



GABRIEL MENEZES DE AYALA

**RECONSTRUÇÃO TRIDIMENSIONAL DE FORMAS DE LEITO DE MARÉ NO
PROTEROZOICO, FORMAÇÃO MORRO DO CHAPÉU, SUPERGRUPO
ESPINHAÇO, BAHIA**

Porto Alegre, 2022

GABRIEL MENEZES DE AYALA

**RECONSTRUÇÃO TRIDIMENSIONAL DE FORMAS DE LEITO DE MARÉ NO
PROTEROZOICO, FORMAÇÃO MORRO DO CHAPÉU, SUPERGRUPO
ESPINHAÇO, BAHIA**

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

Supervisor: Prof. Dr. Ezequiel Galvão de Souza

Porto Alegre, 2022

CIP - Catalogação na Publicação

Ayala, Gabriel Menezes de
RECONSTRUÇÃO TRIDIMENSIONAL DE FORMAS DE LEITO DE
MARÉ NO PROTEROZOICO, FORMAÇÃO MORRO DO CHAPÉU,
SUPERGRUPO ESPINHAÇO, BAHIA / Gabriel Menezes de
Ayala. -- 2022.

81 f.

Orientador: Claiton Marlon dos Santos Scherer.

Coorientador: Ezequiel Galvão de Souza.

Trabalho de conclusão de curso (Graduação) --
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto
de Geociências, Curso de Geologia, Porto Alegre,
BR-RS, 2022.

1. Estratigrafia. 2. Sedimentologia. 3. Formas de
leito. 4. Marés. 5. Proterozoico. I. Scherer, Claiton
Marlon dos Santos, orient. II. Souza, Ezequiel Galvão
de, coorient. III. Título.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso intitulado **“RECONSTRUÇÃO TRIDIMENSIONAL DE FORMAS DE LEITO DE MARÉ NO PROTEROZOICO, FORMAÇÃO MORRO DO CHAPÉU, SUPERGRUPO ESPINHAÇO, BAHIA”**, elaborado por **GABRIEL MENEZES DE AYALA**, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Juliano Kuchle

Dr. Adriano Domingos dos Reis

Dr. Bruno Ludovico Dihl Horn

AGRADECIMENTOS

Esse Trabalho de Conclusão de Curso foi desenvolvido inteiramente de modo remoto durante o período de pandemia de Covid-19, um período de grandes dificuldades e incertezas para todos, portanto, gostaria de deixar meu agradecimento para todas as pessoas e instituições que de alguma forma contribuíram para o desenvolvimento dessa monografia.

Agradeço em primeiro lugar à minha família, em especial meus pais, Eloi e Elaine, e minha irmã, Mariana, que sempre estiveram ao meu lado e deram todo o apoio, suporte e condições necessárias para a minha formação.

Agradeço meus orientadores, Claiton e Zazá, por todo o aprendizado ao longo do desenvolvimento desse trabalho, por sempre estarem disponíveis e acharem tempo para me ajudar.

Agradeço a todos amigos e amigas, da geo e da vida, em especial Lamouche, Ballico, Jéssica, França, Lô, Léo, Patrick, Brose, Schaffer, Endrizzi, Marcelinho, Jô, Jhey, Leivas, Leo Zem, Matheus, Érico, Glória, Dé, Dela, por me aturarem e estarem ao meu lado sempre, pelas conversas, pelos conselhos, pelos rolês.

Agradeço à Universidade Federal do Rio Grande do Sul, o Instituto de Geociências, o curso de Geologia e todos os professores e professoras, pela educação gratuita e de qualidade, pela infraestrutura de laboratórios e pelos trabalhos de campo.

Agradeço o apoio financeiro do Programa de Recursos Humanos da Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis - PRH-ANP.

Agradeço ao PRH 14.1, ao Prof. Roberto Ianuzzi, Renata, Erick, e colegas da graduação e da pós, pela troca de ideias em nossas reuniões e por todos os eventos, que contribuíram muito na minha formação como geólogo.

Agradeço à *Petroleum Experts* pelo fornecimento de licença acadêmica do *software MOVE*, que foi fundamental para o desenvolvimento do trabalho.

