua variação temporal ao longo do ciclo de maré (Wang, 2012). Nesse contexto, a alternância entre marés de enchente e vazante, intercaladas por intervalos de baixa energia e baixa velocidade (*slack water*), organiza a distribuição temporal da energia disponível para mobilização e deposição sedimentar (Wang, 2012). Em termos gerais, sedimentos arenosos não coesivos tendem a ser transportados como carga de fundo, formando formas de leito (*bedforms*), enquanto sedimentos finos são comumente transportados em suspensão e tendem a se depositar durante fases de menor energia (Wang, 2012). Em sistemas de maré, intervalos de desaceleração e *slack water* criam “janelas” preferenciais para decantação de finos, tornando plausível a alternância areia-lama em escalas variadas, quando há suprimento adequado e preservação (Davis, 2012).

Mesmo em ambientes com reversão periódica de corrente, pode ocorrer transporte residual se a maré enchente e vazante apresentarem assimetria de intensidade e/ou duração. Como a taxa de transporte pode responder de maneira não linear à velocidade, pequenas diferenças no pico de velocidade entre as fases do ciclo podem resultar em fluxos residuais de sedimento (Wang, 2012). Em termos estratigráficos, o que é efetivamente preservado depende do balanço entre deposição e retrabalhamento: marés intensas podem produzir assinaturas robustas, mas também reduzir o potencial de preservação se a energia de fundo promover retrabalhamento frequente; por outro lado, ambientes com deposição episódica associada a slack water podem favorecer a retenção de registros cíclicos, quando o retrabalhamento é limitado (Davis, 2012; Kvale, 2012).

## 3.3 Estruturas sedimentares e critérios diagnósticos em depósitos de maré

A assinatura sedimentar de marés emerge da combinação de dois ingredientes recorrentes: (i) correntes trativas reversíveis, que geram e migram formas de leito (ripples, dunas, sand waves) e depositam areia como carga de fundo, e (ii) intervalos de desaceleração associados a *slack water*, que favorecem deposição de finos por decantação quando há disponibilidade de lama. No registro, o diagnóstico mais sólido raramente depende de um único “marcador”; ele se fortalece quando há associação coerente, repetição e hierarquia de superfícies compatíveis com alternância e modulação do regime de correntes (Dalrymple, 2010). Essa abordagem é particularmente importante em sucessões arenosas, nas quais indicadores lamosos podem ser descontínuos ou removidos por retrabalhamento (Allen, J., 1982; Nio and Yang, 1991).

Um modo útil de organizar os critérios é separar critérios “únicos” (fortemente diagnósticos quando preservados) de critérios “adicionais”, compatíveis com marés, mas também gerados em outros contextos sob variabilidade energética. Nio e Yang (1991) discutem como critérios únicos incluem, por exemplo, *mud couplets*, sequências rítmicas com sinal de desigualdade diurna e/ou ciclos sizígia-quadratura, e tipos específicos de reativação associados à alternância de fluxos dominante/subordinado. Já heterolitos (flaser/wavy/lenticular) e estratificação cruzada espinha de peixe (*herringbone*), embora frequentes em interpretações de maré, não são exclusivos e devem ser “ancorados” por evidências adicionais e contexto (Dalrymple, 2010; Fan, 2012). Em termos práticos, isso ajuda a evitar dois extremos comuns: super diagnosticar a maré a partir de um único elemento e, no outro polo, descartar maré apenas porque um indicador “clássico” (p.ex., *herringbone*) não está presente.

### 3.3.1 Superfícies de reativação e reversibilidade de correntes

Superfícies de reativação são superfícies internas que truncam laminações ou *foresets*, registrando episódios de erosão/hiato durante a migração de formas de leito. Em depósitos associados a correntes de maré, elas podem expressar mudanças intra-ciclo na intensidade e/ou direção do fluxo (Nio e Yang, 1991). A

força diagnóstica aumenta quando: (i) as reativações são recorrentes e cíclicas dentro de sets, (ii) associam-se a evidências de alternância de dominância (fluxo dominante e subordinado), e (iii) ocorrem em conjunto com *drapes/couplets* lamosos, sugerindo alternância entre tração e decantação (Nio e Yang, 1991; Allen, 1982). O ponto principal é que as reativações também ocorrem em fluxos unidirecionais, por variabilidade hidráulica e interação entre formas de leito. Portanto, o argumento de maré se fortalece quando a reativação aparece como parte de um pacote de evidências, e não como “prova única” (Nio e Yang, 1991).

### 3.3.2 Drapes de lama, mud couplets e bundles de maré (tidal bundles) em estratificação cruzada

Drapes de lama são um dos produtos mais diretamente ligados a momentos de *slack water*: lâminas de lama recobrem superfícies de *foresets* e, com frequência, também aparecem em *bottomsets*, registrando momentos em que a tração diminui a ponto de permitir decantação de finos em suspensão (Allen, J., 1982). Em depósitos com estratificação cruzada, o valor interpretativo das drapes de lama não está apenas na sua presença, mas na localização (*foreset* versus *bottomset*), na recorrência e na relação com superfícies internas. O modelo de Allen (1982) explicita que a formação e a preservação de drapes dependem de condições hidrodinâmicas e morfológicas, incluindo assimetria do fluxo e/ou da forma de leito, concentração de lama próxima ao fundo e, sobretudo, a capacidade do ciclo seguinte de remover ou não a película de lama recém-depositada (Allen, J., 1982). Assim, drapes de lama tendem a ser mais bem preservadas quando a deposição ocorre em janelas de baixa energia associadas a *slack water* e quando a erosão subsequente é limitada, seja por redução temporária de energia, seja por “abrigo” relativo em porções do set onde o cisalhamento é menor (Allen, J., 1982; Nio and Yang, 1991; Visser, 1980).

Dentro desse espectro, *mud couplets* representam um caso mais informativo, pois registram dois episódios de deposição de lama associados ao mesmo ciclo de enchente-vazante. Em termos descritivos, um *couplet* corresponde a duas lâminas lamosas que separam um estrato arenoso (Nio e Yang, 1991). Nio e Yang (1991) destacam que essa configuração é compatível com deposição de lama durante as duas janelas de *slack water* do ciclo (próximas à mudança de enchente para vazante

e vice-versa), enquanto o estratos arenoso intermediário registra transporte menos enérgico associado à fase subordinada. Na prática, a identificação de *couplets* exige descrição cuidadosa da continuidade lateral, do contraste granulométrico e da posição dentro do *set*, pois a preservação é seletiva e pode variar entre *foresets* e, principalmente, *bottomsets*, onde a erosão tende a ser menos intensa (Allen, J., 1982; Nio and Yang, 1991; Visser, 1980).

Nesse contexto, os *bundles* de maré referem-se à subdivisão da estratificação cruzada em pacotes delimitados por drapes de lama, *mud couplets* e/ou superfícies internas sutis, de modo que o set deixa de ser uma sucessão de foresets e passa a exibir uma hierarquia interna. Em outras palavras, a estratificação cruzada é subdividida em unidades repetitivas em que um conjunto de *foresets* (ou *cross-laminae*) associado a uma fase trativa é “fechado” por uma drape de lama depositada em *slack water*, e a repetição desses limites ao longo do set produz uma arquitetura em pacotes (Allen, J., 1982; Nio and Yang, 1991). Em muitos casos, a espessura e o grau de desenvolvimento de *bundles* de maré variam de forma sistemática, porque a intensidade das correntes e o potencial de deposição/preservação de lama não são constantes ao longo do tempo. Essa variabilidade é o ligação conceitual entre *bundles* de maré e periodicidades, incluindo modulação em escalas maiores, desde que a sucessão seja suficientemente contínua e pouco retrabalhada (Kvale, 2012; Mazumder and Arima, 2005; Visser, 1980).

### 3.3.3 Heterolitos (flaser, wavy e lenticular) e ritmitos

Os heterolitos (flaser, wavy, lenticular) traduzem a alternância milimétrica a centimétrica de lama e areia (Fig.4 ), sendo comum em zonas de intermaré e em ambientes transicionais onde a energia oscila rapidamente no tempo e no espaço (Fan, 2013). Em muitos modelos de planícies de maré, uma tendência vertical flaser, wavy e lenticular em sucessões afinando para o topo pode ser interpretada como aumento relativo de lama e maior frequência de deposição por decantação rumo a áreas mais elevadas da planície de maré (Fan, 2012; Reineck and Singh, 1980). Contudo, por não ser exclusivo de maré, os heterolitos são diagnósticos quando aparecem associados a: (i) evidências de reversibilidade (paleocorrentes bimodais,

*herringbone*), (ii) reativações recorrentes, e principalmente (iii) padrões cíclicos que indicam uma regulação temporal, sobretudo em contextos com alta disponibilidade de lama (Daidu et al., 2013; Mazumder and Arima, 2005; Nio and Yang, 1991).

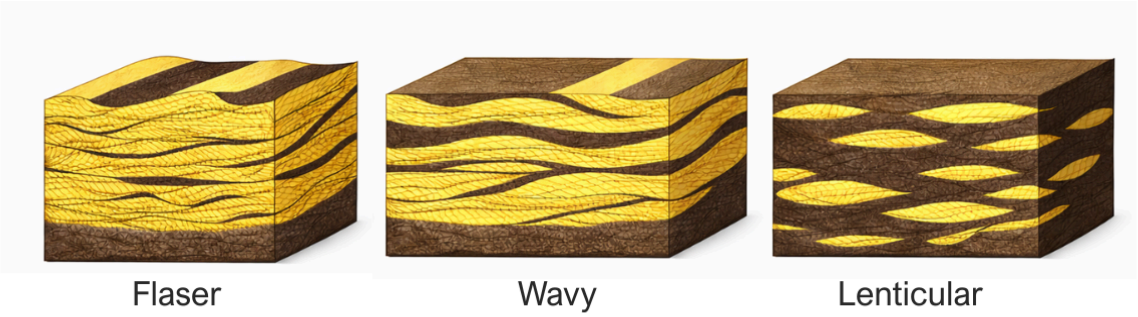



Fig. 4 Estruturas sedimentares heterolíticas dos tipos flaser, wavy e lenticular. Modificado de Reineck e Singh (1980).

Os ritmitos de maré se distinguem por sua ciclicidade, isto é, pela repetição organizada de lâminas que registram alternâncias recorrentes entre fases de maior energia, com deposição trativa de material mais arenoso/siltoso, e fases de baixa energia, favoráveis à decantação de lama. Quando preservada de forma relativamente contínua, essa ciclicidade pode se expressar como variações sistemáticas na espessura e no espaçamento das lâminas ao longo da sucessão, fornecendo um registro particularmente sensível da variabilidade do regime de correntes. Por isso, ritmitos são extremamente valiosos quando preservados, mas exigem leitura crítica: lacunas, retrabalhamento e mudanças de regime podem interromper ou distorcer o padrão rítmico e, além disso, processos não associados a marés podem gerar repetições que mimetizam ciclicidade, reduzindo a confiabilidade de inferências diretas quando o contexto sedimentar e a continuidade estratigráfica não são bem controlados (Kvale et al., 1995; Mazumder and Arima, 2005).

### 3.3.4 Paleocorrentes bimodais e estratificação cruzada em espinha de peixe (herringbone)

A bimodalidade de paleocorrentes é um dos critérios importantes para o diagnóstico de depósitos dominados por marés, especialmente quando ocorre de forma consistente e recorrente em um mesmo intervalo estratigráfico. Em termos práticos, padrões de direções opostas ou aproximadamente opostas, frequentemente organizadas em dois modos principais, refletem a alternância de correntes de enchente e vazante e, quando associados a evidências de ciclicidade e a superfícies internas compatíveis, sustentam de maneira robusta a interpretação de reversibilidade de fluxo (Dalrymple, 2010; Nio and Yang, 1991). Ainda assim, a leitura de paleocorrentes deve ser feita com atenção ao contexto: a distribuição angular pode ser influenciada por curvatura de canais, migração lateral, refração do fluxo e variações locais de confinamento, de modo que o valor interpretativo aumenta quando a bimodalidade é observada em múltiplos pontos, em diferentes escalas e em associação com elementos arquiteturais coerentes (p.ex., canais e barras de maré, *sand sheets*) (Dalrymple, 2010; Desjardins et al., 2012).

A expressão sedimentar mais “icônica” dessa reversibilidade é a estratificação cruzada em espinha de peixe (fig. 5), na qual conjuntos de *foresets* com direções opostas se alternam verticalmente. Apesar de amplamente conhecida e frequentemente citada, a estratificação cruzada em espinha de peixe “clássica” e bem desenvolvida tende a ser relativamente rara no registro, porque a assimetria entre as fases de enchente e vazante comumente produz migração residual de formas de leito e favorece a preservação preferencial do fluxo dominante. Nesses casos, o depósito pode exibir sets aparentemente unidirecionais, mesmo sob correntes reversíveis, e a reversão pode ficar registrada de modo mais sutil, por exemplo, como reativação associada ao fluxo subordinado, superfícies internas recorrentes, drapes de lama e organização em *bundles* de maré (Nio e Yang, 1991). Por isso, a estratificação cruzada em espinha de peixe deve ser tratada como um critério de alta força quando presente, mas sua ausência não enfraquece, por si só, uma interpretação de maré. O diagnóstico mais confiável emerge da integração entre bimodalidade de paleocorrentes, indicadores de ciclicidade e a arquitetura do

corpo sedimentar, em vez de depender de uma única estrutura isolada (Nio e Yang, 1991).

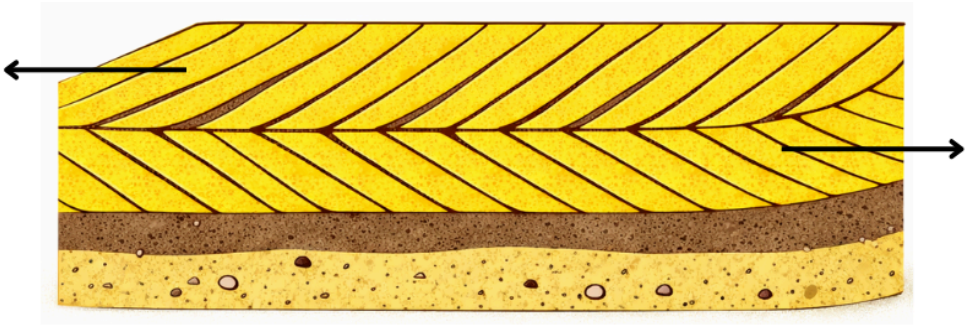


Fig. 5 Estratificação cruzada do tipo espinha de peixe. As setas indicam a direção da paleocorrente, evidenciando a alternância de sentidos de fluxo associada a correntes bidirecionais.

## 3.4 Ambientes dominados por maré

Ambientes dominados por marés não correspondem a um único “tipo” de sistema deposicional, mas a um conjunto de configurações costeiras e marinhas em que o transporte e a deposição são organizados, de modo recorrente, por correntes associadas ao ciclo de maré. Uma forma produtiva de sintetizar essa diversidade, é descrevê-la como combinações de elementos morfológicos recorrentes, em especial canais de maré, planícies de maré e barras de maré, que se conectam espacialmente e mudam de expressão conforme o confinamento, o prisma de maré, a influência relativa de ondas e a disponibilidade de lama (Dalrymple, 2010; Dalrymple and Choi, 2007). Essa abordagem é valiosa por permitir a previsão dos produtos e estruturas mais prováveis de ocorrer e, principalmente, de serem preservados.

Em termos gerais, os contrastes entre esses elementos se organizam como gradientes de energia e de acomodação. Canais de maré concentram descarga e tendem a registrar erosão, retrabalhamento e corpos arenosos com estratificação

cruzada e superfícies internas; planícies de maré registram alternância de inundação e exposição e favorecem heterolitos, drapes de lama e, localmente, ritmicidade quando há lama disponível e quando a deposição durante *slack water* tem chance de ser preservada; barras de maré funcionam como macroformas relativamente persistentes dentro dos condutos e controlam padrões de acresção e conectividade de areia (Dalrymple, 2010; Dalrymple et al., 1990; Dalrymple and Choi, 2007).

### 3.4.1 Canais de maré

Canais de maré constituem os principais condutos de troca de água e sedimento em sistemas dominados por maré, organizando o escoamento ao longo de trajetórias de enchente e vazante. A distribuição de energia é tipicamente máxima no talvegue e diminui em direção às margens, o que favorece, nos setores mais enérgicos, o desenvolvimento e a migração de formas de leito arenosas e, nas zonas periféricas, a transição para depósitos progressivamente mais finos e/ou mais influenciados por decantação (Dalrymple et al., 1990). No registro, isso se expressa pela predominância de fácies arenosas trativas nos eixos de canal, com sets de estratificação cruzada e superfícies internas associadas a mudanças de regime e a episódios de erosão e deposição, enquanto as margens e zonas adjacentes registram maior participação de lama e heterolitos, dependendo do suprimento de finos e da frequência de retrabalhamento (Dalrymple et al., 1990; Nio e Yang, 1991).

Em canais que migram e se reorganizam no tempo, a interpretação não deve depender apenas do “tipo” de estratificação cruzada, mas do vínculo entre fácies e arquitetura. Feições como superfícies de reativação e *bundles* de maré, quando presentes, reforçam a leitura de alternância e assimetria de correntes; entretanto, a preservação dessas assinaturas pode ser episódica, sobretudo onde o retrabalhamento é intenso (Longhitano et al., 2012; Nio and Yang, 1991). Em canais menores que dissecam planícies lamosas, a acresção lateral pode gerar estratificação heterolítica inclinada (*inclined heterolithic stratification*, IHS) em barras de meandro e *point bars*, com alternâncias areia-lama potencialmente organizadas em pacotes rítmicos quando a continuidade deposicional é suficientemente alta (Pearson and Gingras, 2006; Thomas et al., 1987).

### 3.4.2 Planícies de maré

Planícies de maré são zonas que se estendem do supramaré, atravessam o intermaré e podem alcançar a porção mais rasa de inframaré. Em termos de organização ambiental, é útil distinguir dois contextos principais: planícies associadas a áreas canalizadas e relativamente abrigadas de ondas, e planícies de costa aberta, sem proteção significativa contra ondas, nas quais a assinatura de maré frequentemente convive com deposição e erosão por ondas e tempestades (Dalrymple, 2010; Fan, 2012).

Nas planícies associadas a canais, as planícies tendem a se alargar em direção ao mar, compondo a parte superior de sucessões de canal, barra e planície. As velocidades de corrente diminuem do talvegue para a planície adjacente, o que se traduz em gradientes texturais e de estruturas: depósitos próximos ao canal são mais arenosos e podem conter estratificações cruzadas, enquanto setores de menor velocidade preservam ripples e, em trechos de correntes fortes, pode ocorrer laminações paralelas associadas a condições de leito plano (Dalrymple et al., 1990; Dalrymple, 2010). Nessa transição, as planícies arenosas tendem a ocorrer mais próximos ao domínio de maior energia, passando para planícies mistas e, na porção mais distal, para planícies lamosas, onde a predominância relativa de lama e a deposição por decantação durante as marés baixas (*slack water*) dão origem a heterolitos tipicamente *wavy* e *lenticular*. (Dalrymple et al., 1990; Dalrymple, 2010; Fan, 2013). Em climas áridos, processos evaporíticos podem aparecer no topo das zonas de intermaré e supramaré; independentemente do clima, gretas de contração são comuns nos níveis superiores e tapetes microbianos podem revestir superfícies, deixando critérios diagnósticos de sua presença em depósitos antigos (Dalrymple, 2010; Gerdes et al., 2000).

Em planícies de maré lamosas, é comum a presença de uma rede de canais de menor dimensão (*creeks/gullies*) que tende a aumentar em direção ao mar. A deposição nesses canais se concentra sobretudo nas barras em pontal, onde ocorre acresção lateral, podendo incluir ritmicidade-. Nas planícies mais amplas e distantes

dos canais, essas sucessões rítmicas tendem a ser menos desenvolvidas ou ausentes, apesar da influência de maré persistir (Dalrymple, 2010; Pearson and Gingras, 2006; Thomas et al., 1987).

Em costas abertas, a própria definição de planície de maré “pura” é frequentemente influenciada pela ação das ondas. Estudos em planícies de costa aberta mostram que a sedimentação pode oscilar sazonalmente entre condições relativamente mais dominadas por maré e intervalos em que ondas e tempestades dominam no registro, produzindo camadas amalgamadas com estruturas típicas de *shoreface* e *hummockys* (Yang et al., 2005). Esse comportamento é coerente com a dinâmica física desses sistemas: em planícies expostas, o fluxo de maré tende a ser relativamente fraco devido ao prisma de maré limitado sobre planícies muito amplas, ao passo que a exposição a ondas é alta; assim, o registro pode alternar entre períodos de deposição lamosa por processos de maré e intervalos de erosão e deposição por tempestades (Fan, 2012; Yang et al., 2005). Além disso, o caráter arenoso ou lamoso de planícies de costa aberta pode variar fortemente conforme a disponibilidade de lama, sendo planícies próximas e a jusante de grandes fontes fluviais frequentemente mais arenosas do que planícies distantes dessas fontes (Daidu et al., 2013; Dalrymple, 2010). Para fins interpretativos, o ponto central é tratar a planície de maré como um espectro abrigado ou exposto e integrar estruturas, fácies e contexto (Fan, 2013; Yang et al., 2005).

### 3.4.3 Barras de maré

Barras de maré são macroformas arenosas que se desenvolvem dentro de canais e trechos estuarinos e que exercem forte controle sobre a conectividade e a arquitetura de corpos arenosos. Em estuários de grande amplitude de maré, barras alongadas podem caracterizar porções mais externas do sistema, com abundância de dunas subaquosas superimpostas; em direção a montante, essas barras podem dar lugar a setores com planícies arenosas compostas por estruturas regime de fluxo superior, onde a laminação plano paralela tornam-se mais comuns (Dalrymple et al., 1990). Nessa organização, a barra não deve ser inferida apenas pela presença de sets espessos de estratificação cruzada, mas pelo reconhecimento de

macroformas e de suas superfícies, que registram migração e configuração em escala de canal (Dalrymple et al., 1990; Longhitano et al., 2012).

No registro rochoso, barras podem ser confundidas com dunas compostas quando a leitura é limitada a seções 2D. Critérios que integram a orientação das superfícies mestras, o padrão de acresção de macroformas e a direção de migração de dunas menores superimpostas ajudam a separar essas possibilidades: barras tendem a registrar componente importante de acresção lateral associada à migração de macroformas no canal, enquanto dunas compostas apresentam acresção frontal mais diretamente ligada à migração do conjunto de formas de leito (Longhitano et al., 2012; Olariu et al., 2012). Essa distinção é decisiva porque muda a interpretação de escala, de hierarquia de superfícies e de conectividade de areia.

Em escala ainda maior existem as cristas arenosas de maré (*sand ridges*) são típicas do domínio inframaré de plataforma, cuja gênese e manutenção estão fortemente ligadas à circulação por correntes de maré e à disponibilidade de areia. Elas se distinguem das dunas compostas e barras de maré por sua ordem de escala e por constituírem uma unidade deposicional com espaçamento de quilômetro e evolução em maior escala de tempo (De Swart and Yuan, 2019; Swift, 1975). Em muitos contextos, formas menores, como campos de dunas subaquosas, podem ocorrer superimpostas às cristas, de modo que a descrição baseada apenas na estratificação cruzada local pode mascarar o elemento arquitetural de maior escala. Por isso, o reconhecimento de cristas arenosas deve priorizar a geometria do corpo e sua organização em escala regional, além de relações consistentes entre orientação das cristas e circulação de marés (De Swart and Yuan, 2019; Swift, 1975).

### 3.4.4 Síntese dos principais sistemas deposicionais dominados por maré

A combinação de canais, planícies e barras ocorre em diferentes sistemas deposicionais dominados por maré. Em estuários e vales incisos, a transição fluvial-marinha organiza tendências longitudinais de morfologia e fácies, e mudanças

do nível relativo do mar podem reorganizar rapidamente a distribuição de canais e barras, concentrando erosão e produzindo superfícies estratigráficas importantes, como superfícies de ravinamento por maré na base de areias de macromarés durante a transgressão (Dalrymple et al., 1994; Dalrymple and Choi, 2007). Em deltas dominados por maré, a interação entre correntes reversíveis e suprimento fluvial favorece a redistribuição de areia em canais distributários, barras e planícies adjacentes, mas a expressão final depende fortemente do balanço com ondas e do suprimento de lama (Dalrymple, 2010; Plink-Björklund, 2012).

Em costas transgressivas e em *shorefaces* influenciados por maré, o diagnóstico exige reconhecer a maré como componente que modula deposição e erosão em um contexto frequentemente dominado por ondas, gerando sucessões mistas em que elementos de maré convivem com estruturas típicas de *shoreface* e tempestades (Dashtgard et al., 2012, 2009; Vakarelov et al., 2012). Em *seaways*, estreitos e em plataforma rasa a offshore, correntes de maré podem retrabalhar areia em corpos extensos como lençóis de areia e cristas arenosas, com dunas subaquosas superimpostas; nesses cenários, a interpretação depende especialmente de escala e continuidade lateral do corpo arenoso e de sua relação com o arcabouço estratigráfico, além das estruturas em afloramento (De Swart and Yuan, 2019; Desjardins et al., 2012; Flemming, 2000; Stride, 1982).

## 3.5 Importância de depósitos marés como reservatórios e rochas geradoras de petróleo

Depósitos dominados e influenciados por marés constituem uma parcela importante dos reservatórios clásticos marinhos explorados atualmente, especialmente em contextos estuarinos e de plataforma rasa, onde canais de maré, barras de inframaré e planícies de maré se organizam em arquiteturas altamente heterogêneas. Em termos de sistema petrolífero, esses depósitos podem atuar simultaneamente como rochas-reservatório, selos intraformacionais e, em alguns casos, como rochas geradoras, em associação com sucessões lamosas adjacentes.

A compreensão da geometria e da heterogeneidade interna dessas unidades é, portanto, decisiva para prever conectividade, anisotropia de fluxo e eficiência de recuperação de hidrocarbonetos em reservatórios marinhos clásticos (Galloway and Hobday, 1983; Rhodes and Moslow, 1993).

Nos sistemas estuarinos dominados por marés, as melhores rochas-reservatório tendem a estar associadas a barras arenosas de inframaré e a canais de maré, enquanto depósitos heterolíticos de planície de maré e lamitos de baía interna e *mid-estuary* cumprem papéis de barreiras e selos de baixa permeabilidade. Estudos em estuários macromareais e em reservatórios de estuário dominado por marés mostram que barras arenosas e planícies arenosas de inframaré concentram porosidades relativamente elevadas e permeabilidades em escala de centenas de mD a alguns Darcy, ao passo que heterolitos e lamitos interdigitados reduzem a conectividade e favorecem compartimentalização em diferentes escalas (Abdelwahhab et al., 2022; Selim and Abdel Baset, 2020; Zhang and Zhang, 2008; Zhang et al., 2022)

No estuário paleo-siluriano dominado por marés da área de Tazhong (Bacia do Tarim), Zhang e Zhang (2008) descrevem um sistema composto por canais estuarinos, barras de maré e planícies de maré lamosas, no qual as fácies arenosas de barras de inframaré constituem os principais intervalos de boa qualidade de reservatório, enquanto lamitos e heterolitos de planície e baía interna funcionam como selos intra estuarinos e barreiras de fluxo. De forma análoga, a arquitetura do reservatório na Formação McMurray, no Canadá, é dominada por barras de maré e planícies arenosas estuarinas, com corpos arenosos alongados, de geometria previsível em planta e heterogeneidade interna controlada por arenitos com estratificação cruzada e heterolitos (Zhang et al., 2022). Estudos de caráter semelhante em barras estuarinas do campo El-Basant, na margem do delta do Nilo, e em sistemas estuarinos jurássicos no campo JG, bacia de Abu Gharadig, enfatizam que a distribuição tridimensional de barras arenosas de inframaré, canais e planícies adjacentes governam a distribuição de propriedades petrofísicas, o padrão de saturação e a conectividade entre poços (Abdelwahhab et al., 2022; Selim and Abdel Baset, 2020).

Além da função como reservatórios, sucessões lamosas associadas a planícies de maré internas, baías estuarinas e porções mais internas de sistemas costeiros dominados por marés podem apresentar potencial como rochas geradoras, sobretudo em contextos com alta produtividade orgânica e contexto hidrodinâmico que favoreça a preservação de matéria orgânica. Em estuários dominados por marés, a mistura incompleta de volume de água de diferentes densidades pode gerar zonas de estagnação relativa e favorecer a acumulação de matéria orgânica em lamitos de baía e de planície lamosa distal. Ainda que o potencial gerador dependa de fatores adicionais (taxa de aporte orgânico, condições redox, histórico térmico), a associação recorrente entre arenitos de barras de inframaré e lamitos ricos em matéria orgânica em contextos estuarinos e de plataforma rasa fornece um arranjo favorável à justaposição vertical e lateral de rocha geradora, reservatório e selos intraformacionais em uma mesma sucessão dominada por marés (Rhodes and Moslow, 1993).

Do ponto de vista de trapas estratigráficas, depósitos de maré exibem uma combinação particularmente eficiente de heterogeneidade de fácies e superfícies de descontinuidade. A alternância de corpos arenosos canalizados e barras de inframaré com planícies lamosas e heterolíticas propicia o desenvolvimento de trapas por *pinch-out* lateral, por variação faciológica abrupta e por barreiras locais associadas a superfícies erosivas e diastemas de canal. Em sucessões estuarinas transgressivas, a migração de canais e barras ao longo de superfícies de ravinamento, bem como a justaposição vertical de fácies de canais inferiores, barras de estuário médio e planícies de maré superiores, produzem arranjos em que lentes arenosas de alta qualidade são seladas por lamitos e heterolitos menos permeáveis, tanto ao longo da seção quanto lateralmente (Abdelwahhab et al., 2022; Rhodes and Moslow, 1993; Zhang and Zhang, 2008).

Em escala de corpo arenoso, barras de maré e cristas arenosas de inframaré em *seaways* e estreitos constituem analogias importantes para a arquitetura de reservatórios dominados por marés. Estudos em cristas arenosas de inframaré e dunas de maré em estreitos marinhos indicam que esses corpos possuem espessuras da ordem de 10-15 m, comprimentos de quilômetros e larguras de centenas de metros (Messina et al., 2009). A análise estatística dessas dunas de

inframaré mostra que a espessura dos *sets* de estratificação cruzada segue uma distribuição aproximadamente lognormal, indicando variação previsível em termos de frequência e magnitude. Esses *sets* se agrupam em pacotes maiores, que representam a migração sucessiva de dunas compostas ao longo do tempo. Do ponto de vista petrofísico, essa organização interna gera anisotropia significativa de permeabilidade: os valores medidos paralelos à orientação das laminações cruzadas podem ser até quatro vezes maiores do que os valores obtidos na direção perpendicular às laminações. Essa anisotropia, combinada com a presença de *bottomsets* lamosos e *drapes* internos, torna as dunas e barras de maré elementos-chave da heterogeneidade de reservatórios, funcionando como mini compartimentos controlados por variações texturais e por superfícies internas de alto ângulo.

A heterogeneidade em escala de leito e de laminação, típica de depósitos de marés arenosos e heterolíticos, tem implicações diretas para o comportamento de fluxo em reservatórios. Trabalhos de modelagem de fluxo em estratificação cruzada, incluindo modelos de "*standard flow cells*" que explicitam a distribuição de laminações grossas e finas em *foresets*, *bottomsets* lamosos e contrastes de permeabilidade entre lamitos e arenitos. Mostram que a organização interna das dunas (espessura relativa de foresets grossos e finos, continuidade de camadas lamosas, ângulo de imersão) controla tanto a anisotropia de permeabilidade quanto a eficiência de drenagem e o aprisionamento capilar em escala de célula de fluxo (Mikes e Bruining, 2006). Em depósitos de maré heterolíticos, a presença de laminações argilosas e de *drapes* de lama em *foresets* e *bottomsets* reduz fortemente a permeabilidade vertical e introduz barreiras internas que podem segmentar corpos arenosos aparentemente contínuos, exigindo que essa arquitetura em múltiplas escalas seja representada nos modelos de reservatório (Messina et al., 2009; Mikes and Bruining, 2006a; Rhodes and Moslow, 1993).

Em termos de caracterização e modelagem de reservatórios em estuários dominados por marés, estudos recentes combinam análise de fácies, dados de poços, sísmica e métodos estatísticos para delinear a geometria e a conectividade de barras e canais. Jiwei et al., 2025, ao modelarem um reservatório em estuário dominado por marés na Formação Napo, no Equador, mostram que a integração de

eletrofácies e fácies sísmicas permite restringir a distribuição de barras arenosas e internamente nas camadas lamosas, reduzindo a incerteza na previsão de geometria de barras e melhorando a predição de óleo remanescente. Esses autores também destacam que as barras de maré exibem uma ampla faixa de razões comprimento/largura, o que implica variabilidade significativa na continuidade lateral dos corpos e, portanto, na arquitetura de caminhos preferenciais de fluxo. Resultados semelhantes são obtidos em estudos de barras estuarinas no campo El-Basant e em sistemas jurássicos da bacia de Abu Gharadig, onde a modelagem 3D estática enfatiza que intercamadas lamosas formadas durante *slack water*, bem como heterolitos de planície de maré, atuam como barreiras e barreiras internas de fluxo intraformacionais que controlam a variação de saturação e o desempenho de recuperação (Abdelwahhab et al., 2022; Selim and Abdel Baset, 2020).

Por fim, os depósitos dominados por marés da Formação Morro do Chapéu são importantes sobretudo como análogo sedimentar e arquitetural para reservatórios fanerozoicos. As sucessões de inframaré registram, com alto grau de detalhe, dunas arenosas com excelente conservação de estruturas sedimentares em diferentes escalas. Apesar das diferenças de contexto entre o Proterozoico e o Fanerozoico, essa preservação excepcional torna a Formação Morro do Chapéu um análogo valioso para entender a arquitetura, a conectividade e a compartimentalização de reservatórios de maré em bacias mais jovens, nas quais a bioturbação tende a apagar parte significativa dessas estruturas.

# 4. Metodologia

Este estudo foi desenvolvido em uma pedreira de rochas ornamentais localizada a nordeste do município de Morro do Chapéu (BA), nas proximidades do rio Jacuípe e da Cachoeira do Agreste (11°29'52.61"S, 41°01'34.92"W; *datum* WGS84) (Fig. 6). Para a dissertação, a investigação foi direcionada principalmente para a parede oeste da pedreira (Fig. 7), um painel subvertical recém-exposto, com orientação geral NE-SW, com aproximadamente 53 m de comprimento e 9 m de altura. Esse painel foi selecionado por apresentar o melhor grau de preservação das geometrias, superfícies limitantes e relações internas dos corpos arenosos. Embora tenham sido levantadas três paredes para a construção de modelos virtuais de

afloramento (VOMs) em 3D, a parede oeste é utilizada aqui como painel de referência no corpo do texto, enquanto os produtos das outras duas paredes são disponibilizados no material complementar.

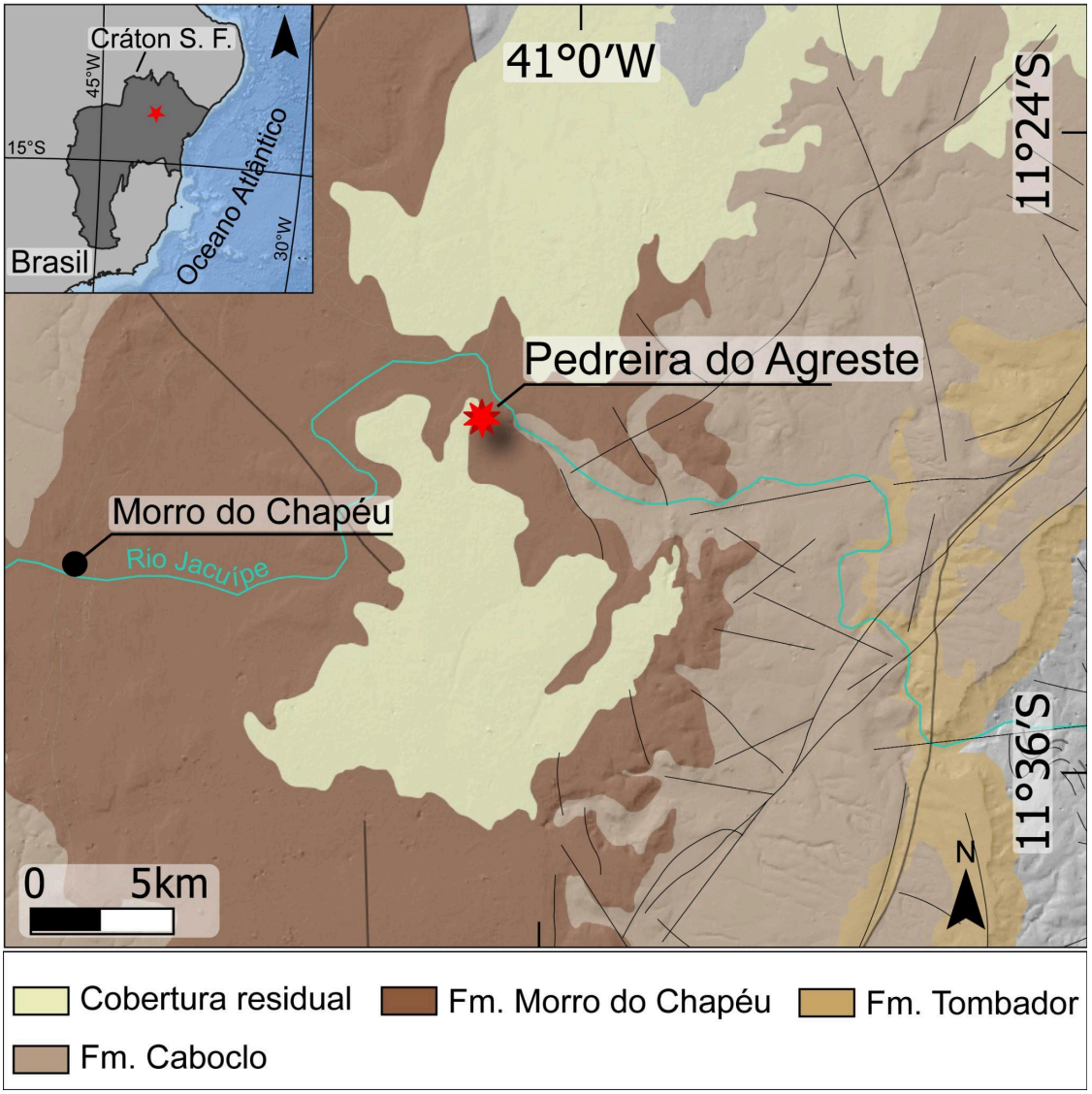



Fig. 6 Mapa de localização da pedreira do Agreste

O levantamento de dados combinou duas abordagens complementares: (i) a construção de modelos virtuais de afloramento em 3D (VOMs), que permitem mensurar geometrias e mapear elementos arquiteturais diretamente sobre produtos digitais georreferenciados; e (ii) a aquisição de um perfil sedimentar de alta resolução em escala 1:50. Esse perfil foi medido ao longo da rampa de acesso ao interior da cava, por se tratar do único trecho seguro para medições diretas. Ele foi

utilizado para verificar e calibrar as medidas obtidas nos VOMs, reforçando a coerência entre as observações de campo e as quantificações realizadas em ambiente digital.

As imagens utilizadas para a geração dos VOMs foram obtidas com um UAV DJI Mavic 2 Pro, equipado com câmera Hasselblad L1D-20c (sensor de 20 MP; distância focal efetiva de 10,26 mm). Os voos foram conduzidos manualmente, com cerca de 80% de sobreposição frontal e 60% de sobreposição lateral, mantendo a câmera orientada de forma ortogonal às faces rochosas. Antes da aquisição, as faces do afloramento foram umedecidas para realçar o contraste litológico e facilitar a identificação de superfícies e limites internos durante o mapeamento. Considerando o levantamento completo das três paredes, o conjunto total resultou em 2.137 imagens. A acurácia de posicionamento em nível centimétrico foi garantida por correções diferenciais em tempo real, utilizando uma estação base DJI D-RTK 2.




Fig 7 Vista em planta da cava da Pedreira do Agreste, indicando a localização das paredes mapeadas.

Adicionalmente, foram adquiridas imagens multiespectrais (incluindo bandas no infravermelho) para avaliar, de forma exploratória, se haveria ganho de contraste útil à interpretação geológica. Contudo, após o processamento, os produtos derivados dessas imagens não se mostraram satisfatórios quando comparados às imagens convencionais (RGB) para fins de interpretação sedimentológica. Em particular, as bandas no infravermelho tenderam a realçar as marcas das serras associadas ao corte dos blocos destinados à produção de pedra ornamental, aumentando o “ruído” visual e prejudicando a visualização de estruturas e de

superfícies internas. Por esse motivo, toda a interpretação e o mapeamento apresentados nesta dissertação foram realizados com base nos produtos gerados a partir das fotografias convencionais.

O processamento seguiu o fluxo de trabalho SfM–MVS, conforme descrito para aplicações em geociências por Carrivick et al., 2016 no software Agisoft Metashape (® Agisoft). Inicialmente, as fotografias foram avaliadas quanto à sua qualidade (p.ex., nitidez, ausência de desfoque e condições de exposição), de modo a reduzir a influência de imagens inadequadas no processo de reconstrução. Em seguida, procedeu-se ao alinhamento das imagens, etapa em que o software identifica pontos homólogos entre fotografias, estima a posição e orientação das câmeras e gera uma nuvem de pontos esparsa (sparse cloud) com os respectivos *tie points*. Com o bloco de câmeras estabelecido, foi realizada a otimização dos parâmetros de câmera, visando refinar a calibração interna e melhorar a consistência geométrica do modelo. Na sequência, foram calculados mapas de profundidade (*depth maps*), que serviram de base para a geração da nuvem de pontos densa (*dense cloud*), aplicando-se filtragem de ruído para minimizar pontos anômalos sem perder detalhe nas descontinuidades e nos limites internos. A partir da nuvem densa, gerou-se uma malha (*mesh*) representando a superfície do painel e, por fim, foram produzidos ortomosaicos georreferenciados adequados a faces subverticais, que constituem o principal suporte para o mapeamento e a vetorização.

Para reduzir distorções e tornar o mapeamento mais eficiente, a área de estudo foi tratada como painéis individualizados (um modelo por parede), cada qual com seu ortomosaico georreferenciado. No caso específico da parede oeste, o modelo foi construído com 1.308 imagens (1.307 câmeras alinhadas), gerando uma nuvem densa com 377.639.668 pontos e GSD de 0,657 mm/pixel (0,0657 cm/pixel). As medições de espessura, largura e comprimento dos corpos sedimentares e de seus elementos arquiteturais internos foram realizadas diretamente nos VOMs no ambiente do Metashape. O limite entre os elementos arquiteturais assim como as outras estruturas sedimentares foram então digitalizados manualmente no Adobe Illustrator, utilizando como base os ortomosaicos georreferenciados. Por fim, as direções de paleocorrente foram estimadas no software MOVE, por meio do ajuste de planos (método dos mínimos quadrados) definidos a partir de ≥ 3 pontos

coplanares em irregularidades das faces do afloramento; a partir desse ajuste foram obtidos os valores de azimute e mergulho, posteriormente convertidos em vetores de paleofluxo.

# 5. Contexto geológico da área de estudo

O intervalo estudado nesta dissertação integra o registro proterozoico preservado no Cráton do São Francisco (CSF), uma das principais unidades cratônicas brasileiras e componente da evolução paleogeográfica do domínio Congo–São Francisco em escala continental (Heilbron et al., 2017). No CSF, sucessões sedimentares proterozoicas registram a construção e o preenchimento de bacias riftes e intracratônicas de longa duração, bem como sua reorganização por episódios posteriores de deformação e reativação tectônica associada à formação de cinturões orogênicos marginais. Nesse contexto, o CSF expõe blocos de embasamento arqueano e domínios orogênicos paleoproterozoicos, sobre os quais se acumularam sucessões de cobertura proterozoicas em diferentes contextos tectono-sedimentares (Heilbron et al., 2017).

As unidades de cobertura proterozoicas do CSF distribuem-se em dois domínios tectônicos principais: a Bacia do São Francisco e o Aulacógeno do Paramirim (Alkmim and Martins-Neto, 2012). A Bacia do São Francisco é descrita como uma bacia intracratônica polihistórica que se estende por cerca de 800 km ao longo da área N-S do cráton, sendo, em grande parte, limitada por frentes de empurrão dos cinturões orogênicos neoproterozoicos adjacentes (Alkmim and Martins-Neto, 2012; Reis et al., 2017). O Aulacógeno do Paramirim constitui uma grande feição morfoestrutural da porção norte do Cráton do São Francisco e corresponde a uma bacia rifte-sag de longa duração, parcialmente invertida, resultante de episódios sucessivos de rifteamento intracratônico proterozoico (Schobbenhaus, 1996). Essa bacia polihistórica abrange a Serra do Espinhaço Setentrional, os vales dos rios Paramirim e São Francisco e o planalto da Chapada Diamantina, e expõe a seção mais completa das coberturas do cráton mais jovens do que 1,8 Ga, reunidas principalmente nos supergrupos Espinhaço e São Francisco (Cruz and Alkmim, 2017).

Nesse arcabouço, o Supergrupo Espinhaço constitui a principal unidade de preenchimento do Aulacógeno do Paramirim (Alkmim and Martins-Neto, 2012) e ocorre também no núcleo de certas estruturas anticlinais na Bacia do São Francisco (Alkmim and Martins-Neto, 2012). Em termos regionais, esse preenchimento se distribui em domínios com evolução e preservação distintas: (i) o Espinhaço Meridional, que corresponde ao segmento N-S associado ao cinturão Araçuaí; e (ii) o domínio interno ao cráton, representado pelo Aulacógeno do Paramirim, onde se inserem a Serra do Espinhaço Setentrional e a Chapada Diamantina (Alkmim and Martins-Neto, 2012). Para cada domínio foram adotadas nomenclaturas diferentes para as unidades deposicionais, o que requer cuidado ao comparar colunas estratigráficas e correlações. Para o domínio da Serra do Espinhaço Setentrional e da Chapada Diamantina, evidências sedimentológicas, estratigráficas e geocronológicas suportam uma evolução policíclica, com pacotes limitados por discordâncias e mudanças de regime de acomodação, incluindo a subdivisão em sequências de 1ª ordem (e.g., Espinhaço I e II) (Alkmim and Martins-Neto, 2012). De forma independente, dados U–Pb em zircões (incluindo tufos cristalinos e zircões detríticos) na seção-tipo da Chapada Diamantina também sustentam a existência de múltiplos ciclos intracratônicos de 1ª ordem (Inferior/Estateriano, Médio/Calymmiano e Superior/Esteniano-Toniano), reforçando que o Espinhaço registra repetidos episódios de desenvolvimento de bacias intracratônicas no domínio Congo-São Francisco (Chemale et al., 2012; Guadagnin et al., 2015).