RESUMO

Marés são variações periódicas no nível do mar que resultam da interação da dinâmica orbital da Terra e da Lua. Os depósitos de maré apresentam características distintivas, como *drapes* de lama nos *foresets*, abundantes superfícies de reativação e padrões de paleocorrente bidirecionais. Há exemplos bem caracterizados da morfologia e morfodinâmica de formas de leito em ambientes modernos dominados por marés e de depósitos do Fanerozoico, porém, há uma lacuna no entendimento das marés no Proterozoico. Tal fato é devido ao registro sedimentar incompleto e a dificuldade de encontrar exemplos bem preservados deste Éon. O presente trabalho tem como objetivo principal o estudo das formas de leito de maré no Proterozoico, tendo como objeto de estudo os depósitos da Formação Morro do Chapéu, na Bahia. O estudo foi feito a partir da fotointerpretação de modelos virtuais de afloramento de dois blocos de rocha ornamental que registram esses depósitos. Neles foram identificados cinco elementos arquiteturais, definidos por sua geometria interna e externa: dunas cavalgantes acrescionárias, dunas cavalgantes erosivas, macroformas simples, macroformas compostas e cordões arenosos de maré. Essa associação de elementos arquiteturais remete a um lençol de areia com um padrão de paleocorrente dominante para NW, marcando um predomínio da maré vazante em relação à enchente. A escala e morfologia das formas de leito indicam que não havia grande diferença em relação às geradas em ambiente modernos, apesar das diferenças da dinâmica orbital entre Terra e Lua.

Palavras-Chave: Marés, modelo virtual de afloramento, dunas cavalgantes, macroformas simples, macroformas compostas, cordões de areia, lençol de areia, Proterozoico.

ABSTRACT

Tides are periodic changes in the sea level that result from the dynamics of the orbital interaction between Earth and moon. Tide deposits presents distinctive features, such as mud drapes, reactivation surfaces and bidirectional palaeocurrents. There are well documented examples of the morphology and morphodynamics of tidal bedforms in modern environments and Phanerozoic deposits, but there is a gap in understanding of Proterozoic tides. This fact is due to a incomplete sedimentary record and the difficulty to find well preserved examples of this Eon. This research aims to contribute with the understanding of Proterozoic tidal bedforms, studying the deposits of Morro do Chapéu Formation. To study these deposits we photointerpretate virtual outcrop models of two rock blocks that record these tide deposits. We defined five architectural elements, characterized from its internal and external geometry: accretionary climbing dunes, erosive climbing dunes, simple macroforms, compound macroforms and sand ridges. These architectural elements were interpreted as a tidal sand sheet with a dominant palaeocurrent pattern to NW, indicating a dominance of ebb tide over flood tide. The scale and morphology of Morro do Chapéu tidal bedforms are very similar to those in modern environments, despite the differences in the Earth-moon orbital dynamics.

Keywords: Tides, virtual outcrop models, climbing dunes, simple macroforms, compound macroforms, sand ridges, sand sheets, Proterozoic.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1: Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco, com a localização do afloramento estudado destacada pela estrela vermelha (modificado de Bizzi *et al.*, 2001).

Figura 2: Carta cronoestratigráfica do Supergrupo Espinhaço, com a Formação Morro do Chapéu destacada pelo retângulo vermelho (extraída de Guadagnin *et al.*, 2015).

Figura 3: Seções levantadas por Souza *et al.* (2019) na Formação Morro do Chapéu, com a definição das sequências deposicionais. A seta vermelha aponta os depósitos de maré da região de Cachoeira do Agreste, estudadas no presente trabalho.

Figura 4: Sequência deposicional superior definida por Souza *et al.* (2019) para a Formação Morro do Chapéu.

Figura 5: Representação esquemática da geração de marés pela interação entre a Terra e a lua (modificado de Dalrymple, 2010).

Figura 6: Os ciclos lunares e as marés de sizígia e quadratura (modificado de Khassaf, 2021).

Figura 7: Modelo esquemático com a sucessão vertical de fácies de um depósito de dunas compostas (modificado de Dalrymple, 2010).

Figura 8: Diagrama relacionando profundidade do fluxo, velocidade do fluxo e diâmetro das partículas, com as formas de leito geradas (modificado de Ashley, 1990).

Figura 9: Características sedimentológicas das formas de leito de zonas de inframaré em ambientes costeiros e plataformais (modificado de Desjardins *et al.*, 2012).

Figura 10: Distribuição paleoambiental das formas de leito arenosas formadas em zona de inframaré em um contexto de plataforma dominada por marés (modificado de Desjardins *et al.*, 2012).

Figura 11: Diferentes escalas de análise de heterogeneidades em reservatórios (modificado de Yoshida *et al.*, 2001).

Figura 12: Quatro faces do Bloco Um (medidas: 2.82 m de altura, 4.6 m de comprimento, 2.5 m de largura).