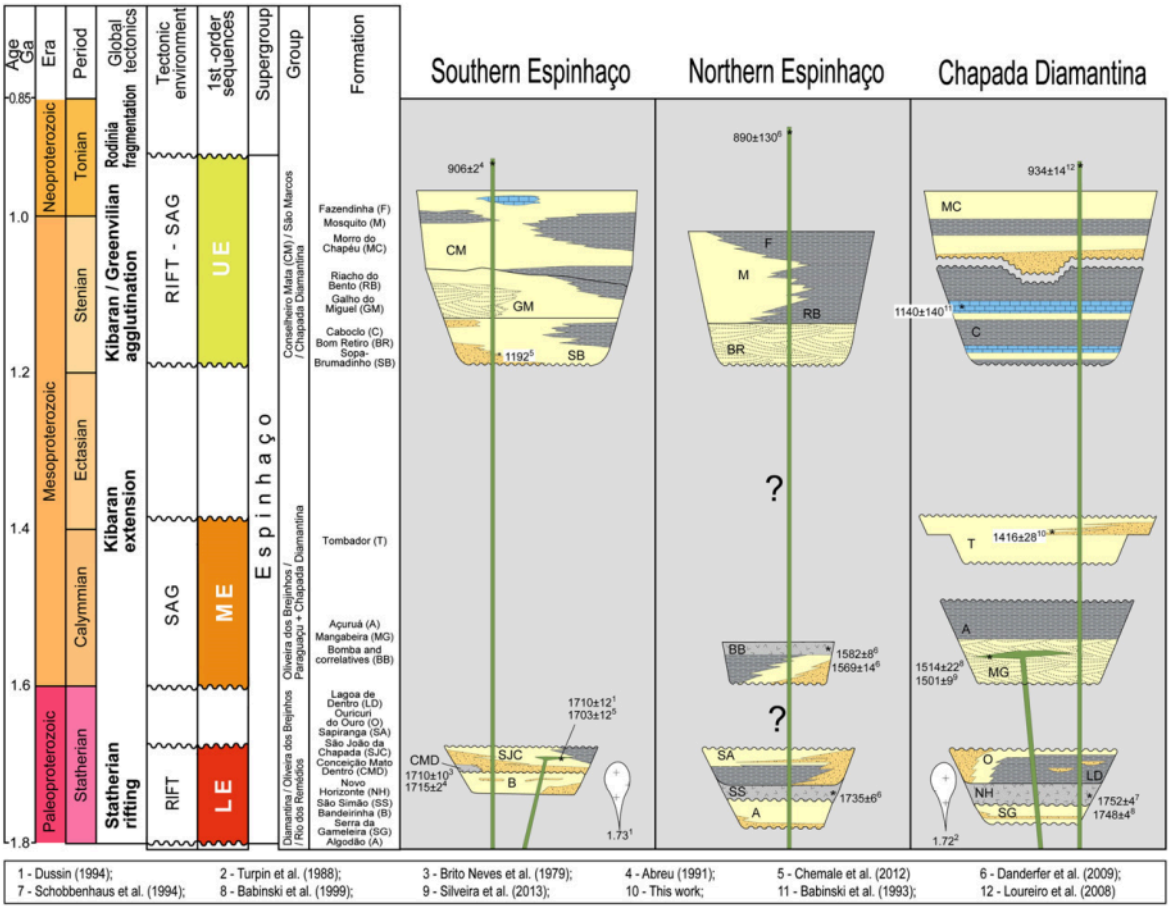



Fig. 8 Síntese de correlação regional do Supergrupo Espinhaço, destacando os tipos de bacia, os sistemas deposicionais, as principais discordâncias, as unidades litoestratigráficas, as sequências de primeira ordem e os eventos tectônicos globais relacionados. Adaptado de Guadagnin et al. (2015).

A sequência Superior do Supergrupo Espinhaço, no domínio da Chapada Diamantina, é composta pela Formação Morro do Chapéu em conjunto com a Formação Caboclo, atribuída ao intervalo de aproximadamente 1,19 a 0,9 Ga (Guadagnin et al., 2015). O contato basal com a Formação Caboclo é descrito como discordantes, e o contato superior com a Formação Bebedouro é tectônico, marcado por falha de empurrão que separa o Espinhaço do Supergrupo São Francisco na área estudada.

## 5.1 Formação Morro do Chapéu

A síntese a seguir é baseada no arcabouço de fácies e interpretações publicados para a Formação Morro do Chapéu por De Souza et al. (2019).

O registro deposicional da Formação Morro do Chapéu é composto por associações de fácies que abrangem sistemas continentais a marinhos rasos, incluindo depósitos de leques aluviais, sucessões deltaicas retrabalhadas por ondas, lençóis de inundação, depósitos de inframaré e sedimentos marinhos rasos dominados por ondas. Nesse contexto, a transição para ambientes costeiros é marcada pela alternância de estruturas geradas por fluxos unidirecionais, oscilatórios e de fluxo combinado, refletindo variações espaço-temporais na dominância relativa de ondas e marés (De Souza et al., 2019).

De Souza et al. (2019) aplicam conceitos de estratigrafia de sequências com base na identificação e correlação de superfícies-chave, no reconhecimento de padrões de empilhamento e na delimitação de tratos de sistemas. Neste trabalho, os principais tratos de sistemas são: trato de sistemas de mar baixo, trato de sistemas transgressivo e trato de sistemas de mar alto. As principais superfícies utilizadas incluem a discordância subaérea/superfície-limite de sequência, a superfície de inundação máxima e a superfície de ravinamento por maré. Os autores interpretam a sucessão como composta por duas sequências deposicionais de 3ª ordem, separadas por uma discordância subaérea regional, e enfatizam que a variação do nível relativo do mar foi o principal controle sobre a sedimentação durante a fase sag (De Souza et al., 2019).

A sequência inferior é marcada por uma discordância subaérea que separa depósitos continentais (incluindo conglomerados de leque aluvial) de unidades subjacentes. O início da sequência inclui um trato de sistemas de mar baixo representado por depósitos fluviais residuais/finos na base. O trato de sistemas transgressivo é composto por sucessões deltaicas retrabalhadas por ondas, organizadas em parassequências empilhadas em um padrão retrogradacional (*backstepping*), passando para depósitos de shoreface. A evolução retrogradacional persiste até a superfície de inundação máxima, identificada por domínio de pelitos e rara ocorrência de corpos arenosos; acima da MFS, ocorre mudança para empilhamento progradacional, com sucessões de shoreface com tendência a espessamento e granocrescência ascendente, caracterizando o trato de sistemas de

mar alto (De Souza et al., 2019). A porção superior do trato de mar alto é truncada por uma nova discordância subaérea, que estabelece a passagem para a próxima sequência.

O limite entre o topo da sequência inferior e a base da superior é definido por uma segunda discordância subaérea. Esta superfície marca a base dos depósitos fluviais. O trato de sistemas de mar baixo da sequência superior é composto por pacotes tabulares correlacionáveis lateralmente, atribuídos a canais entrelaçados pouco confinados. De Souza et al. (2019) associam a ausência de incisão à combinação entre o estilo fluvial raso e baixa declividade de uma margem de bacia sag (Posamentier, 2001). Sobre o trato de mar baixo, instala-se um trato de sistemas transgressivo cuja base é definida por uma superfície de ravinamento por maré. A base do trato transgressivo é marcada por depósitos de inframaré tabulares e lateralmente contínuos, interpretados como retrabalhados por correntes de maré em uma zona costeira conectada à ampla planície aluvial. O desaparecimento de depósitos gerados por ondas nesse intervalo é interpretado como resultado de aumento relativo da energia de maré (ou diminuição relativa da energia de onda), e os depósitos de inframaré da sequência superior sugerem aumento do alcance de maré em relação à sequência inferior, possivelmente associado a maior largura de plataforma e/ou ativação de ressonância de maré (Dalrymple, 2010; De Souza et al., 2019). A dominância de paleocorrentes para NW é interpretada como prevalência de correntes de vazante, com ocorrências subordinadas sugerindo enchente (De Souza et al., 2019).

No decorrer do trato transgressivo superior, De Souza et al. (2019) descrevem uma transição abrupta de inframaré para depósitos de shoreface superior, onde estruturas de tempo bom e tempestade coexistem com registros de fluxo combinado. A espessa dos depósitos de *shoreface* são interpretadas como resultado de agradação costeira, favorecida por altas taxas de elevação do nível de base, baixo retrabalhamento por ravinamento transgressivo e gradientes topográficos rasos, em um cenário no qual o suprimento sedimentar e a taxa de acomodação tendem a ser similares (Catuneanu, 2022; De Souza et al., 2019). O topo do trato transgressivo superior inclui intercalações de alta frequência entre shoreface superior e inferior, definindo ciclos transgressivo–regressivos em escala métrica, enquanto o trato de

sistemas de mar alto da sequência superior não estaria preservado devido à erosão (De Souza et al., 2019).

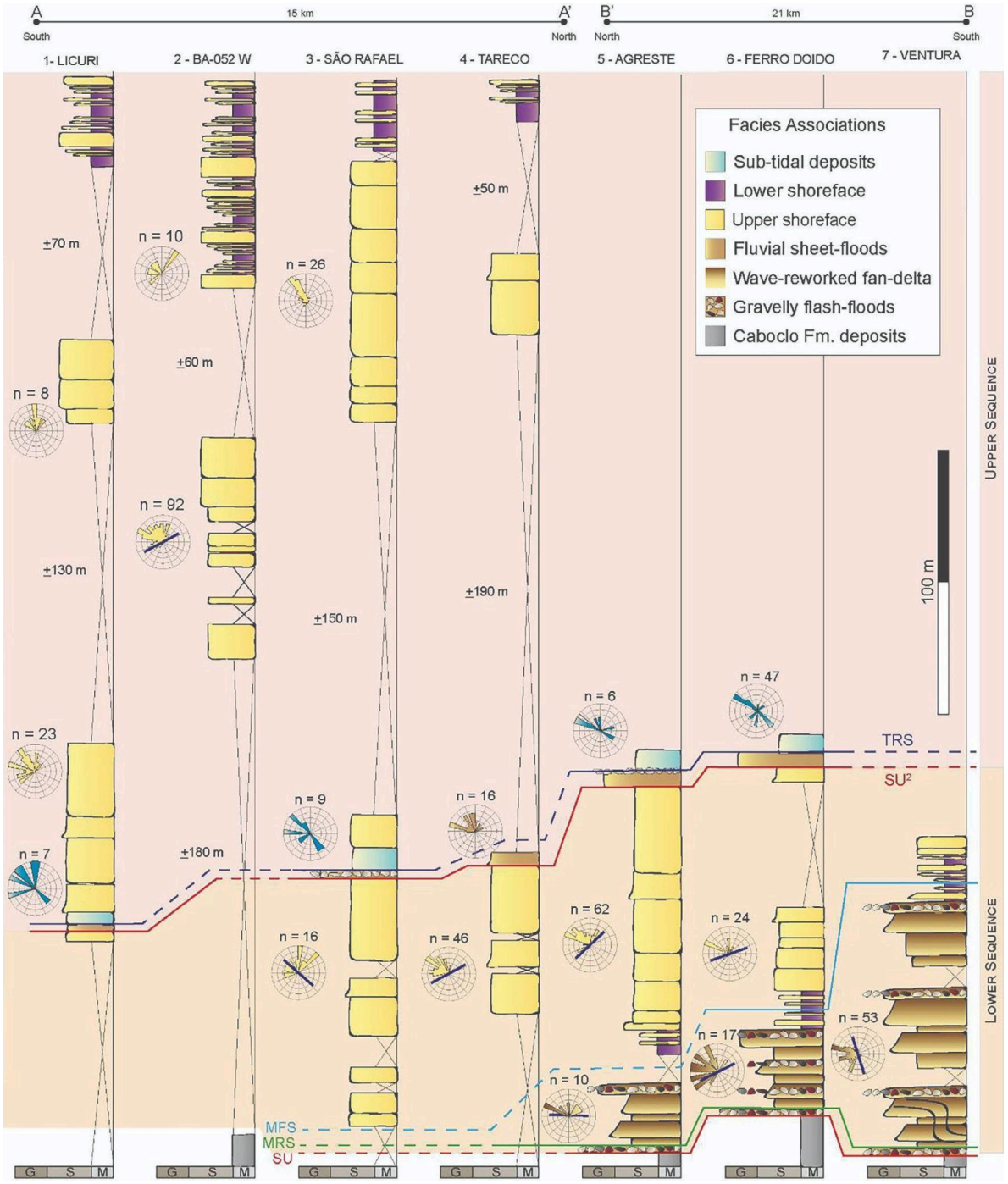



Fig. 9 Seção transversal ao longo da direção de strike, mostrando a distribuição das associações de fácies da Formação Morro do Chapéu. Adaptado de De Souza (2019)

A Formação Morro do Chapéu não possui, até o momento, idade radiométrica direta, de modo que seu posicionamento temporal é inferido a partir de idades de unidades estratigraficamente relacionadas e de eventos intrusivos. O limite máximo (mais antigo) para sua deposição é comumente ancorado pela Formação Caboclo subjacente, cujos carbonatos do topo fornecem uma idade Pb-Pb isocrônica de 1140 ± 140 Ma, interpretada como idade mínima de deposição desses calcários e, portanto, um referencial cronoestratigráfico para a sedimentação imediatamente anterior ao empilhamento da Formação Morro do Chapéu (Babinski et al., 1993). Em sentido oposto, o limite mínimo (mais jovem) para a deposição é estabelecido por soleiras e diques máficos que cortam as unidades do Supergrupo Espinhaço, datados por U-Pb em zircão em 934 ± 14 Ma, indicando que a sedimentação da Formação Morro do Chapéu ocorreu antes desse magmatismo e, consequentemente, provavelmente se distribui no intervalo esteniano ao toniano inicial (Loureiro et al., 2008).

Em conjunto, o arcabouço apresentado por De Souza et al. (2019) posiciona a Formação Morro do Chapéu como registro de uma margem de bacia sag de baixo gradiente no Espinhaço, em que variações relativas do nível do mar controlaram o empilhamento estratigráfico e a alternância entre sistemas aluviais, subtidais dominados por marés e marinho raso dominado por ondas/fluxo combinado.

# 6. Síntese dos Resultados e discussão

De acordo com a estrutura proposta para a dissertação, segue uma síntese dos resultados e das discussões, que são apresentados de forma integral no artigo científico incluído na parte final desta dissertação.

A Formação Morro do Chapéu, na Pedreira do Agreste, apresenta uma exposição litologicamente homogênea, composta predominantemente por quartzo arenitos finos a médios, bem selecionados e intensamente silicificados, em concordância com descrições petrográficas prévias (Battilani et al., 1996; Macario, 2023). Com base na integração de descrições de litofácies, geometria de camadas, relações entre superfícies limitantes, proporções de litofácies e dados de

paleocorrentes, foram definidos quatro elementos arquiteturais; suas características diagnósticas e interpretação sumarizada serão apresentadas no Quadro 1.

O afloramento registra uma mudança vertical abrupta na associação de elementos arquiteturais, marcada por uma superfície lateralmente contínua e rastreável ao longo de todo o painel, situada em torno de 5,5 m e associada a uma mudança evidente de coloração. Essa superfície separa dois intervalos estratigráficos contrastantes. No intervalo inferior (aproximadamente 60% da espessura/área mapeada), predominam os elementos arquiteturais de sets superpostos de estratificação cruzada e sets de estratificação cruzada de grande porte, simples a compostos, enquanto os outros dois elementos arquiteturais ocorrem de forma subordinada e podem estar ausentes localmente. Esse intervalo registra paleocorrentes reversas (vazante-enchente), superfícies de reativação recorrentes e drapes de lama cobrindo foresets e, localmente, definindo limites de sets, evidenciando alternância entre momentos de baixa energia, típica de correntes de maré (Allen, 1980; de Mowbray and Visser, 1984; Nio and Yang, 1991; Visser, 1980). Onde presentes, drapes duplos indicam dois episódios de água parada no ciclo vazante-enchente sob lâmina d’água, reforçando um contexto predominantemente de inframaré (Nio and Yang, 1991). Ocorrências pontuais de baixo ângulo a laminação horizontal sugerem episódios de alta tração em picos de corrente, compatíveis com variações intrínsecas do regime de maré (incluindo modulação sizígia-quadratura) e/ou amplificação hidrodinâmica local (Flemming, 2000; Nio and Yang, 1991; Reynaud and Dalrymple, 2012).

| Elemento arquitetural | Critérios diagnósticos | Interpretação resumida |
|---|---|---|
| **Sets superpostos de estratificação cruzada** | Corpos tabulares (15-60 cm), lateralmente extensos; empilhamento de sets cm-dm tabulares a lenticulares com estratificação cruzada planar/acanalada; superfícies de reativação frequentes; drapes lamosos recorrentes; paleocorrentes bimodais: 270° (dominante) e 50° (subordinada) | Registra migração de dunas subaquosas sob correntes reversíveis (enchente-vazante), com reativações frequentes e preservação episódica de lama durante intervalos de menor energia |
| **Estratificação cruzada simples a composta de grande porte** | Corpos tabulares de até 0,55 m; sets simples a compostos com reativação; contatos erosivos de baixo ângulo (planos a côncavos); drapes lamosos e, localmente, *mud couplets*; paleocorrentes bimodais: 270° (dominante) e 70° (subordinada) | Representa dunas compostas geradas por marés, com alternância cíclica entre fases trativas e fases de água parada; arquitetura dominada por acreção frontal |
| **Set lenticular de estratificação cruzada** | Corpos lenticulares métricos (até 30 cm); topo irregular com truncamentos angulares; estratificação cruzada planar/acanalada com reativação recorrente; drapes descontínuos e intraclastos lamosos; paleocorrentes bimodais: 310° (dominante) e 30° (subordinada) | Indica dunas reativadas sob correntes reversíveis e assimétricas, com retrabalhamento episódico e preservação intermitente de finos. |
| **Arenitos tabulares com estratificação de baixo ângulo a horizontal** | Pacotes tabulares (5–30 cm) lateralmente contínuos; compostas por laminação horizontal e cruzadas de baixo ângulo; drapes raros (restritos a lentes com ripples); escavações côncavas na base e intraclastos lamosos; paleocorrentes bimodais: 265° e 70° | Expressa deposição arenosa em inframaré rasa sob correntes de alta energia, com transporte trativo dominante e baixa retenção de lama; escavações associadas a canais/rotas de drenagem efêmeros |

Quadro 1 Síntese dos elementos arquiteturais identificados no afloramento da Formação Morro do Chapéu (Pedreira do Agreste), com seus critérios diagnósticos e interpretação.

No intervalo superior (aproximadamente 40% do afloramento), a associação muda abruptamente e passa a ser dominada pelo elemento de arenitos tabulares com laminação horizontal e estratificação de baixo ângulo, com contribuição secundária importante do elemento de sets lenticulares de estratificação cruzada; em contraste, os elementos arquiteturais de sets superpostos de estratificação cruzada e sets de grande porte, simples a compostos tornam-se raros a praticamente ausentes. Em comparação ao intervalo inferior, há menor ocorrência de drapes de lama e maior frequência de limites erosivos, interpretadas como resultado de retrabalhamento mais eficiente durante reversões, decorrente da maior energia das marés (Nio and Yang, 1991). Os sets lenticulares exibem reativação abundante e concentrações locais de intraclastos de lama, coerentes com remobilização episódica de lama previamente depositada. Feições erosivas rasas e formas canalizadas côncavas indicam canalização localizada e de curta duração sobre a planície arenosa, compatível com drenagens efêmeras descritas em planícies de maré modernas durante a vazante (Fan, 2012).

A superfície que separa os intervalos é caracterizada por fraca erosão e ausência de depósitos residuais (lag), o que enfraquece uma origem por ravinamento e favorece interpretação como superfície intra sistema associada a *bypass* e retrabalhamento (Reynaud and Dalrymple, 2012). Em escala de afloramento, dois resultados restringem mecanismos alternativos: (i) não há diferença estatística na direção de paleocorrentes entre os intervalos e (ii) não se observa mudança granulométrica. Em conjunto, esses dados indicam que a reorganização vertical reflete sobretudo mudança na intensidade do transporte trativo e no potencial de preservação, mais do que variação de direção de transporte ou de granulometria sedimentar. Na ausência de evidências sedimentológicas de raseamento, o mecanismo mais parcimonioso proposto para a mudança na arquitetura deposicional é a amplificação hidrodinâmica da tração nos estágios de pico. Em sistemas rasos dominados por marés, alterações na distribuição interna de energia, na eficiência/foco das correntes e/ou na duração relativa das fases de alta tração podem elevar velocidades de pico e intensificar o retrabalhamento sem exigir variação detectável de profundidade local (Reynaud and Dalrymple, 2012). Nesse

enquadramento, a sucessão registra aumento da fração do ciclo sob condições próximas ao pico de tensão de cisalhamento, o que (i) reduz a preservação de sets espessos de dunas, (ii) favorece acreção tipo leito plano/baixo ângulo e (iii) diminui a preservação de drapes lamosos, que podem se formar intermitentemente em fases de água parada, mas tendem a ser removidos com a retomada do transporte trativo, restando drapes raros/protegidos e/ou intraclastos retrabalhados (Nio and Yang, 1991).

No enquadramento do sistema deposicional, a combinação de corpos arenosos tabulares em lençol, lateralmente extensos, com arquitetura interna dominada por formas de leito trativas (dunas a ripples) e por estados de alta energia (incluindo laminação horizontal e estratificação cruzada de baixo ângulo), frequentemente limitada por superfícies planares, é consistente com um lençol de areia de marés (*tidal sand sheet*) desenvolvido em inframaré rasa, conforme o modelo proposto para corpos arenosos plataforma rasa dominados por marés (Desjardins et al., 2012). A escassez de finos e o predomínio de processos trativos sugerem posicionamento no setor proximal (núcleo) do complexo, onde o transporte de carga de fundo e o retrabalhamento intenso ampliam o bypass e fazem com que a lama seja, em geral, preservada apenas de forma intermitente (Desjardins et al., 2012).

A Formação Morro do Chapéu acrescenta um exemplo a um espectro amplo de sistemas sob influência de marés em sucessões transgressivas proterozoicas, que inclui desde lençóis tabulares arenosos em planícies rasas até sucessões dominadas por campos de dunas/cristas e por arquiteturas com barras e canais associadas à circulação de maré (Eriksson et al., 1998, 1995; Levell, 1980; Ojakangas, 1983; Tirsgaard, 1993). Nesse contexto, Morro do Chapéu se posiciona no membro final mais arenoso, mostrando como lençóis de areia de maré podem se estabelecer e ser preservados durante a transgressão em sistemas costeiros proterozoicos.

O intervalo de dominância das marés na Formação Morro do Chapéu é interpretado como uma janela estratigráfica de curta duração, aberta durante a transgressão, e não como condição costeira estacionária. No arcabouço estratigráfico proposto para a unidade, o intervalo de planície arenosa dominada por

marés se insere no trato de sistemas transgressivo (TST) e é abruptamente sobreposto por depósitos de shoreface superior, evidenciando mudança rápida no balanço entre retrabalhamento por correntes de maré e por ondas/tempestades (De Souza et al., 2019). O estabelecimento da assinatura mareal é atribuído a uma configuração paleogeográfica transgressiva que, temporariamente, promoveu proteção relativa contra ondas, ao mesmo tempo em que manteve a circulação das correntes de maré (De Souza et al., 2019); adicionalmente, mecanismos de amplificação hidrodinâmica local (p.ex., foco do fluxo e/ou ressonância ao longo de vias de transporte) oferecem suporte para aumentar a tração de pico sem exigir mudança detectável de profundidade na escala do afloramento (Reynaud and Dalrymple, 2012). A redução abrupta da dominância de marés no registro preservado é atribuída à reorganização da linha de costa durante a continuidade da transgressão, com migração para condições mais abertas e aumento rápido da influência de ondas no sítio deposicional (De Souza et al., 2019).

# 7. Aplicação como análogo de reservatório

Embora a Formação Morro do Chapéu não integre um sistema petrolífero ativo, sua arquitetura sedimentar excepcionalmente preservada constitui um análogo de campo de alta resolução para reservatórios clásticos dominados ou influenciados por maré em contextos costeiros e estuarinos. Nesses reservatórios, a geometria tridimensional de corpos arenosos e intercalações lamosas controla fortemente a qualidade do reservatório, a conectividade e a compartimentalização interna (Galloway and Hobday, 1983; Rhodes and Moslow, 1993). Estudos de caracterização tridimensional aplicados a arenitos heterolíticos formados sob influência de correntes de maré demonstram que a conectividade de arenitos e a distribuição de permeabilidade efetiva só podem ser adequadamente captadas por modelos 3D, mostrando impactos claros sobre propriedades de fluxo e produtividade mesmo em situações de baixo *net-to-gross* (Jackson et al., 2005). Revisões de reservatórios arenosos rasos indicam que ambientes costeiros dominados por maré

e outros processos marinhos exibem uma complexa hierarquia de heterogeneidades espaciais e estratigráficas, a qual deve ser considerada na construção de modelos geofísicos e de fluxo para reduzir incertezas (Siddiqui et al., 2017). Estudos de reservatórios em sistemas estuarinos influenciados por correntes de maré, como aqueles documentados para a McMurray Formation, mostram que elementos arquiteturais como *tidal bars* e *sand flats* tendem a constituir zonas de reservatório de alta qualidade física e continuidade lateral, reforçando a importância de dados de poço e sísmica na modelagem integrada (Zhang et al., 2022). Assim, o afloramento da Formação Morro do Chapéu fornece um contexto sedimentar e arquitetural valioso para entender e simular reservatórios costeiros influenciados por correntes de maré de maneira integrada.

Os dois intervalos reconhecidos no afloramento exibem contrastes sistemáticos na proporção de lama (*net-to-gross*) e no estilo arquitetural, com implicações diretas para o comportamento dinâmico do reservatório (Quadro 2). O intervalo inferior é dominado por estratificação cruzada em escala de dunas e macroformas, com paleocorrentes bimodais e recorrência de *drapes* de lama formados durante períodos de energia reduzida associada às correntes de maré. Esse arranjo favorece conectividade preferencial paralela à migração das formas de leito, mas mostra segmentação vertical por laminações argilosas, *bottomsets* lamosos e superfícies de reativação, resultando em uma forte anisotropia de permeabilidade ($Kh \gg Kv$), especialmente quando quantificada em modelos de permeabilidade direcional (Messina et al., 2009). Em reservatórios análogos, tais heterogeneidades funcionam como *baffles* internos, restringindo a comunicação vertical entre camadas e reduzindo a eficiência de varrido (*sweep efficiency*) durante a produção (Martinius, 2012; Mikes and Bruining, 2006b).

O intervalo superior, por sua vez, é caracterizado por pacotes tabulares de estratificação cruzada de baixo ângulo e laminação horizontal, lateralmente extensos e com menor presença de níveis lamosos devido ao retrabalhamento trativo mais frequente. Essa arquitetura é consistente com *sand sheets* em ambiente inframaré, nos quais ocorre amalgamação de leitos arenosos, maior continuidade lateral e aumento do *net-to-gross*, favorecendo conectividade hidráulica regional e maiores volumes drenáveis (Galloway and Hobday, 1983; Longhitano et al., 2012). Em

termos de fluxo, tais geometrias tendem a formar unidades de fluxo mais espessas e contínuas, com melhor comunicação entre poços e maior eficiência de drenagem areal, em concordância com estudos de arquitetura tridimensional de reservatórios costeiros (Wood, 2004).

A justaposição vertical desses dois estilos deposicionais reproduz um arranjo observado em sistemas influenciados por maré, nos quais dunas compostas de inframaré e planícies arenosas de alta conectividade alternam-se com unidades heterolíticas ou lamosas de baixa permeabilidade que atuam como selos intraformacionais. Essa alternância controla diretamente o desenvolvimento de *pinch-outs* faciológicos, armadilhas estratigráficas sutis e compartimentalização hidráulica, condicionando a distribuição de saturação e os caminhos preferenciais de fluxo em subsuperfície (Rhodes and Moslow, 1993; Slatt, 2013; Zhang and Zhang, 2008; Zhang et al., 2022).

Do ponto de vista de modelagem, a heterogeneidade multiescalar observada reforça a necessidade de representar explicitamente contrastes centimétricos a métricos de permeabilidade em modelos geológicos e de fluxo. A análise estatística de dunas de inframaré demonstra que a organização interna de sets cruzados controla a anisotropia hidráulica do meio poroso (Messina et al., 2009), enquanto simulações tridimensionais de depósitos heterolíticos mostram que considerar interrupções e variações de fácies altera significativamente as respostas de fluxo simuladas em modelos de produção (Martinius et al., 2005; Mikes and Bruining, 2006b). Adicionalmente, estudos de sistemas costeiros influenciados por correntes de maré enfatizam que a previsão espacial adequada de sedimentos heterolíticos é fundamental para construir modelos realistas de condução de fluidos em reservatórios clásticos (Longhitano et al., 2012).

Nesse contexto, a Formação Morro do Chapéu oferece uma oportunidade singular de quantificar diretamente espessuras, continuidade lateral, proporção de lama e hierarquia de superfícies limitantes, parâmetros essenciais para calibração de modelos análogos. Assim, apesar de sua idade mesoproterozoica, o sistema preservado constitui um análogo sedimentar e arquitetural robusto para reservatórios costeiros influenciados por correntes de maré, permitindo relacionar explicitamente fácies, unidades de fluxo, conectividade efetiva e eficiência de produção,

contribuindo para reduzir incertezas na caracterização e no desenvolvimento de reservatórios costeiros e estuarinos.

| Aspecto | Intervalo inferior | Intervalo superior |
|---|---|---|
| ***Net-to-gross*** | Moderado-alto (heterolítico) | Alto (mais “limpo”) |
| **Conectividade lateral** | Moderada | Alta |
| **Conectividade vertical** | Baixa-moderada (*baffles* internos) | Moderada-alta |
| **Heterogeneidade interna** | Alta (multiescala) | Moderada |
| **Anisotropia (Kh/Kv)** | Forte (Kh ≫ Kv) | Moderada |
| **Elementos de barreira** | *Drapes*, *bottomsets* lamosos, reativações | Intercalações lenticulares/superfícies locais |
| **Comportamento de fluxo** | Compartimentado; menor *sweep efficiency* | Mais contínuo; maior *sweep efficiency* |
| **Papel como *flow unit*** | Unidade heterogênea com *baffles* | Unidade mais contínua e drenável |

Quadro 2 Síntese comparativa das implicações de arquitetura deposicional e heterogeneidade para conectividade e comportamento de fluxo (análogo de reservatório) nos intervalos inferior e superior dos depósitos de maré da Formação Morro do Chapéu.

# 8. Conclusões

Este estudo documenta a arquitetura de fácies de um intervalo transgressivo dominado por marés na Formação Morro do Chapéu, registrando dois domínios rasos de inframaré separados por uma superfície suavemente erosiva, lateralmente persistente e sem depósito residual (lag).

(i) O intervalo inferior é dominado dunas organizadas em corpos tabulares, com superfícies de reativação recorrentes, paleocorrentes localmente bimodais e drapes lamosos intermitentes, indicando alternância persistente de correntes de enchente-vazante em uma planície arenosa de inframaré.

(ii) Acima da descontinuidade, a arquitetura muda abruptamente para arquitetura em lençol, dominada por estratificação de baixo ângulo a planar, com lentes de dunas reativadas e feições localizadas de erosão e preenchimento. Esse padrão sugere maior tração durante estágios de pico, maior *bypass* e menor preservação de finos associados a períodos de menor energia.

(iii) Interpretamos essa reorganização como retrabalhamento intra-sistema durante a transgressão, ligado à amplificação das correntes de maré nos estágios de pico. Nessas condições, uma fração maior do ciclo de maré teria operado próxima ou acima da transição entre o campo de estabilidade de dunas subaquosas e o leito plano de regime de fluxo superior, reduzindo a preservação de dunas e favorecendo a predominância de estratificação cruzada de baixo ângulo e laminação horizontal, com *bypass*.

(iv) Em termos de sistema deposicional, o afloramento representa um setor proximal (core) de um complexo arenoso raso dominado por correntes de maré, no qual campos de formas de leito alternam entre condições de dunas e estados transicionais a regime superior durante correntes de pico. O caráter persistentemente arenoso e a baixa proporção de lama, mesmo em contexto Proterozoico, indicam retenção e/ou suprimento limitados de finos sob peneiramento de alta energia.

(v) Em escala mais ampla, a sucessão da Formação Morro do Chapéu constitui um exemplo Proterozoico bem exposto de um membro final arenoso dentro da diversidade de sistemas siliciclásticos transgressivos dominados por marés, ilustrando como arquiteturas em lençol podem ser geradas e preservadas em litorais pré-vegetação.

(vi) Apesar de não integrar um sistema petrolífero ativo, a unidade constitui um análogo de alta resolução para reservatórios clásticos rasos influenciados por marés. O contraste entre estilos mais heterolíticos (drapes e reativação) e pacotes mais tabulares e limpos implica variações em conectividade, anisotropia e compartimentalização interna, oferecendo base direta para calibrar modelos 3D de arquitetura, proporção de lama e hierarquia de superfícies limitantes.

Por fim, em sucessões pré-cambrianas arenosas, interpretações robustas de maré devem privilegiar a convergência de múltiplos critérios dentro de um arcabouço explícito de superfícies limitantes e elementos arquiteturais, reconhecendo que superfícies suavemente erosivas e sem lag podem registrar episódios de retrabalhamento interno durante a transgressão.

# Referências

Abdelwahhab, M.A., Radwan, A.A., Mahmoud, H., Mansour, A., 2022. Geophysical 3D-static reservoir and basin modeling of a Jurassic estuarine system (JG-Oilfield, Abu Gharadig basin, Egypt). J. Asian Earth Sci. 225, 105067. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2021.105067

Alkmim, F.F., Martins-Neto, M.A., 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. Mar. Pet. Geol. 33, 127–139. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.08.011

Allen, J., 1982. Mud drapes in sand-wave deposits: a physical model with application to the Folkestone beds (early cretaceous, southeast England). Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. Math. Phys. Sci. 306, 291–345. https://doi.org/10.1098/rsta.1982.0089

Allen, J.R.L., 1980. Sand waves: A model of origin and internal structure. Sediment. Geol. 26, 281–328. https://doi.org/10.1016/0037-0738(80)90022-6

Babinski, M., Van Schmus, W.R., Chemale Junior, F., Brito Neves, B.B. de, Rocha, A.J.D., 1993. Idade isocrônica Pb/Pb em rochas carbonáticas da Formação Caboclo em Morro do Chapéu, BA. Anais 160–163.

Battilani, G.A., Gomes, N.S., Guerra, W.J., 1996. Evolução diagenética dos arenitos da formação morro do chapéu, grupo chapada diamantina, na região de Morro do Chapéu, Bahia. Geonomos. https://doi.org/10.18285/geonomos.v4i2.203

Bills, B.G., Ray, R.D., 1999. Lunar orbital evolution: A synthesis of recent results. Geophys. Res. Lett. 26, 3045–3048. https://doi.org/10.1029/1999GL008348

Bose, P.K., Eriksson, P.G., Sarkar, S., Wright, D.T., Samanta, P., Mukhopadhyay, S., Mandal, S., Banerjee, S., Altermann, W., 2012. Sedimentation patterns during the Precambrian: A unique record? Mar. Pet. Geol. 33, 34–68. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.11.002

Bradley, G., Redfern, J., Hodgetts, D., George, A.D., Wach, G.D., 2018. The applicability of modern tidal analogues to pre-vegetation paralic depositional models. Sedimentology 65, 2171–2201. https://doi.org/10.1111/sed.12461

Carrivick, J.L., Smith, M.W., Quincey, D.J., 2016. Structure from Motion in the Geosciences, 1st ed. Wiley. https://doi.org/10.1002/9781118895818

Catuneanu, O., 2022. Principles of sequence stratigraphy. Newnes.

Chemale, F., Dussin, I.A., Alkmim, F.F., Martins, M.S., Queiroga, G., Armstrong, R., Santos, M.N., 2012. Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: The case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil. Gondwana Res. 22, 200–206. https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.08.016

Cruz, S.C.P., Alkmim, F.F., 2017. The Paramirim Aulacogen, in: Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmim, F.F. (Eds.), São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. Springer International Publishing, Cham, pp. 97–115. https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0_6

Daidu, F., Yuan, W., Min, L., 2013. Classifications, sedimentary features and facies associations of tidal flats. J. Palaeogeogr. 2, 66–80. https://doi.org/10.3724/SP.J.1261.2013.00018

Dalrymple, R.W., 2010. Tidal depositional systems. In: James, N.P., Dalrymple, R.W. (Eds.), Facies Models, 4, GEOText6, Geol. Assoc., Canada, pp. 199–208.

Dalrymple, R.W., Boyd, R., Zaitlin, B.A., 1994. Incised-Valley SystemsOrigin and Sedimentary Sequences. SEPM Society for Sedimentary Geology. https://doi.org/10.2110/pec.94.12

Dalrymple, R.W., Choi, K., 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. Earth-Sci. Rev. 81, 135–174. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.10.002

Dalrymple, R.W., Knight, R.J., Zaitlin, B.A., Middleton, G.V., 1990. Dynamics and facies model of a macrotidal sand-bar complex, Cobequid Bay—Salmon River

Estuary (Bay of Fundy). Sedimentology 37, 577–612. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1990.tb00624.x

Dalrymple, R.W., Mackay, D.A., Ichaso, A.A., Choi, K.S., 2012. Processes, Morphodynamics, and Facies of Tide-Dominated Estuaries, in: Davis Jr., R.A., Dalrymple, R.W. (Eds.), Principles of Tidal Sedimentology. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 79–107. https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_5

Dashtgard, S.E., Gingras, M.K., MacEachern, J.A., 2009. Tidally Modulated Shorefaces. J. Sediment. Res. 79, 793–807. https://doi.org/10.2110/jsr.2009.084

Dashtgard, S.E., MacEachern, J.A., Frey, S.E., Gingras, M.K., 2012. Tidal effects on the shoreface: Towards a conceptual framework. Sediment. Geol. 279, 42–61. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.09.006

Davies, N.S., Gibling, M.R., 2010. Cambrian to Devonian evolution of alluvial systems: The sedimentological impact of the earliest land plants. Earth-Sci. Rev. 98, 171–200. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.11.002

Davis, R.A., 2012. Tidal Signatures and Their Preservation Potential in Stratigraphic Sequences, in: Davis Jr., R.A., Dalrymple, R.W. (Eds.), Principles of Tidal Sedimentology. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 35–55. https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_3

de Mowbray, T., Visser, M.J., 1984. Reactivation surfaces in subtidal channel deposits, Oosterschelde, Southwest Netherlands. J. Sediment. Res. 54, 811–824. https://doi.org/10.1306/212F8503-2B24-11D7-8648000102C1865D

De Souza, E.G., Scherer, C.M.S., Dos Reis, A.D., Bállico, M.B., Ferronatto, J.P.F., Bofill, L.M., Kifumbi, C., 2019. Sequence stratigraphy of the mixed wave-tidal-dominated Mesoproterozoic sedimentary succession in Chapada Diamantina Basin, Espinhaço supergroup– Ne/Brazil. Precambrian Res. 327, 103–120. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.03.007

De Swart, H.E., Yuan, B., 2019. Dynamics of offshore tidal sand ridges, a review. Environ. Fluid Mech. 19, 1047–1071. https://doi.org/10.1007/s10652-018-9630-8

Desjardins, P.R., Buatois, L.A., Pratt, B.R., Mángano, M.G., 2012. Sedimentological–ichnological model for tide-dominated shelf sandbodies: Lower Cambrian Gog Group of western Canada. Sedimentology 59, 1452–1477. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2011.01312.x

Eriksson, K.A., Simpson, E., 2012. Precambrian Tidal Facies, in: Davis Jr., R.A., Dalrymple, R.W. (Eds.), Principles of Tidal Sedimentology. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 397–419. https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_15

Eriksson, P.G., Catuneanu, O., Sarkar, S., Tirsgaard, H., 2005. Patterns of sedimentation in the Precambrian. Sediment. Geol. 176, 17–42. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.01.003

Eriksson, P.G., Condie, K.C., Tirsgaard, H., Mueller, W.U., Altermann, W., Miall, A.D., Aspler, L.B., Catuneanu, O., Chiarenzelli, J.R., 1998. Precambrian clastic sedimentation systems. Sediment. Geol. 120, 5–53. https://doi.org/10.1016/S0037-0738(98)00026-8

Eriksson, P.G., Reczko, B.F.F., Jaco Boshoff, A., Schreiber, U.M., Van Der Neut, M., Snyman, C.P., 1995. Architectural elements from Lower Proterozoic braid-delta and high-energy tidal flat deposits in the Magaliesberg Formation, Transvaal Supergroup, South Africa. Sediment. Geol. 97, 99–117. https://doi.org/10.1016/0037-0738(95)00004-R

Fan, D., 2012. Open-Coast Tidal Flats, in: Davis Jr., R.A., Dalrymple, R.W. (Eds.), Principles of Tidal Sedimentology. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 187–229. https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_9

Flemming, B.W., 2000. The role of grain size, water depth and flow velocity as scaling factors controlling the size of subaqueous dunes, in: Marine Sandwave Dynamics, International Workshop. pp. 23–24.

Galloway, W., Hobday, D.K., 1983. Terrigenous clastic depositional systems. Applications to petroleum, coal and uranium exploration, Nuclear Fuel Cycle and Fuel Materials.

Green, J.A.M., Huber, M., Waltham, D., Buzan, J., Wells, M., 2017. Explicitly modelled deep-time tidal dissipation and its implication for Lunar history. Earth Planet. Sci. Lett. 461, 46–53. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.12.038

Green, M., Scotese, C., Davies, H.S., 2023. Chapter 7 - Proterozoic (2500–541Ma), in: Green, M., Duarte, J.C. (Eds.), A Journey Through Tides. Elsevier, pp. 143–156. https://doi.org/10.1016/B978-0-323-90851-1.00004-2

Guadagnin, F., Chemale, F., Magalhães, A.J.C., Santana, A., Dussin, I., Takehara, L., 2015. Age constraints on crystal-tuff from the Espinhaço Supergroup — Insight into the Paleoproterozoic to Mesoproterozoic intracratonic basin cycles of the Congo–São Francisco Craton. Gondwana Res. 27, 363–376. https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.10.009

Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmim, F.F., 2017. The São Francisco Craton and Its Margins, in: Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmim, F.F. (Eds.), São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. Springer International Publishing, Cham, pp. 3–13. https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0_1

Ielpi, A., Fralick, P., Ventra, D., Ghinassi, M., Lebeau, L.E., Marconato, A., Meek, R., Rainbird, R.H., 2018. Fluvial floodplains prior to greening of the continents: Stratigraphic record, geodynamic setting, and modern analogues. Sediment. Geol. 372, 140–172. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.05.009

Jackson, M.D., Yoshida, S., Muggeridge, A.H., Johnson, H.D., 2005. Three-dimensional reservoir characterization and flow simulation of heterolithic tidal sandstones. AAPG Bull. 89, 507–528. https://doi.org/10.1306/11230404036

Jiwei, C., Kexin, Z., Chaoqian, Z., Yunbo, L., Taoran, F., Jian, L., Xianglin, X., Zhongzhen, M., 2025. A case study of reservoir characterization and modeling for tidal-dominated estuary reservoir in Ecuador. Sci. Rep. 15, 19522. https://doi.org/10.1038/s41598-025-03591-7

Kvale, E.P., 2012. Tidal Constituents of Modern and Ancient Tidal Rhythmites: Criteria for Recognition and Analyses, in: Davis Jr., R.A., Dalrymple, R.W. (Eds.), Principles of Tidal Sedimentology. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 1–17. https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_1

Kvale, E.P., Cutright, J., BIlodeau, D., Archer, A., Johnson, H.R., Pickett, B., 1995. Analysis of modern tides and implications for ancient tidalites. Cont. Shelf Res. 15, 1921–1943. https://doi.org/10.1016/0278-4343(95)00001-H

Levell, B.K., 1980. A late Precambrian tidal shelf deposit, the Lower Sandfjord Formation, Finnmark, North Norway. Sedimentology 27, 539–557. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1980.tb01646.x

Longhitano, S.G., Mellere, D., Steel, R.J., Ainsworth, R.B., 2012. Tidal depositional systems in the rock record: A review and new insights. Sediment. Geol. 279, 2–22. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.03.024

Loureiro, H.S.C., Lima, E.S., Macedo, E.P., Bahiense, J.B.A., Neves, J.P., Guimarães, J.T., Teixeira, L.R., Abram, M.B., Santos, R.A. dos, Melo, R.C., 2008. Projeto Barra-Oliveira dos Brejinhos. CPRM.

Macário, V.T., 2023. Arquitetura faciológica e petrografia de depósitos de marés Proterozóicos (Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia)). Universidade Federal do Pampa (UNIPAMPA), Campus Caçapava do Sul, Caçapava do Sul, RS, Brasil.

Martinius, A.W., 2012. Contrasting Styles of Siliciclastic Tidal Deposits in a Developing Thrust-Sheet-Top Basins – The Lower Eocene of the Central Pyrenees (Spain), in: Davis Jr., R.A., Dalrymple, R.W. (Eds.), Principles of Tidal Sedimentology. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 473–506. https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_18

Martinius, A.W., Ringrose, P.S., Brostrøm, C., Elfenbein, C., Næss, A., Ringås, J.E., 2005. Reservoir challenges of heterolithic tidal sandstone reservoirs in the Halten Terrace, mid-Norway. Pet. Geosci. 11, 3–16.

Mazumder, R., Arima, M., 2005. Tidal rhythmites and their implications. Earth-Sci. Rev. 69, 79–95. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.07.004

Messina, C., Nemec, W., Longhitano, S.G., 2009. Statistical properties of tidal dunes and their use in reservoir modelling.

Mikes, D., Bruining, J., 2006a. Standard flow cells to incorporate small-scale heterogeneity (crossbedding) in a reservoir model. Mar. Pet. Geol. 23, 979–993. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2005.06.004

Mikes, D., Bruining, J., 2006b. Standard flow cells to incorporate small-scale heterogeneity (crossbedding) in a reservoir model. Mar. Pet. Geol. 23, 979–993. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2005.06.004

Nio, S.-D., Yang, C.-S., 1991. Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: a review. In: Smith, D.G., Reinson, G.E., Zaitlin, B.A., Rahmani, R.A. (Eds.), Clastic Tidal Sedimentology: Canadian Society of Petroleum Geology, Memories, pp. 3–28. Clastic Tidal Sedimentol. 16, 3–28.

Ojakangas, R.W., 1983. Tidal deposits in the early Proterozoic basin of the Lake Superior region—The Palms and the Pokegama Formations: Evidence for subtidal-shelf deposition of Superior-type banded iron-formation, in: Geological Society of America Memoirs. Geological Society of America, pp. 49–66. https://doi.org/10.1130/MEM160-p49

Olariu, C., Steel, R.J., Dalrymple, R.W., Gingras, M.K., 2012. Tidal dunes versus tidal bars: The sedimentological and architectural characteristics of compound dunes in a tidal seaway, the lower Baronia Sandstone (Lower Eocene), Ager Basin, Spain. Sediment. Geol. 279, 134–155. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.07.018

Pearson, N., Gingras, M., 2006. An Ichnological and Sedimentological Facies Model for Muddy Point-Bar Deposits. J. Sediment. Res. - J SEDIMENT RES 76. https://doi.org/10.2110/jsr.2006.070

Plink-Björklund, P., 2012. Effects of tides on deltaic deposition: Causes and responses. Sediment. Geol. 279, 107–133. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.07.006

Reineck, H.-E., Singh, I.B., 1980. Depositional Sedimentary Environments. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-81498-3

Reis, H.L.S., Alkmim, F.F., Fonseca, R.C.S., Nascimento, T.C., Suss, J.F., Prevatti, L.D., 2017. The São Francisco Basin, in: Heilbron, M., Cordani, U.G., Alkmim, F.F. (Eds.), São Francisco Craton, Eastern Brazil: Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. Springer International Publishing, Cham, pp. 117–143. https://doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0_7

Reynaud, J.-Y., Dalrymple, R.W., 2012. Shallow-Marine Tidal Deposits, in: Davis Jr., R.A., Dalrymple, R.W. (Eds.), Principles of Tidal Sedimentology. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 335–369. https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_13

Rhodes, E.G., Moslow, T.F. (Eds.), 1993. Marine Clastic Reservoirs: Examples and Analogues, Frontiers in Sedimentary Geology. Springer New York, New York, NY. https://doi.org/10.1007/978-1-4757-0160-9

Schobbenhaus, C., 1996. AS TAFROGÊNESES SUPERPOSTAS ESPINHAÇO E SANTO ONOFRE, ESTADO DA BAHIA: REVISÃO E NOVAS PROPOSTAS. Rev. Bras. Geociências 26, 265–276. https://doi.org/10.25249/0375-7536.19964265276

Selim, S.S., Abdel Baset, A.A., 2020. Sedimentological analysis and reservoir characterization of an estuarine bar: An example from the El-Basant Gas field, Nile Delta, Egypt. J. Nat. Gas Sci. Eng. 84, 103548. https://doi.org/10.1016/j.jngse.2020.103548

Slatt, R.M., 2013. Stratigraphic Reservoir Characterization for Petroleum Geologists, Geophysicists, and Engineers, 2nd ed. ed, Developments in Petroleum Science Ser. Elsevier, Oxford.

Stride, A.H., 1982. Offshore tidal deposits: sand sheet and sand bank facies, in: Stride, A.H. (Ed.), Offshore Tidal Sands: Processes and Deposits. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 95–125. https://doi.org/10.1007/978-94-009-5726-8_5

Swift, D.J.P., 1975. Tidal sand ridges and shoal-retreat massifs. Mar. Geol. 18, 105–133. https://doi.org/10.1016/0025-3227(75)90007-9

Thomas, R., Smith, D., Wood, J., Visser, J., Calverley-Range, E., Koster, E., 1987. Inclined heterolithic stratification—Terminology, description, interpretation and significance. Sediment. Geol. 53, 123–179. https://doi.org/10.1016/S0037-0738(87)80006-4

Tirsgaard, H., 1993. The architecture of precambrian high energy tidal channel deposits: an example from the lyell land group (eleonore bay supergroup), northeast Greenland. Sediment. Geol. 88, 137–152. https://doi.org/10.1016/0037-0738(93)90154-W

Vakarelov, B.K., Ainsworth, R.B., MacEachern, J.A., 2012. Recognition of wave-dominated, tide-influenced shoreline systems in the rock record: Variations from a microtidal shoreline model. Sediment. Geol. 279, 23–41. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.03.004

Visser, M.J., 1980. Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: A preliminary note. Geology 8, 543–546. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1980)8%253C543:NCRIHS%253E2.0.CO;2

Wang, P., 2012. Principles of Sediment Transport Applicable in Tidal Environments, in: Davis Jr., R.A., Dalrymple, R.W. (Eds.), Principles of Tidal Sedimentology. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 19–34. https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_2

Ward, S., Bowers, D., Green, M., Wilmes, S.-B., 2023. Why is there a tide?, in: A Journey Through Tides. Elsevier, pp. 81–113. https://doi.org/10.1016/B978-0-323-90851-1.00001-7

Williams, G.E., 1997. Precambrian length of day and the validity of tidal rhythmite paleotidal values. Geophys. Res. Lett. 24, 421–424. https://doi.org/10.1029/97GL00234

Wood, L.J., 2004. Predicting Tidal Sand Reservoir Architecture Using Data from Modern and Ancient Depositional Systems, in: Grammer, G.M., Harris, P.M. “Mitch”, Eberli, G.P. (Eds.), Integration of Outcrop and Modern Analogs in Reservoir Modeling. American Association of Petroleum Geologists, pp. 45–66. https://doi.org/10.1306/M80924C3

Yang, B.C., Dalrymple, R.W., Chun, S.S., 2005. Sedimentation on a wave-dominated, open-coast tidal flat, south-western Korea: summer tidal flat – winter shoreface. Sedimentology 52, 235–252. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2004.00692.x

Zhang, J., Zhang, Z., 2008. Sedimentary facies of the Silurian tide-dominated paleo-estuary of the Tazhong area in the Tarim Basin. Pet. Sci. 5, 95–104. https://doi.org/10.1007/s12182-008-0016-2

Zhang, W., Huang, J., Feng, W., Wang, L., Shang, H., Yin, Y., 2022. Reservoir Architecture in Tide-Dominated Estuary: A Case Study of McMurray Formation Oil Sand Reservoir in the Athabasca Block, Canada. Front. Earth Sci. 10, 894059. https://doi.org/10.3389/feart.2022.894059

# Comprovante de submissão de artigo científico

Gmail Erik Dario <erikdario@gmail.com>

**PRECAM-D-26-00054 - Confirming your submission to Precambrian Research**
1 message

**em@editorialmanager.com** <em@editorialmanager.com> Wed, Feb 11, 2026 at 12:09 AM
Reply-To: noreply_emsupport@elsevier.com
To: Erik Dario <erikdario@gmail.com>

*This is an automated message.*

Mesoproterozoic tide-dominated shoreline dynamics during transgression

Dear Mr. Dario,

We have received the above referenced manuscript you submitted to Precambrian Research. It has been assigned the following manuscript number: **PRECAM-D-26-00054**.

To track the status of your manuscript, please log in as an author at https://www.editorialmanager.com/precam/, and navigate to the "Submissions Being Processed" folder.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,
Precambrian Research

FAQ: How can I reset a forgotten password?
https://service.elsevier.com/app/answers/detail/a_id/28452/supporthub/publishing/kw/editorial+manager/

For further assistance, please visit our customer service site: https://service.elsevier.com/app/home/supporthub/publishing/. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions, and learn more about Editorial Manager via interactive tutorials. You can also talk 24/7 to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email.

This journal uses the Elsevier Article Transfer Service. This means that if an editor feels your manuscript is more suitable for an alternative journal, then you might be asked to consider transferring the manuscript to such a journal. The recommendation might be provided by a Journal Editor, a dedicated Scientific Managing Editor, a tool assisted recommendation, or a combination. For more details see the journal guide for authors.

At Elsevier, we want to help all our authors to stay safe when publishing. Please be aware of fraudulent messages requesting money in return for the publication of your paper. If you are publishing open access with Elsevier, bear in mind that we will never request payment before the paper has been accepted. We have prepared some guidelines (https://www.elsevier.com/connect/authors-update/seven-top-tips-on-stopping-apc-scams ) that you may find helpful, including a short video on Identifying fake acceptance letters (https://www.youtube.com/watch?v=o5I8thD9XtE ). Please remember that you can contact Elsevier s Researcher Support team (https://service.elsevier.com/app/home/supporthub/publishing/) at any time if you have questions about your manuscript, and you can log into Editorial Manager to check the status of your manuscript (https://service.elsevier.com/app/answers/detail/a_id/29155/c/10530/supporthub/publishing/kw/status/).
#AU_PRECAM#

To ensure this email reaches the intended recipient, please do not delete the above code

# Artigo Científico

# Mesoproterozoic tide-dominated shoreline dynamics during transgression

Erik Martins Dario[a]; Claiton Marlon dos Santos Scherer[a], Ezequiel Galvão de Souza[b], Jean Carvalho Toledo[a], Gabriel Schaffer Sipp[a]; Rossano Dalla Lana Michel[a]

[a] Universidade Federal do Rio Grande do Sul: Avenida Bento Gonçalves, 9500, Prédio 43113, Porto Alegre, RS, CEP 91540-000, Brasil.
[b] Universidade Federal do Pampa Campus Caçapava do Sul: Avenida Pedro Anunciação, 111, Bairro Vila Batista, Caçapava do Sul, RS, CEP 96570-000, Brasil.

Keywords: Mesoproterozoic; tide-dominated sand-flat; virtual outcrop models (VOM); Morro do Chapéu Formation; Espinhaço Supergroup

# Abstract

Interpreting tide-dominated shorelines in sand-prone Proterozoic successions is challenging; mud-based tidal criteria may be discontinuous and preservation is strongly biased by reworking. The facies architecture of a tide-dominated, transgressive sand-flat interval within the Morro do Chapéu Formation (Espinhaço Supergroup, eastern Brazil) is documented by mapping bounding surfaces and architectural elements on digital outcrop models generated from unmanned aerial vehicle (UAV) imagery. The studied quarry exposure reveals two intervals separated by a laterally persistent, weakly erosive, lag-free discontinuity. Below this surface, deposition is dominated by small-scale lower-flow-regime bedforms, including ripples and planar- to trough-cross-stratified small dunes that locally build compound dune sets. Recurrent reactivation surfaces, common mud drapes, and locally bimodal

paleocurrents are consistent with a tide-dominated, subtidal domain. Above the discontinuity, the architecture shifts abruptly to laterally extensive low-angle to planar sets interbedded with reactivated dune lenses, recording a shallow subtidal sand-flat domain characterized by stronger peak-flow traction and enhanced bypass. The discontinuity and the associated architectural reorganization are interpreted as intra-system reworking driven primarily by hydrodynamic amplification of peak tidal currents, without requiring a detectable rotation of net transport directions or a systematic grain-size shift. More broadly, this tide-dominated interval represents a short-lived stratigraphic window opened during transgression, likely favored by reduced wave influence and efficient tidal exchange.

# 1. Introduction

Tide-dominated shorelines leave a characteristic sedimentary record in which bedform migration, slack-water fallout, and repeated flow reversals are expressed as diagnostic associations of structures and bounding surfaces. In sand-prone successions, the most robust basis for tidal interpretation is typically the recurring combination of ebb–flood paleocurrent reversals, abundant reactivation surfaces, and intermittent mud drapes or couplets that mark slack-water stages within the tidal cycle (e.g., Dalrymple et al., 2012; Nio and Yang, 1991). These criteria not only support facies attribution, but also constrain how energy is partitioned across nearshore settings and how sand is organized into bedform and element-scale architectural packages.

In Precambrian strata, interpreting tidal influence is complicated by the scarcity of biogenic constraints and by the sand-prone character of pre-vegetation coastal systems, which commonly favored tractional preservation and make mud-rich heterolithics discontinuous or easily removed by reworking. As a result, tidal interpretations should be grounded in the consistent association of multiple criteria and evaluated within a bounding-surface and architectural framework, rather than relying on any single indicator (Bradley et al., 2018; Eriksson and Simpson, 2012a). This is particularly critical in shallow-marine deposits, where repeated reworking can concentrate the tidal signal into reactivation-dominated bedforms and laterally persistent discontinuities.

Tide dominance along shorelines may also be transient. In coastal settings, changes in relative sea level and shoreline configuration can temporarily enhance tidal exchange and/or reduce wave effectiveness, opening short-lived stratigraphic “windows” in which tidal traction dominates the preserved record, before subsequent reorganization restores wave- or storm-dominated deposition. Capturing such switches requires outcrop-scale architectural control, because the key signals often lie not in any single facies type but in the geometry, proportion, and stacking of architectural elements across surfaces (Longhitano et al., 2012; Reynaud and Dalrymple, 2012).

The Mesoproterozoic Espinhaço Supergroup of eastern Brazil provides an exceptional archive for investigating these issues since, in the Chapada Diamantina region, it is exposed in extensive outcrops that are preserved at very low metamorphic grade (Süssenberger et al., 2014). Within this framework, the Morro do Chapéu Formation records a mixed wave–tidal, alluvial-to-shallow-marine succession, and regional work has highlighted a transgressive interval in which tidal influence becomes predominant (de Souza et al., 2019). Yet, the facies architecture and element-scale organization of this tide-dominated record remain insufficiently constrained, limiting process-based explanations for abrupt architectural reorganization within a succession that retains clear tidal fingerprints.

Here, the facies architecture of this transgressive interval within the Morro do Chapéu Formation is documented using digital outcrop models generated from unmanned aerial vehicle (UAV) imagery. These models are used to identify the most reliable tidal criteria in a sand-prone Precambrian setting, quantify the geometry and stacking of key architectural elements, and discuss process controls on shoreline reorganization. The results provide transferable criteria and an architectural framework for interpreting tide-dominated Proterozoic sand-flats.

# 2. Geological setting

The Morro do Chapéu Formation outcrops on the Chapada Diamantina plateau in eastern Brazil, where it forms part of the Espinhaço Supergroup in the São Francisco Craton (Pedreira, 1994). The Paleoproterozoic Congo–São Francisco linkage

provides a long-lived cratonic template upon which the Espinhaço basin system evolved as an intracratonic rift–sag succession (Alkmim and Martins-Neto, 2012; Martins-Neto, 2000). In this sense, the Espinhaço basin system refers to the tectono-sedimentary evolution and accommodation history of the basin, whereas the Espinhaço Supergroup corresponds to its preserved stratigraphic fill, deposited through multiple extensional pulses and sag-stage subsidence, spanning Statherian to Stenian–Tonian intervals (Martins-Neto, 2000; Santos et al., 2013). Within the northern Espinhaço Range and the Chapada Diamantina, these successions are preserved at very low metamorphic grade and are widely exposed (Süssenberger et al., 2014). In the Chapada Diamantina, this supergroup is subdivided into the Rio dos Remédios, Paraguaçu, and Chapada Diamantina groups. The latter represents the Mesoproterozoic uppermost portion of the Espinhaço Supergroup and includes, from base to top, the Tombador, Caboclo, and Morro do Chapéu formations (Pedreira and Waele, 2008; Silva et al., 1995). The underlying Tombador Formation comprises continental alluvial-fan, fluvial, and eolian deposits that pass upward into estuarine and shallow-marine strata (Magalhães et al., 2016), while the immediately subjacent Caboclo Formation records shallow-marine, storm-dominated mixed carbonate–siliciclastic ramp deposition (Ferronatto et al., 2024, 2021). The Morro do Chapéu Formation, the focus of this study, represents a mixed wave–tidal alluvial-to-shallow-marine succession (de Souza et al., 2019).

Building upon the detailed sequence-stratigraphic analysis of de Souza et al. (2019), the Morro do Chapéu Formation is subdivided into two depositional sequences. The lower sequence, overlying Caboclo Formation siltstones, records a Lowstand Systems Tract (LST) of alluvial deposits, followed by a retrogradational Transgressive Systems Tract (TST) of wave-reworked fan deltas, culminating in a mud-dominated lower-shoreface Maximum Flooding Surface (MFS). Progradation resumes as a Highstand Systems Tract (HST) with increasing lower-shoreface sands grading to storm-dominated upper-shoreface, truncated by regional subaerial unconformity. Above the boundary, the upper sequence starts with an LST of unconfined fluvial sheetfloods but rapidly shifts into a retrogradational TST where the distinctive tidal deposits become predominant. This key interval is composed of laterally continuous tabular sand bodies, showing ripple marks, cross-stratified sandstones with pervasive reactivation surfaces, mud drapes, and locally bidirectional paleocurrents. This

distinct assemblage of sedimentary structures provides robust evidence for systematic ebb–flood alternation, supporting interpretation of a tide-influenced depositional setting. The tidal interval is abruptly overlain by upper-shoreface deposits, which are followed by high-frequency intercalations of lower and upper shoreface facies defining meter-scale T-R cycles that persist to the formation's top.

The depositional age of the Morro do Chapéu Formation is inferred to be Stenian to early Tonian. The formation lacks direct radiometric age constraints; its depositional interval is therefore bracketed by adjacent units and intrusive events. The underlying Caboclo carbonates yield a Pb–Pb isochron age of 1140 ± 140 Ma, providing a maximum depositional age (Babinski et al., 1993), while mafic dikes cutting the upper Espinhaço units give a U–Pb zircon age of 934 ± 14 Ma, defining a minimum age (Loureiro et al., 2008).

# 3. Study area and methods

This study was conducted in an ornamental rock quarry northeast of the town of Morro do Chapéu, near the Jacuípe River and the Cachoeira do Agreste waterfall (11°29'52.61"S, 41°01'34.92"W, WGS84 datum). The investigation presented here focuses on the western quarry wall, a NNW–SSE trending, freshly cut vertical face 53 m long and 9 m high, which preserves the most complete exposure of the sandy bodies (Fig. 1). Three quarry walls were surveyed to build outcrop-based 3D virtual models (VOMs); however, the western wall is used as the primary example in the main text, whereas the VOMs and derived measurements from the other two walls are provided as supplementary material.

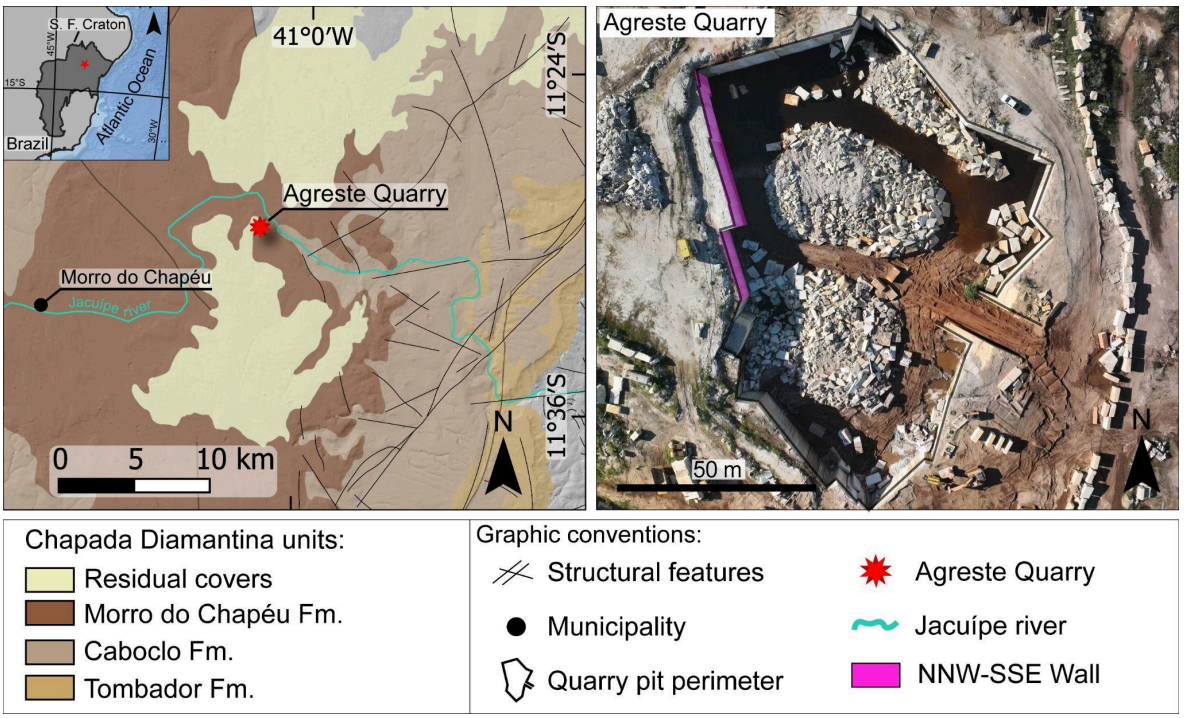



Fig. 1. Study-area location and quarry overview.

The three-dimensional architecture of the sandy bodies was documented using outcrop-based VOMs and a high-resolution (1:50 scale) sedimentary log. The sedimentary log, measured along the access ramp to the quarry pit (the single segment safe for direct measurement), was used to check and calibrate measurements taken from the VOMs. Imagery for the VOMs was captured using a DJI Mavic 2 Pro UAV equipped with a Hasselblad L1D-20c camera (20 MP sensor; 10.26 mm effective focal length). Flights were conducted manually with approximately 80% frontal and 60% side overlap, with the camera oriented orthogonally to the rock faces. To enhance lithological contrast, all faces were pre-wetted prior to imaging. A total of 2,137 images comprised the full dataset (three walls).

Data processing followed a Structure-from-Motion/Multi-View Stereo (SfM–MVS) workflow (Carrivick et al., 2016) implemented in Agisoft Metashape. For the western wall, the processing run incorporated 1,308 images, achieved a ground resolution (GSD) of 0.657 mm/pix, and generated a dense point cloud containing 377,639,668 points. To minimize distortions and streamline mapping, the study area was

subdivided into separate wall-scale models, each producing a dedicated georeferenced orthomosaic. Measurements of the thickness, width, and length of sedimentary bodies and their internal architectural elements were taken directly from the VOMs within Metashape. Bounding surfaces and the outlines of sandy bodies were manually digitized in Adobe Illustrator over the georeferenced orthomosaics. Paleocurrent directions were calculated in CloudCompare software by fitting planes (least-squares method) defined by at least 3 coplanar points on natural corners and irregularities of the outcrop faces; azimuths and dips were derived and subsequently converted into paleoflow vectors.

# 4. Results

## 4.1 Outcrop overview

The quarry exposure is sand-dominated and overall uniform in lithology, comprising predominantly fine- to medium-grained, well-sorted quartz-arenite sandstones that are pervasively silicified, in agreement with petrographic descriptions by Battilani et al. (1996). Mud occurs only as rare, millimeter-thick laminae or thin heterolithic partings. The intense silicification, combined with the near-vertical outcrop geometry, restricts systematic sampling at regular stratigraphic spacing and limits recognition of subtle grain-size variations along the wall. Consequently, the most robust lithological signal at outcrop scale is the up-section change in the degree of sand–mud intercalation, expressed as variations in the proportion of sand-rich versus mud-bearing intervals. Within these constraints, we integrated detailed lithofacies descriptions with bed geometry, bounding-surface relationships, lithofacies proportions, and paleocurrent data to define four architectural elements (Fig. 2), described and interpreted below.

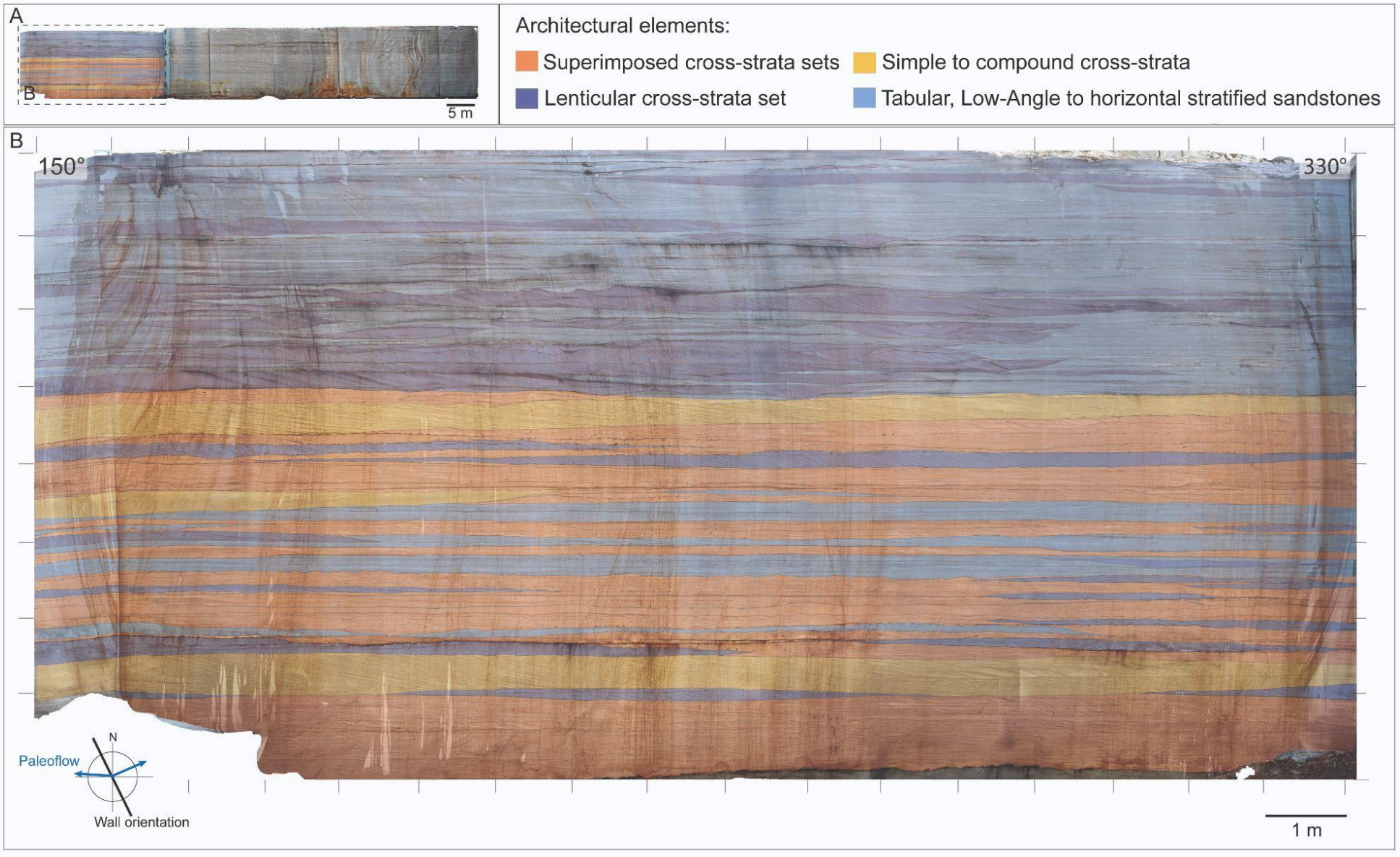



Fig. 2. Distribution of architectural elements along the NNW–SSE quarry wall. (A) Overview of the mapped interval on the NNW–SSE wall; the boxed segment corresponds to panel B. (B) Interpreted panel showing the distribution of architectural elements across a 17 m long and 8.5 m high section

# 4.2 Architectural elements

## 4.2.1 Superimposed cross-strata sets

### 4.2.1.1 Description

This element occurs predominantly in the lower to middle portions of the outcrop, forming laterally extensive sandstone bodies with tabular external geometries. Individual bodies are 15–60 cm thick and extend laterally beyond the exposed section. The lower and upper bounding surfaces are subhorizontal to gently undulatory and of low relief (Fig. 3A, A´). The element is expressed as a subhorizontal, multistorey stack of cross-stratified sandstones. Internally, it comprises a succession of lenticular to tabular sets (typically 5–15 cm thick) bounded by erosive, subhorizontal surfaces (Fig. 3C). The sets are characterized by planar and trough cross-stratification, with recurrent reactivation surfaces. Some cross-stratified sets show lateral thickening and pinch-out, producing a lenticular stacking pattern within the overall sheet-like geometry. Cross-stratified sets are intercalated with lenses (up to 5 cm thick) displaying asymmetric ripple marks; ripple cross-lamination is commonly indistinct, but bedform relief is frequently accentuated and preserved by thin mud drapes (Fig. 3D, E). Massive sandstone occurs subordinately as tabular beds or as infill of small scours or substrate irregularities (Fig. 3D). Mud drapes occur regularly, lining foresets of cross-strata and, locally, marking set boundaries. Paleocurrent indicators from cross-stratification are predominantly directed toward 270°, with a subordinate component toward 50° (Fig. 3B).

### 4.2.1.2 Interpretation

The superimposed cross-strata sets element is interpreted as the product of migrating and climbing sandy bedforms formed under a tide-dominated current regime. The internal organization records a subhorizontal stack of cm–dm-scale dune sets, separated by low-relief erosional bounding surfaces, consistent with repeated phases of dune migration punctuated by scour and partial reworking (Nio and Yang, 1991). The recurrent reactivation surfaces are interpreted as the stratigraphic

expression of repeated modification of lee-slope accretion by alternating dominant and subordinate currents within the tidal cycle (de Mowbray and Visser, 1984). The frequent mud drapes lining foresets and locally defining set boundaries are interpreted to reflect slack-water intervals during which suspended mud settles onto lee slopes and bounding surfaces, a widely used criterion for recognizing tidal influence in cross-stratified sands (Nio and Yang, 1991). Ripple lenses interbedded with dune sets are interpreted as smaller-scale bedforms superimposed on, or interleaved with, dune migration under fluctuating currents (Rubin and McCulloch, 1980). The NNW dominant and subordinate NE directed modes are consistent with reversing ebb–flood currents and tidal-current asymmetry, with bedform migration dominated by the stronger phase and yielding a net sediment-transport component toward the NNW (Dalrymple et al., 1990; Nio and Yang, 1991).

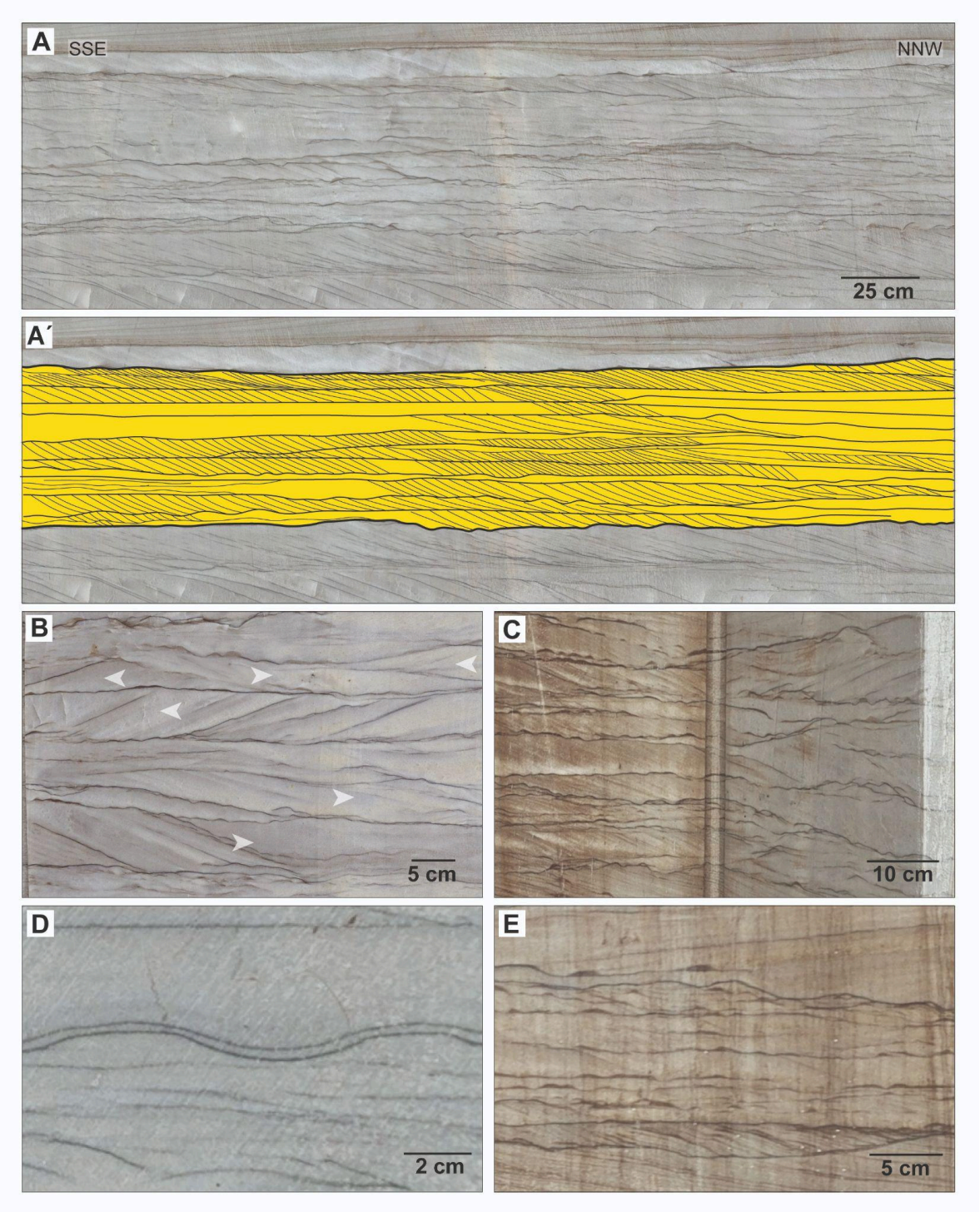



Fig. 3. Superimposed cross-strata sets. (A, A′) Outcrop view and interpretation of the element. (B) Paleocurrent bimodality producing herringbone cross-stratification. (C) Three-dimensional view of the superimposed cross-strata. (D) Two thin mud drapes enclosing a thin sand layer, overlain by a massive sandstone lens. (E) Cross-strata sets with ripple marks and mud drapes.

## 4.2.2 Simple to compound cross-strata

### 4.2.2.1 Description

This element occurs in the lower to middle portions of the exposure and is expressed as laterally extensive, tabular sandstone bodies up to 0.55 m thick. Both basal and upper contacts are predominantly planar, locally becoming slightly undulatory (Fig. 4A, A′). Internally, the element comprises planar and trough cross-stratified sets with common reactivation surfaces and mud drapes. Sets are bounded by flat to concave-up erosional scour surfaces that dip at low angles (up to 7°) in the same direction as the cross-bedding. These bounding surfaces are commonly mud draped and locally downlap at low angle onto the basal bounding surface. Small ripple marks may occur on these low-angle tangential surfaces and are typically capped by mud (Fig. 4D); however, their internal lamination is commonly obliterated.

Compound cross-stratified sets locally transition laterally into simple cross-stratified sets. Reactivation surfaces and mud drapes are common within the simple sets (Fig. 4E). Locally, small-scale cross-strata fill concave, lower-relief irregularities at the tops of simple or compound sets. Paleocurrent data from simple to compound cross-stratified sets show a clear bimodal pattern, with principal modes toward 270° and 70°.

### 4.2.2.2 Interpretation

The architectural element is interpreted as subaqueous, tide-generated compound dunes. The combination of a bimodal paleocurrent pattern, abundant reactivation surfaces, and frequent mud drapes and couplets (Fig. 4C) on set-bounding surfaces is consistent with deposition under reversing tidal currents punctuated by repeated slack-water intervals. During these intervals, fine-grained fallout can occur, and reactivation or truncation surfaces may form during subsequent acceleration and/or flow reversal (Allen, 1980; Nio and Yang, 1991). The repeated occurrence of these discontinuities indicates cyclic alternations between traction-dominated phases and slack-water suspension fallout at flood–ebb time scales. Where mud drapes occur as couplets or bundles, they may additionally record higher-order tidal modulation (Nio and Yang, 1991).

The concordance between foreset dips and adjacent set-bounding surfaces supports a forward-accretion architecture, as expected where dunes migrate down the lee slope of larger compound dunes, constructing stacked packages with a consistent dip direction (Olariu et al., 2012). This forward-accreting style helps distinguish compound tidal dunes from tidal bars, which typically exhibit a strong lateral-migration component expressed by lateral-accretion architecture (Olariu et al., 2012). The local occurrence of smaller dunes and ripples superimposed on larger bedforms is consistent with the development of superimposed bedforms generated by modification of near-bed flow over the larger dune topography (Rubin and McCulloch, 1980).

Along dip, the element ranges from relatively simple dune sets to compound-dune packages and, locally, to more erosional intervals characterized by low-angle master surfaces and concave-up truncations. This spectrum is interpreted as reflecting changes in the relative competence of the dominant versus subordinate phase of the reversing flow (i.e., tidal-current asymmetry), shifting the balance among deposition, reactivation, and erosion (Fig. 4B). Comparable variability in internal architecture is captured by the sand-wave internal-structure framework of Allen (1980), in which Classes III–V span end-member architectures from deposition-dominated cross-sets to erosionally controlled master surfaces (Allen, 1980).

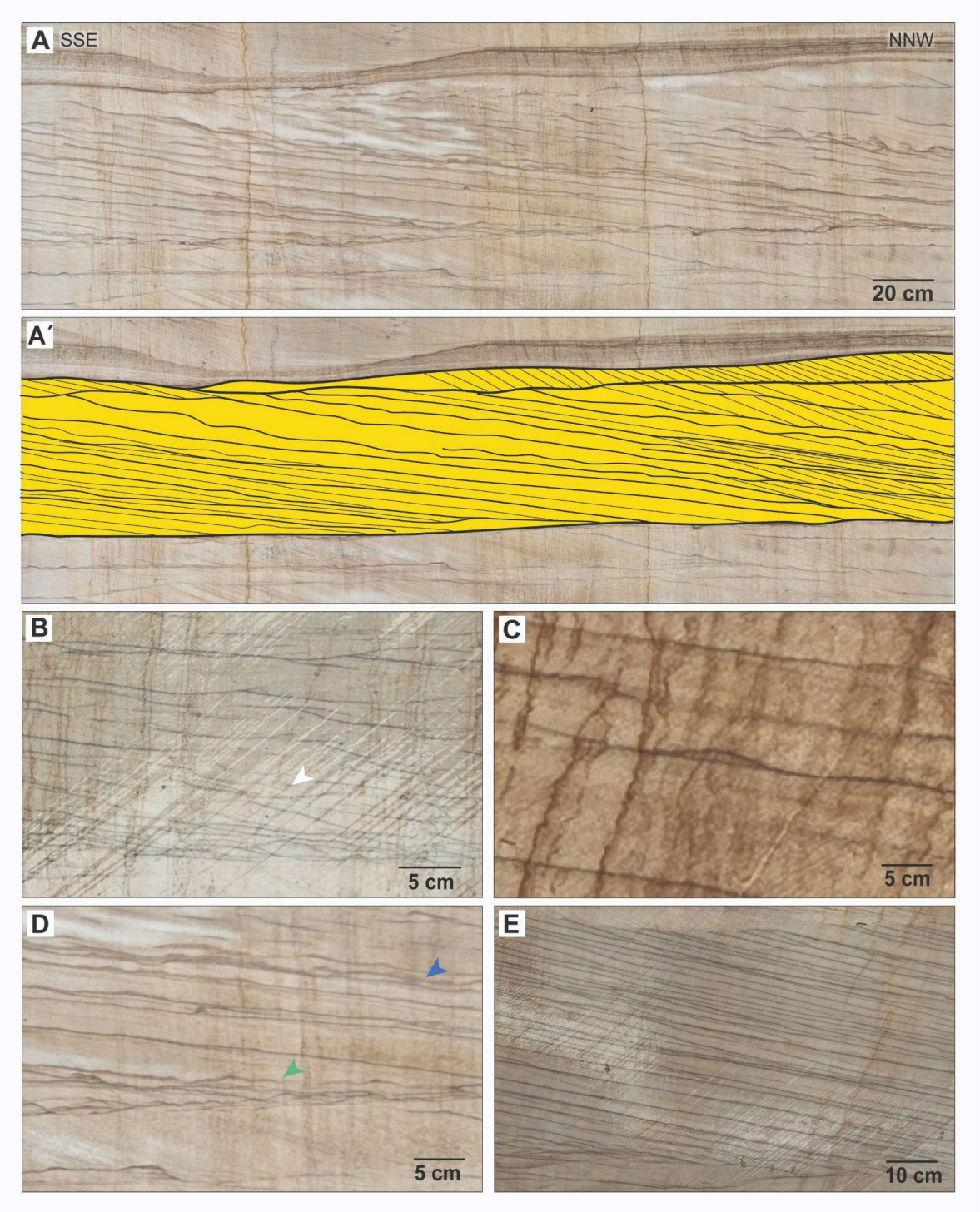



Fig. 4. Simple to compound cross-strata. (A, A′) Outcrop view and interpretation of the simple to compound cross-strata. (B) Cross-strata bounded by concave-up erosional scour surfaces (arrow). (C) Ripple marks with mud couplets. (D) Deformed ripple marks in foresets (blue arrow) and bottomsets (green arrow). (E) Simple cross-strata with widespread mud drapes.

### 4.2.3 Lenticular cross-strata set

#### 4.2.3.1 Description

This element comprises lenticular sandstone bodies, 1.5–24 m long and up to 0.30 m thick. Internally, the lenses are dominated by planar to trough cross-stratification with abundant reactivation surfaces. Basal contacts are commonly planar to gently undulatory, whereas the upper contact are typically more irregular and undulatory (Fig. 5A, A´); locally defined by angular, sharply erosive bounding surfaces (Fig. 5B). Mud drapes occur locally along foresets and reactivation surfaces, but they are generally discontinuous (Fig. 5D). Foresets frequently contain mud-intraclast concentrations, typically around 2 cm in size. Ripple lamination is occasionally preserved within the bottomsets (Fig. 5C). The element is most abundant in the upper portion of the outcrop, where it laterally interfingers with the tabular, low-angle to horizontal stratified tabular element. Paleocurrent measurements are locally bimodal, indicating bedform migration predominantly toward the 310° and 30° (Fig. 5E).

#### 4.2.3.2 Interpretation

These lenticular sandstone bodies are interpreted as deposits of migrating subaqueous dunes formed under asymmetric, reversing tidal currents. Planar to trough cross-stratification records lee-side accretion during the dominant phase, whereas the abundance of reactivation surfaces indicates episodic erosion and reworking by the subordinate (opposing) current; as subordinate-flow strength increases, reactivation surfaces become progressively more erosive and truncate larger portions of the previously deposited lee-side bundle (Allen, 1980; Dalrymple et al., 2012; Nio and Yang, 1991). Local mud drapes along foresets and reactivation surfaces are consistent with suspension fallout during slack-water or short-lived dune inactivity, but their discontinuous and partially eroded character suggests frequent removal during renewed traction and/or reactivation (Desjardins et al., 2012; Nio and Yang, 1991; Visser, 1980). Mud-intraclast concentrations along foresets and reactivation surfaces are interpreted as erosional products of cohesive drapes or muddy veneers during reactivation, while occasional bottomset ripples likely record brief lower-energy intervals at the dune toe and/or during flow reversals (Desjardins

et al., 2012; Nio and Yang, 1991). Paleocurrent data are locally bimodal, with a dominant 310° mode and a subordinate 30° mode, consistent with a reversing system in which dunes migrate mainly under the dominant current but can preserve subordinate-flow structures and locally opposite-directed sets (Dalrymple et al., 1990; Longhitano et al., 2012). The cross-strata sets are marked at the top by angular, sharply erosive truncation surfaces with little evidence of soft-sediment deformation (Fig. 5B), are tentatively interpreted as scours incised into a temporarily consolidated substrate, potentially strengthened by early diagenetic cementation and/or substrate cohesion.

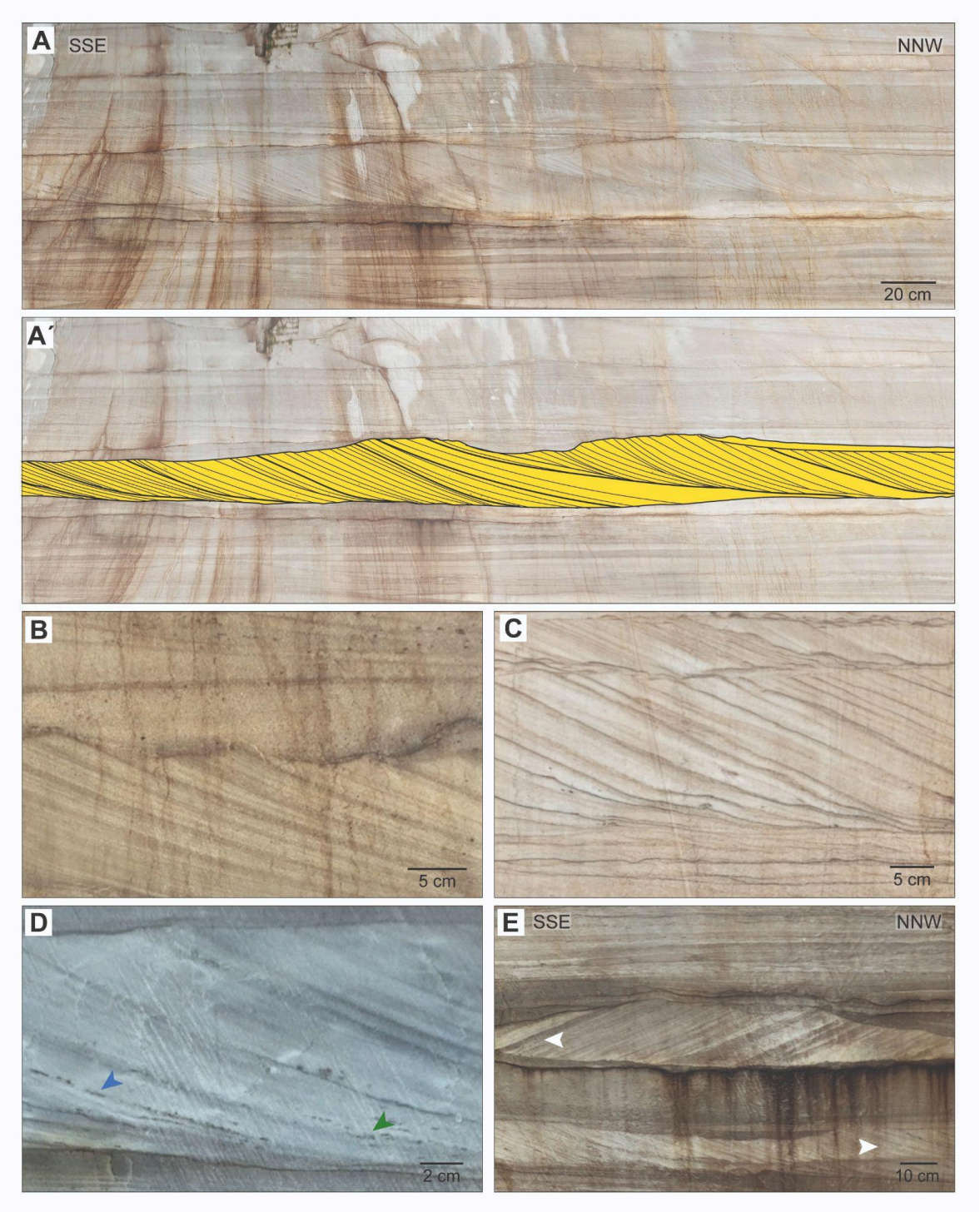



Fig. 5. Lenticular cross-strata set element. (A, A′) Outcrop view and interpretation of the lenticular cross-strata set element. (B) Cross-strata showing angular erosional surfaces to the top. (C) Tangential cross-stratification with mud drapes and ripple marks in the bottomset. (D) Foresets with discontinuous mud drapes (blue arrow) and mud intraclasts (green arrow). (E) Erosively truncated, lens-shaped dune cross-strata showing paleocurrent reversal.

### 4.2.4 Tabular, low-angle to horizontal stratified sandstones

#### 4.2.4.1 Description

This element predominantly occupies the upper segment of the outcrop. It comprises laterally extensive, tabular to gently convex-upward packages, typically 5-30 cm thick. Upper boundaries are mostly planar to subtly undulatory and are locally defined by low-relief truncation surfaces (Fig. 6A, A´). At several locations along the outcrop, the base of the element is erosive, marked by shallow, upward-concave scour surfaces (with a relief of about 20-40 cm) filled by sand with low-angle lamination (Fig. 6D). Internally, beds are characterized by planar-parallel lamination and low-angle cross-stratification. Paleocurrent data show a bimodal distribution (Fig. 6C), with dominant modes toward 250–270° and 50–90°. Mud drapes are not observed on the main set boundaries. Locally, thin ripple-laminated lenses (≤5 cm thick) occur within the element; their tops are gently undulatory and may be capped by rare, very thin mud drapes (Fig. 6B, B´). Sparse, centimeter-scale mudstone intraclasts are present. No systematic vertical trend in grain size or bed/set thickness is apparent. In the uppermost interval, tabular, low-angle to horizontal stratified packages are closely associated with the lenticular cross-strata set, where low-angle strata onlap and locally infill erosional relief on reactivated dune tops.

#### 4.2.4.2 Interpretation

The tabular, low-angle to horizontal stratified element is interpreted to record tide-dominated sandy deposition in a shallow subtidal, supported by its strongly bimodal paleocurrent pattern, which is commonly used as qualitative evidence for ebb–flood reversals in ancient successions (Dalrymple et al., 2012; Klein, 1971). The predominance of horizontal lamination with subordinate low-angle cross-stratification indicates sustained tractional (bedload) transport under high-energy tidal flow, locally approaching upper-flow-regime plane-bed conditions during peak currents (Allen, 1980; Dalrymple et al., 1990; Tirsgaard, 1993).

The near absence of mud drapes along most set boundaries suggests limited preservation of slack-water fallout and/or frequent stripping of thin mud laminations during renewed flow acceleration (Dalrymple et al., 2012; Nio and Yang, 1991).

Where present, thin mud caps restricted to subordinate ripple lenses are consistent with brief slack-water intervals that locally escaped subsequent scouring (Nio and Yang, 1991). Sparse centimeter-scale mudstone intraclasts are compatible with episodic erosion of cohesive mud deposits and their incorporation as clasts during renewed currents, a process documented on tidal flats including along tidal-creek/channel banks (Tirsgaard, 1993).

Shallow, upward-concave scours filled by low-angle laminated sand are interpreted as localized scour-and-fill features produced by focused currents; similar shallow and intermittent channel forms may develop on tidal flats as ebb-drainage pathways and can be periodically widened during higher-energy stages (Fan, 2012; Tirsgaard, 1993). Up-section, tabular, low-angle to horizontal stratified sandstones packages overlie and locally infill erosional relief on the tops of underlying lenticular cross-strata set, indicating repeated alternation between bedform-scale erosion and subsequent sandy aggradation during changing flow conditions (Dalrymple, 1984; Dalrymple et al., 2012).

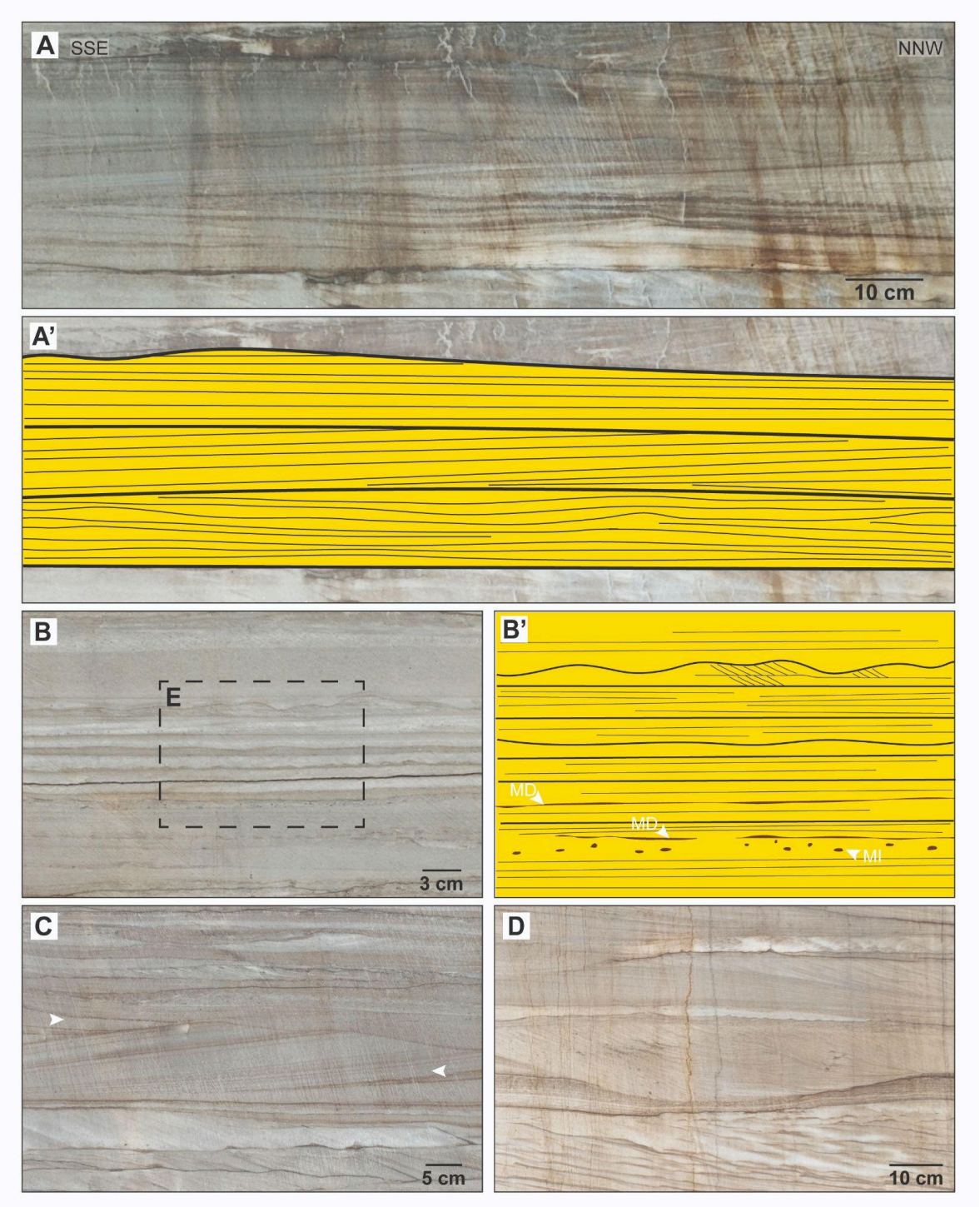



Fig. 6. Tabular, low-angle to horizontal stratified sandstones element. (A, A′) Outcrop view and interpretation of the lenticular, low-angle to horizontal stratified sandstones element. (B, B′) Planar-parallel lamination with ripple forms; mud drapes (MD) and mud intraclasts (MI). (C) Low-angle cross-stratification showing paleocurrent reversal. (D) Scour-and-fill structures.

## 4.3 Outcrop Vertical Variations

A distinct vertical shift in architectural elements is evident in the outcrop and is marked by a laterally persistent surface. This surface can be traced across the entire panel at approximately the 5.5 m level (Fig. 7). It coincides with a clear lithologic color change and defines two contrasting intervals. Below the surface (representing about 60% of the mapped panel thickness and area), deposition is dominated by superimposed cross-strata sets, with a substantial contribution from simple to compound cross-stratified sets. Tabular, low-angle to horizontally stratified sandstone sets and lenticular cross-strata sets are subordinate, occurring as thinner, discontinuous beds.

Above the surface (the upper about 40% of the panel), the architecture shifts abruptly to an assemblage dominated by tabular, low-angle to horizontally stratified sandstones, with a strong secondary contribution from lenticular cross-strata sets. In contrast, superimposed cross-strata sets and simple to compound cross-stratified sets are effectively absent. This change reflects a fundamental shift in depositional style: the lower interval is constructed primarily from bedform- and dune-scale deposits, whereas the upper interval is characterized by laterally extensive low-angle sets and abundant reactivation features that dominate the stratigraphic record.

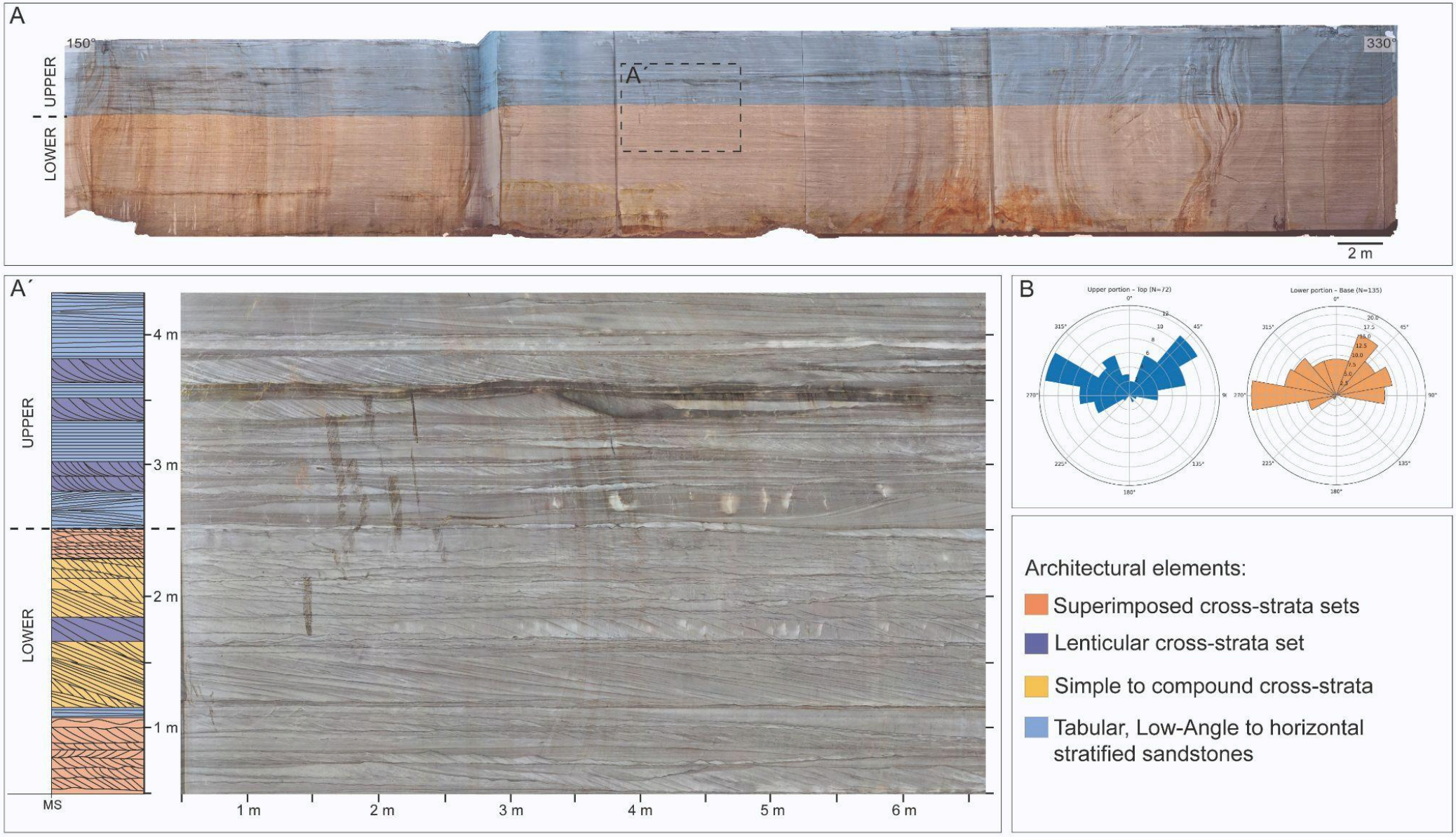



Fig. 7. Differences between the upper and lower sections. (A) Orthomosaic of the NNW–SSE quarry wall showing the subdivision into upper and lower sections. (A′) Close-up of the dashed-box area in (A), with interpretation. (B) Rose diagrams comparing paleocurrent directions from the upper and lower sections.

# 5. Discussion

## 5.1. Precambrian boundary conditions as an interpretive filter for tidal-flat diagnosis

In Precambrian successions, interpretations of marine influence environments commonly rely on sedimentary structures and their organization into architectural elements because body and trace fossils are scarce (Eriksson and Simpson, 2012). A key implication for tidal facies analysis is that single qualitative indicators are rarely diagnostic in isolation; more robust interpretations require convergence among independent tidal criteria evaluated within their architectural and bounding-surface context (Eriksson and Simpson, 2012).

A Proterozoic boundary condition is the pre-vegetation character of coastal landscapes. Without rooted plants, the trapping and long-term retention of fines on paralic surfaces can differ substantially from most Phanerozoic analogues, and many tide-influenced successions are consequently sand-prone, with mud-rich heterolithic intervals being rare, localized, or preferentially under-recorded (Bradley et al., 2018). In such settings, mud abundance should be treated as a supply- and preservation-sensitive signal rather than a decisive discriminator of tidal position, and assessed alongside independent tidal criteria (Bradley et al., 2018; Eriksson and Simpson, 2012). The same absence of vegetation also affects bank strength, floodplain cohesion, and the propensity for flow to become localized into persistently confined, narrow conduits. Pre-vegetation fluvial reviews emphasize laterally mobile, bedload-dominated channel belts and weakly developed muddy floodplains, conditions that can favored broad sand bodies and coastal feeder networks that are less persistently confined than many post-vegetation analogues (McMahon and Davies, 2018). This style implies that tide-influenced coastal depocentres may develop without incision-dominated valley architectures, because the stratigraphic template for localized, stable confinement can be less readily maintained in the absence of vegetation-mediated cohesion (McMahon and Davies, 2018). A Mesoproterozoic example consistent with this expectation is the Lower Tombador

Formation, where an unincised fluvial–tide-dominated estuarine system is documented, illustrating that tide-influenced coastal depocentres can develop without valley-incision as a prerequisite for estuarine-style stratigraphic organization (Magalhães et al., 2014). Together, these boundary conditions make it more likely that sand-dominated tidal successions preserve extensive sheet-like sand bodies and discontinuity-bounded architectural shifts even where mud-rich heterolithics and incision-related valley fills are limited.

Finally, substrate cohesion may be enhanced locally by microbial mats, commonly inferred to have been extensive on Proterozoic shallow-marine substrates (Bottjer, 2010; Buatois et al., 2014; Droser et al., 2022). Modern-process studies show that microbial films can bind grains, increase near-surface cohesion, and protect delicate laminae and surfaces against erosion, thereby biasing preservation toward subtle structures and reactivation surfaces even under repeated reworking (Cuadrado and Pizani, 2007; Noffke, 2021). Under these boundary conditions, mud-related tidal criteria in sand-prone successions are best treated as intermittently recorded (e.g., discontinuous drapes and preferential erasure during peak-stage traction), reinforcing the need for an explicit preservational filter when diagnosing tidal-flat deposits (Bradley et al., 2018; Eriksson and Simpson, 2012).

## 5.2 Paleoenvironmental characterization

Applying this preservational filter, we interpret the Morro do Chapéu exposure as comprising two stratigraphic intervals separated by a laterally persistent surface. Both intervals are attributed to tide-dominated deposition based on the recurrent association of independent tidal criteria (ebb–flood reversals, reactivation surfaces, and slack-water mud drapes), and this interpretation is consistent with the absence of storm-wave structures such as hummocky or swaley cross-stratification (Longhitano et al., 2012). Likewise, the lack of fluvial-style organization and persistently unidirectional bedform patterns argues against a purely river-dominated origin (Dalrymple and Choi, 2007). On this basis, the two domains are recognized as a shallow-subtidal sand-flat deposition.

### 5.2.1. Lower interval

The lower interval is dominated by dune- to macroform-scale cross-stratification in which reactivation surfaces and low-relief erosional set boundaries record repeated alternation between lee-side accretion and bedform-scale truncation during the tidal cycle (Allen, 1980; de Mowbray and Visser, 1984; Nio and Yang, 1991). Bimodal paleocurrents are consistent with ebb–flood reversals and tidal-current asymmetry, in which net migration reflects the stronger phase but subordinate-flow structures may be intermittently preserved (Dalrymple et al., 1990; Longhitano et al., 2012; Nio and Yang, 1991).

Mud drapes lining foresets and locally defining set boundaries indicate slack-water fallout during pauses in traction transport (Visser, 1980). Where preserved as mud couplets (double mud drapes), they record two slack-water intervals within an ebb–flood cycle and imply that both slack-water stages occurred under water cover, supporting a predominantly subtidal setting (Nio and Yang, 1991).

Subordinate low-angle to planar-parallel stratification within the cross-stratified packages is interpreted as episodic high-stage flow during peak currents, expressed as reduced bedform relief relative to surrounding dune-scale sets (Flemming, 2000). Where peak flows approach the dune–upper-stage plane-bed transition, dune growth may be suppressed and planar lamination may form under upper-stage plane-bed conditions (Bridge and Best, 1988). In a persistently subaqueous context, such high-stage interbeds may reflect short-lived increases in peak tidal-current strength related to tidal forcing variability (including spring–neap modulation) and/or local hydrodynamic amplification in shallow-marine settings (Nio and Yang, 1991; Reynaud and Dalrymple, 2012). Because no systematic up-section change in low-angle/planar-parallel strata is observed within the lower interval, these beds are treated as episodic peak-energy stages rather than a unique indicator of depth change.

### 5.2.2. Upper interval

Above the discontinuity surface, the upper interval is dominated by the tabular, low-angle to horizontal stratified sandstones architectural element, expressed as

laterally extensive, decimeter-thick packages of planar-parallel lamination and low-angle cross-stratification. This architecture is consistent with recurrent peak-stage bedload transport under upper-flow-regime to transitional conditions in a very shallow subtidal sand-flat setting (Dalrymple et al., 1990; Tirsgaard, 1993). Mud drapes are less persistently preserved than in the lower interval, which is attributed to frequent high-stage reworking and erosional truncation during reversals; as a result, set boundaries are more commonly erosional than continuously mud draped (Dalrymple et al., 2012; Nio and Yang, 1991).

Lenticular cross-strata occur as subordinate but recurring interbeds, forming discontinuous bodies with abundant reactivation surfaces and local mud-intraclast concentrations along foresets and bounding surfaces. This architecture records repeated alternation between bedform accretion and partial truncation during ebb–flood reversals, when the subordinate phase periodically attained sufficient competence to erode lee slopes and modify cross-strata (Allen, 1980; Nio and Yang, 1991). Reactivation does not require permanently subtidal conditions: even if parts of the sand-flat emerged near low tide, reworking would occur during submerged stages when both tidal phases can generate traction and local erosion (Nio and Yang, 1991).

Shallow scours and channel-like concave-up erosional forms emphasize the erosive character of the upper interval and are compatible with localized, short-lived channelization across a sandy flat. In macrotidal sand-flat settings, upper-flow-regime parallel lamination may dominate, while cut-and-fill structures can develop locally where shallow braided channels cross the flat surface (Dalrymple et al., 1990). Open-coast tidal-flat analogues further indicate that such channels may be shallow and intermittent, functioning mainly as ebb-drainage pathways (Fan, 2012). Accordingly, these scours/channels are interpreted as ephemeral drainage and reworking features developed across a very shallow subtidal sand-flat.

## 5.3. The hydrodynamic amplification of peak-stage tidal traction controlling the depositional architecture

The studied outcrop comprises two distinct stratigraphic intervals that, despite overall tidal dominance, display contrasting depositional architectures. The surface that

separates these intervals is weakly erosive and lacks a coarse lag, which argues against a ravinement-type origin and instead supports an intra-system bypass/reworking surface (Reynaud and Dalrymple, 2012). Two outcrop-scale observations further constrain viable mechanisms: (i) paleocurrent distributions are not statistically different across the surface (Fig. 7B), and (ii) no systematic grain-size trend is recognized at outcrop scale. This inference is supported by circular statistics comparing the lower (n = 135) and upper (n = 72) datasets (Mardia–Watson–Wheeler test: W = 0.184, df = 2, p = 0.912). Paleocurrent measurements have an estimated directional uncertainty of approximately ±5–10°. Together, these constraints suggest that the reorganization primarily reflects a change in transport intensity and preservation potential, rather than a change in sediment calibre or a rotation of transport pathways.

Given the lack of strong independent evidence for shallowing, the most parsimonious process capable of shifting the preserved bedform domain while maintaining persistent tidal signatures is hydrodynamic amplification of peak-stage tidal traction. In tide-dominated shallow-marine systems, changes in the internal distribution of tidal energy and the efficiency/focusing of tidal currents can increase peak velocities and/or prolong the fraction of the tidal cycle spent under high-traction conditions without requiring a detectable change in local water depth (Reynaud and Dalrymple, 2012). A subtle shallowing component cannot be excluded, but it is not required by the outcrop-scale evidence currently available. Under this view, the observed reorganization is best explained by a higher proportion of the tidal cycle spent near peak-stress conditions, increasing reworking and reducing preservation of lower-traction deposits.

The key stratigraphic consequence of amplified peak-stage traction is threshold behaviour in bedform stability. When peak stresses remain predominantly within the dune stability field, dunes can grow and migrate as the main building blocks of the succession. As peak-stage stresses approach or exceed the dune–upper-stage plane-bed transition, dune growth becomes inhibited, bedform relief is repeatedly reduced, and the preserved product shifts toward plane-bed and low-relief bedform states that generate planar lamination and low-angle stratification (Bridge and Best, 1988). This framework provides a direct process explanation for the upper-interval

architecture: the system spent more time near or above the plane-bed threshold, so laterally extensive low-angle/planar accretion became volumetrically dominant even though the tidal signal persisted (Bridge and Best, 1988; Tirsgaard, 1993). In this context, the observed alternation between sheet-like low-angle to horizontal stratified sandstones and interbedded lenticular cross-strata lenses is interpreted to reflect repeated switching between near plane-bed conditions during peak stages and dune development during intermediate stages. We therefore interpret the reduced contribution of thicker dune-scale sets in the upper interval primarily as a preservational bias under recurrent high-traction reworking, even if dune-scale bedforms continued to form intermittently.

Localized scour-and-fill features in the upper interval are consistent with spatially restricted flow focusing during peak stages and help explain the patchy, element-scale architectural overprinting whereby low-angle sheets locally drape and infill relief carved into reactivated dune tops (Reynaud and Dalrymple, 2012). Their limited distribution suggests they are best treated as expressions of the amplified high-traction regime rather than the primary cause of the panel-scale architectural shift.

These mechanisms also account for the morphology of the surface that separates the intervals. A shift toward a more bypass-prone, high-traction regime promotes repeated planation of low-relief bedforms and shallow, distributed reworking, generating laterally persistent erosional surfaces that may be lag-poor. The same increase in peak-stage reworking provides a straightforward explanation for the reduced persistence of mud drapes above the discontinuity: slack-water muds may still form intermittently, but are more likely to be stripped during renewed traction, leaving only rare protected drapes and/or reworked mud intraclasts (Nio and Yang, 1991).

In summary, the architectural change across the surface is most parsimoniously explained by hydrodynamic amplification of peak-stage tidal traction and threshold behaviour in sandy bedform fields, which biases preservation toward plane-bed/low-relief accretion and enhances bypass without requiring a detectable rotation of net transport direction or a systematic grain-size shift.

## 5.4. Depositional-system framing and Proterozoic context

### 5.4.1. Tidal sand-sheet

Based on the documented facies associations and architectural elements of the Morro do Chapéu Formation, the studied intervals are interpreted as tide-dominated sandy deposits in a subtidal setting. The dominance of laterally extensive, sheet-like sandbodies, internally composed mainly of ripple- to dune-scale bedforms and supercritical-flow structures, and commonly bounded by sharp, near-planar set-bounding surfaces, suggests deposition within a tidal sand-sheet system (Desjardins et al., 2012). The rarity of fine-grained deposits indicates a proximal (core) domain of a tidal sand-sheet complex, developed in a very shallow, high-energy subtidal environment (Desjardins et al., 2012). This proximal domain represents the most energetic segment of the transport pathway, characterized by sustained bedload migration and high reworking rates, which promote widespread sand deposition and limit mud preservation; mud is therefore typically scarce or only intermittently retained (Desjardins et al., 2012).

### 5.4.2. Proterozoic tidal patterns

The Morro do Chapéu tidal succession adds a tightly constrained example of tabular, sand-prone tidal deposits to the Proterozoic record. However, Proterozoic transgressive siliciclastic tidal successions are characterized by a diversity of depositional systems. Sheet-like sandy bodies form a recurrent end-member, commonly expressed as very shallow subtidal–intertidal shoreline sand-flats, where tabular sandbodies occur with tidal heterolithics, ebb–flood paleocurrents, and pervasive reactivation (Eriksson et al., 1995; Köykkä and Lamminen, 2011; Ojakangas, 1983). Other successions instead preserve explicitly subtidal dune–sandwave fields or sand ridges, supported by reversing currents, compound cross-bedding, and cyclic drapes or bundling (Bose, 1997; Deb, 2005; Levell, 1980; Lindsay, 1999). Bar- and channel-dominated architectures are likewise common, including tidal point-bar successions with inclined heterolithic strata (Verma and Shukla, 2020), tide-reworked deltaic bar elements linked to tidal flats (Mall and Bhattacharya, 2024), and estuarine to tidal-channel complexes where tidal structures

are abundant but confinement may be morphologically subtle (Ahmad et al., 2002; Ehlers and Chan, 1999; Tirsgaard, 1993). A practical implication is that tabular ("sheet") sandstones are not inherently non-channelized, because they may represent channel fills or channel complexes in some cases. Although many Proterozoic examples are sand-prone and traction-dominated, with mud mainly as intermittent drapes and bundle-scale partitions (Levell, 1980; Magalhães et al., 2014; Tirsgaard, 1993), fine-grained tidal shelves also occur where mud retention and preservation are high (Arrouy and Gómez-Peral, 2021). Within this spectrum, Morro do Chapéu is best placed in the sheet-like shoreline sand-flat end-member, providing a clear example of how a sand-flat (sand-sheet) architecture can be generated and preserved during transgression in a sand-prone Proterozoic shoreline system.

## 5.5. Why tidal influence becomes dominant and why it disappears abruptly: paleogeography, wave shielding, and sequence-scale shoreline reorganization

At Morro do Chapéu, tidal influence is best framed as a short-lived stratigraphic window opened during transgression, rather than a long-lived shoreline regime. In the sequence stratigraphic framework of de Souza et al. (2019), the tide-dominated subtidal sandy interval occurs within the TST and overlies alluvial to fluvial deposits assigned to the LST. The lowstand succession records shoreline reorganization following a relative sea level fall. We propose that the onset of transgression took place along an irregular, locally embayed coastline, which could have temporarily reduced effective wave fetch through wave shielding and promoted partial semi-confinement while maintaining efficient tidal exchange. Under such conditions, tidal currents would be more likely to dominate the preserved tractional record, whereas high fluvial sediment supply would primarily enhance sand availability and preservation potential rather than directly amplifying the tide.

We interpret the onset of strong tidal imprint as the product of a transgressive paleogeographic configuration that temporarily promoted wave shielding and partial semi-confinement while maintaining efficient tidal exchange, allowing tidal currents to dominate the preserved tractional record. Local hydrodynamic amplification, for example resonance and/or flow focusing along tidal transport pathways, could further

increase peak stage traction without requiring a resolvable depth shift at outcrop scale, consistent with shallow marine tidal process models (Reynaud and Dalrymple, 2012).

We attribute the abrupt reduction in preserved tidal dominance, and the return to a wave-dominated context within the TST, to shoreline reorganization during continued transgression. As transgression progressed, the coastline evolved toward a more open coast, upper shoreface regime, sensu de Souza et al. (2019), increasing wave effectiveness at the site and rapidly overprinting or bypassing the prior tidal domain. In this view, tidal currents did not need to cease; rather, the preserved record switches rapidly from tide-dominated subtidal sand-sheet products to wave-dominated shoreface facies as exposure and wave reworking intensify.

# 6. Conclusions

This study documents the facies architecture of a tide-dominated, transgressive sand-flat interval in the Morro do Chapéu Formation using UAV-derived digital outcrop models and outcrop-scale mapping of bounding surfaces and architectural elements. The outcrop records two tide-imprinted shallow-subtidal domains separated by a laterally persistent, gently erosional, lag-free surface.

(i) The lower interval comprises sheet-like small-dune deposits with common reactivation surfaces, locally bimodal paleocurrents, and intermittent mud drapes, recording sustained ebb–flood alternation in a subtidal sand-flat.

(ii) Across the surface, the architecture shifts to laterally extensive low-angle to planar-stratified sand-sheets with reactivated dune lenses and localized scour-and-fill, indicating stronger peak-stage traction, greater bypass, and reduced preservation of slack-water fines.

(iii) This reorganization is most parsimoniously interpreted as intra-system reworking driven by amplification of peak-stage tidal currents and threshold behaviour in sandy bedform fields. More frequent conditions near/above the dune–upper-stage plane-bed transition biased preservation toward planar/low-relief accretion, promoted distributed planation, and produced the laterally persistent, lag-free erosional surface.

(iv) In depositional-system terms, the outcrop represents a proximal (core) domain of a tidal sand-sheet complex spanning dune-stability to transitional/upper-flow-regime conditions during peak-stage currents, consistent with a high-reworking core where erosional reworking and bypass are common. The persistently sand-prone character and paucity of mud, even in this Proterozoic setting, imply limited fine-sediment retention and/or supply under sustained high-energy winnowing.

(v) More broadly, the Morro do Chapéu succession provides a well-constrained Proterozoic example of a sheet-like, shoreline sand-flat end-member within transgressive tidal siliciclastic systems, illustrating how sand-sheet architectures can be generated and preserved on pre-vegetation shorelines.

Finally, in sand-prone Precambrian successions, tidal interpretations should rely on converging tidal criteria within an explicit bounding-surface and architectural framework, and recognize that lag-free, gently erosional surfaces may record intra-system reworking during transgression in tidal sand-sheet systems.

## Funding source

This study was financed by the Human Resources Program of the Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (PRH/ANP – PRH14/Geosciences UFRGS), supported by financial resources derived from investments made by qualified petroleum companies under the R,D&I clause established by ANP Resolution No. 50/2015, and by the Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP; Grant No. 2025/03248-0).

# References

Ahmad, A.M., Singh, A., Khan, M.H.A., Arooq, S.H.F., 2002. Tidal channel, upper shoreface-beach foreshore model: an example from bhander sandstone, baretha area (bayana), district Bharatpur, Rajasthan 56, 281–288.

Alkmim, F.F., Martins-Neto, M.A., 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. Mar. Pet. Geol. 33, 127–139. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.08.011

Allen, J.R.L., 1980. Sand waves: A model of origin and internal structure. Sediment. Geol. 26, 281–328. https://doi.org/10.1016/0037-0738(80)90022-6

Arrouy, M.J., Gómez-Peral, L.E., 2021. Exposing the inside of the fine-grained siliciclastic tidal shelf deposits of the Alicia Formation, Tandilia Basin, during the Ediacaran anoxia in the Clymene Ocean. J. South Am. Earth Sci. 106, 102945. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102945

Babinski, M., Van Schmus, W.R., Chemale Junior, F., Brito Neves, B.B. de, Rocha, A.J.D., 1993. Idade isocrônica Pb/Pb em rochas carbonáticas da Formação Caboclo em Morro do Chapéu, BA. Anais 160–163.

Battilani, G.A., Gomes, N.S., Guerra, W.J., 1996. EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA DOS ARENITOS DA FORMAÇÃO MORRO DO CHAPÉU, GRUPO CHAPADA DIAMANTINA, NA REGIÃO DE MORRO DO CHAPÉU, BAHIA. Geonomos. https://doi.org/10.18285/geonomos.v4i2.203

Bose, P., 1997. Tidal sandwaves and related storm deposits in the transgressive Protoproterozoic Chaibasa Formation, India. Precambrian Res. 84, 63–81. https://doi.org/10.1016/S0301-9268(97)00016-8

Bottjer, D.J., 2010. The cambrian substrate revolution and early evolution of the phyla. J. Earth Sci. 21, 21–24. https://doi.org/10.1007/s12583-010-0160-7

Bradley, G., Redfern, J., Hodgetts, D., George, A.D., Wach, G.D., 2018. The applicability of modern tidal analogues to pre-vegetation paralic depositional models. Sedimentology 65, 2171–2201. https://doi.org/10.1111/sed.12461

Bridge, J.S., Best, J.L., 1988. Flow, sediment transport and bedform dynamics over the transition from dunes to upper-stage plane beds: implications for the formation of planar laminae. Sedimentology 35, 753–763. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1988.tb01249.x

Buatois, L.A., Narbonne, G.M., Mángano, M.G., Carmona, N.B., Myrow, P., 2014. Ediacaran matground ecology persisted into the earliest Cambrian. Nat. Commun. 5, 3544. https://doi.org/10.1038/ncomms4544

Carrivick, J., Smith, M., Quincey, D., 2016. Structure from motion in the geosciences, New analytical methods in earth and environmental science. Wiley Blackwell, Chichester, West Sussex, SQ, UK Ames, Iowa.

Cuadrado, D.G., Pizani, N.V., 2007. Identification of microbially induced sedimentary structures over a tidal flat. Lat. Am. J. Sedimentol. Basin Anal. 14, 105–116.

Dalrymple, R.W., 1984. Morphology and internal structure of sandwaves in the Bay of Fundy. Sedimentology 31, 365–382. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1984.tb00865.x

Dalrymple, R.W., Choi, K., 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. Earth-Sci. Rev. 81, 135–174. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.10.002

Dalrymple, R.W., Knight, R.J., Zaitlin, B.A., Middleton, G.V., 1990. Dynamics and facies model of a macrotidal sand-bar complex, Cobequid Bay—Salmon River Estuary (Bay of Fundy). Sedimentology 37, 577–612. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1990.tb00624.x

Dalrymple, R.W., Mackay, D.A., Ichaso, A.A., Choi, K.S., 2012. Processes, Morphodynamics, and Facies of Tide-Dominated Estuaries, in: Davis Jr., R.A., Dalrymple, R.W. (Eds.), Principles of Tidal Sedimentology. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 79–107. https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_5

de Mowbray, T., Visser, M.J., 1984. Reactivation surfaces in subtidal channel deposits, Oosterschelde, Southwest Netherlands. J. Sediment. Res. 54, 811–824. https://doi.org/10.1306/212F8503-2B24-11D7-8648000102C1865D

De Souza, E.G., Scherer, C.M.S., Dos Reis, A.D., Bállico, M.B., Ferronatto, J.P.F., Bofill, L.M., Kifumbi, C., 2019. Sequence stratigraphy of the mixed wave-tidal-dominated Mesoproterozoic sedimentary succession in Chapada Diamantina Basin, Espinhaço supergroup– Ne/Brazil. Precambrian Res. 327, 103–120. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.03.007

Deb, S.P., 2005. Tidal shelf sedimentation in the Neoproterozoic Chattisgarh succession of central India. J. Earth Syst. Sci. 114, 211–226. https://doi.org/10.1007/BF02702946

Desjardins, P.R., Buatois, L.A., Pratt, B.R., Mángano, M.G., 2012. Sedimentological–ichnological model for tide-dominated shelf sandbodies: Lower Cambrian Gog Group of western Canada. Sedimentology 59, 1452–1477. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2011.01312.x

Droser, M.L., Evans, S.D., Tarhan, L.G., Surprenant, R.L., Hughes, I.V., Hughes, E.B., Gehling, J.G., 2022. What Happens Between Depositional Events, Stays Between Depositional Events: The Significance of Organic Mat Surfaces in the Capture of Ediacara Communities and the Sedimentary Rocks That Preserve Them. Front. Earth Sci. 10, 826353. https://doi.org/10.3389/feart.2022.826353

Ehlers, T.A., Chan, M.A., 1999. Tidal sedimentology and estuarine deposition of the Proterozoic Big Cottonwood Formation, Utah. J. Sediment. Res. 69, 1169–1180. https://doi.org/10.2110/jsr.69.1169

Eriksson, K.A., Simpson, E., 2012. Precambrian Tidal Facies, in: Davis Jr., R.A., Dalrymple, R.W. (Eds.), Principles of Tidal Sedimentology. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 397–419. https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_15

Eriksson, P.G., Reczko, B.F.F., Jaco Boshoff, A., Schreiber, U.M., Van Der Neut, M., Snyman, C.P., 1995. Architectural elements from Lower Proterozoic braid-delta and high-energy tidal flat deposits in the Magaliesberg Formation, Transvaal Supergroup, South Africa. Sediment. Geol. 97, 99–117. https://doi.org/10.1016/0037-0738(95)00004-R

Fan, D., 2012. Open-Coast Tidal Flats, in: Davis Jr., R.A., Dalrymple, R.W. (Eds.), Principles of Tidal Sedimentology. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 187–229. https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_9

Ferronatto, J.P.F., Scherer, C., Drago, G., Goulart Rodrigues, A., de Souza, E., Reis, A., Bállico, M.B., Kifumbi, C., Cazarin, C., 2021. Mixed carbonate-siliciclastic sedimentation in a mesoproterozoic storm-dominated ramp: Depositional processes and stromatolite development. Precambrian Res. 361, 106240. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106240

Ferronatto, J.P.F., Scherer, C.M.D.S., Angonese, B.S., Goulart Rodrigues, A., De Souza, E.G., Kifumbi, C., Dos Reis, A.D., Guadagnin, F., Cazarin, C.L., 2024. Mesoproterozoic siliciclastic stromatolites of Chapada Diamantina (Brazil): Morphological types, genesis and environmental context. J. South Am. Earth Sci. 146, 105052. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2024.105052

Flemming, B.W., 2000. The role of grain size, water depth and flow velocity as scaling factors controlling the size of subaqueous dunes, in: Marine Sandwave Dynamics, International Workshop. pp. 23–24.

Klein, G.D., 1971. A Sedimentary Model for Determining Paleotidal Range. Geol. Soc. Am. Bull. 82, 2585. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1971)82%255B2585:ASMFDP%255D2.0.CO;2

Köykkä, J., Lamminen, J., 2011. Tidally influenced clastic epeiric sea at a Mesoproterozoic continental margin, Rjukan Rift Basin, southern Norway. Precambrian Res. 185, 164–182. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2010.12.005

Levell, B.K., 1980. A late Precambrian tidal shelf deposit, the Lower Sandfjord Formation, Finnmark, North Norway. Sedimentology 27, 539–557. https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1980.tb01646.x

Lindsay, J.F., 1999. Heavitree Quartzite, a Neoproterozoic ( *ca* 800–760 Ma), high-energy, tidally influenced, ramp association, Amadeus Basin, central Australia. Aust. J. Earth Sci. 46, 127–139. https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.1999.00693.x

Longhitano, S.G., Mellere, D., Steel, R.J., Ainsworth, R.B., 2012. Tidal depositional systems in the rock record: A review and new insights. Sediment. Geol. 279, 2–22. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.03.024

Loureiro, H.S.C., Lima, E.S., Macedo, E.P., Bahiense, J.B.A., Neves, J.P., Guimarães, J.T., Teixeira, L.R., Abram, M.B., Santos, R.A. dos, Melo, R.C., 2008. Projeto Barra-Oliveira dos Brejinhos. CPRM.

Magalhães, A.J.C., Raja Gabaglia, G.P., Scherer, C.M.S., Bállico, M.B., Guadagnin, F., Bento Freire, E., Silva Born, L.R., Catuneanu, O., 2016. Sequence hierarchy in a Mesoproterozoic interior sag basin: from basin fill to reservoir

scale, the Tombador Formation, Chapada Diamantina Basin, Brazil. Basin Res. 28, 393–432. https://doi.org/10.1111/bre.12117

Magalhães, A.J.C., Scherer, C.M.S., Raja Gabaglia, G.P., Bállico, M.B., Catuneanu, O., 2014. Unincised fluvial and tide-dominated estuarine systems from the Mesoproterozoic Lower Tombador Formation, Chapada Diamantina basin, Brazil. J. South Am. Earth Sci. 56, 68–90. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.07.010

Mall, A., Bhattacharya, B., 2024. Significance of a Mesoproterozoic tide-reworked fan delta – tidal flat transition: A transgressive-regressive model. Mar. Pet. Geol. 162, 106755. https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2024.106755

Martins-Neto, M.A., 2000. Tectonics and sedimentation in a paleo/mesoproterozoic rift-sag basin (Espinhaço basin, southeastern Brazil). Precambrian Res. 103, 147–173. https://doi.org/10.1016/S0301-9268(00)00080-2

McMahon, W., Davies, N., 2018. Evolution of alluvial mudrock forced by early land plants. Science 359, 1022–1024. https://doi.org/10.1126/science.aan4660

Nio, S.-D., Yang, C.-S., 1991. Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: a review. Clastic Tidal Sedimentol. 16, 3–28.

Noffke, N., 2021. Microbially Induced Sedimentary Structures in Clastic Deposits: Implication for the Prospection for Fossil Life on Mars. Astrobiology 21, 866–892. https://doi.org/10.1089/ast.2021.0011

Ojakangas, R.W., 1983. Tidal deposits in the early Proterozoic basin of the Lake Superior region—The Palms and the Pokegama Formations: Evidence for subtidal-shelf deposition of Superior-type banded iron-formation, in: Geological Society of America Memoirs. Geological Society of America, pp. 49–66. https://doi.org/10.1130/MEM160-p49

Olariu, C., Steel, R.J., Dalrymple, R.W., Gingras, M.K., 2012. Tidal dunes versus tidal bars: The sedimentological and architectural characteristics of compound dunes in a tidal seaway, the lower Baronia Sandstone (Lower Eocene), Ager Basin, Spain. Sediment. Geol. 279, 134–155. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.07.018

Pedreira, A., Waele, B., 2008. Contemporaneous evolution of the Palaeoproterozoic–Mesoproterozoic sedimentary basins of the São Francisco–Congo Craton. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 294. https://doi.org/10.1144/SP294.3

Pedreira, A.J., 1994. O Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina centro-oriental, Bahia: sedimentologia, estratigrafia e tectônica. São Paulo.

Reynaud, J.-Y., Dalrymple, R.W., 2012. Shallow-Marine Tidal Deposits, in: Davis Jr., R.A., Dalrymple, R.W. (Eds.), Principles of Tidal Sedimentology. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 335–369. https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_13

Rubin, D.M., McCulloch, D.S., 1980. Single and superimposed bedforms: a synthesis of San Francisco Bay and flume observations. Sediment. Geol. 26, 207–231. https://doi.org/10.1016/0037-0738(80)90012-3

Santos, M.N., Chemale, F., Dussin, I.A., Martins, M., Assis, T.A.R., Jelinek, A.R., Guadagnin, F., Armstrong, R., 2013. Sedimentological and paleoenvironmental constraints of the Statherian and Stenian Espinhaço rift system, Brazil. Sediment. Geol. 290, 47–59. https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.03.002

Silva, A.M., Chemale Jr, F., Kuyumjian, R.M., Heaman, L., 1995. Mafic dyke swarms of quadrilatero Ferrífero and southern Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. Braz. J. Geol. 25, 124–137.

Süssenberger, A., Neves, B.B.D.B., Wemmer, K., 2014. Dating low-grade metamorphism and deformation of the Espinhaço Supergroup in the Chapada Diamantina (Bahia, NE Brazil): a K/Ar fine-fraction study. Braz. J. Geol. 44, 207–220. https://doi.org/10.5327/Z2317-4889201400020003

Tirsgaard, H., 1993. The architecture of precambrian high energy tidal channel deposits: an example from the lyell land group (eleonore bay supergroup), northeast Greenland. Sediment. Geol. 88, 137–152. https://doi.org/10.1016/0037-0738(93)90154-W

Verma, A., Shukla, U.K., 2020. Heterolithic Lower Rewa Sandstone of the Neoproterozoic Rewa Group, Vindhyan Basin, U. P., India: An example of tidal point bar. Precambrian Res. 350. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105932

Visser, M.J., 1980. Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: A preliminary note. Geology 8, 543–546. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1980)8%253C543:NCRIHS%253E2.0.CO;2