Figura 13: Quatro faces do Bloco Dois (medidas: 1.58 m de altura, 2.97 m de comprimento, 1.96 m de largura).

Figura 14: Imagem aérea (extraída do *software Google Earth*), com identificação do perímetro urbano do município de Morro do Chapéu, das principais rodovias, da Cachoeira do Agreste e da pedreira da qual foram retiradas os blocos. O caminho em vermelho marca rota até a pedreira por estradas vicinais.

Figura 15: Ilustração das etapas do fluxo de trabalho no *software Agisoft Metashape*.

Figura 16: Ortofotomosaico de um dos blocos estudados.

Figura 17: Detalhe da vetorização das estruturas sedimentares e de sua classificação e hierarquização utilizando cores (superfícies limítrofes em amarelo, estratos cruzados em vermelho, superfícies de reativação em azul, *ripples* em laranja).

Figura 18: Planos tridimensionais de uma superfície de reativação (plano azul) e de uma superfície limítrofe (plano vermelho) observadas na Figura 17.

Figura 19: Estereograma com as medidas de atitudes e polo médio da superfície de reativação representada na Figura 18.

Figura 20: Fotointerpretação do Bloco Um (escala vertical: 2,82 m).

Figura 21: Fotointerpretação do Bloco Dois (escala vertical: 1,58 m).

Figura 22: a) Localização das dunas cavalgantes acrescionárias no Bloco Um; b) Vista da crista das dunas; c) Vista da face frontal das dunas; d) *Co-sets* de estratos cruzados tangenciais; e) Detalhe de superfícies de reativação e *drapes* de lama recobrendo os *foresets*; f) Vista em corte transversal ao fluxo, com detalhe dos estratos cruzados acanalados.

Figura 23: a) Modelo de migração de dunas cavalgantes; b) Diminuição do tamanho das formas de leito costa afora na trajetória do transporte sedimentar, em função da diminuição da velocidade da corrente e do tamanho de grão e do aumento de profundidade da coluna d'água (modificado de Reesink *et al.*, 2015).

Figura 24: a) Localização das dunas cavalgantes erosivas na metade superior do Bloco Dois; (b) e (c) apresentam a fotointerpretação das estruturas sedimentares do intervalo que compõe as dunas cavalgantes erosivas; (d) e (e) Detalhe dos *co-sets* de estratos cruzados, com alternância do sentido de mergulho, com formação de superfícies erosivas, que são truncadas pelos estratos; f) Vista dos *sets* de estratos cruzados em corte transversal ao fluxo.

Figura 25: Análogo moderno do encontro de campos de dunas com direção de migração oposta ou oblíqua, no mar do Sul da China (modificado de Ma *et al.*, 2022).

Figura 26: Localização da macroforma simples nos Blocos Um (a) e Dois (b); c) Fotointerpretação da macroforma simples no Bloco Um, em vista da face frontal da macroforma; d) Fotointerpretação da macroforma simples no Bloco Dois, em vista da crista da macroforma; e) Detalhe de superfície de reativação de grande porte; f) Detalhe dos *drapes* de lama regularmente espaçados recobrando os *foresets*; g) Detalhe de *ripples* assimétricas na base dos *foresets*, migrando em sentido contrário ao dos estratos cruzados.

Figura 27: Bloco-diagrama com modelo de migração da macroforma simples de crista sinuosa, destacando os processos sedimentares e a trajetória dos sedimentos (modificado de Longhitano *et al.*, 2014).

Figura 28: a) Localização das macroformas compostas no Bloco Um; b) Fotointerpretação de dois intervalos de macroformas compostas em vista da crista; c) Fotointerpretação de dois intervalos de macroformas compostas em vista da face frontal; d) Detalhes dos *co-sets* de estratos cruzados em corte paralelo ao fluxo; e) Detalhe dos *drapes* de lama regularmente espaçados recobrando os *foresets*; f) *Co-sets* de estratos cruzados em corte transversal ao fluxo; g) Detalhe de *ripples* assimétricas na base dos *foresets*, migrando em sentido contrário ao dos estratos cruzados.

Figura 29: Modelo de formação e migração de macroformas compostas (modificado de Olariu *et al.*, 2012).

Figura 30: Localização dos cordões de areia nos Blocos Um (a) e Dois (b); (c) e (d) Fotointerpretação do cordão de areia no Bloco Um; e) Sets de estratos cruzados tangenciais com abundantes superfícies de reativação e *drapes* de lama, com as setas apontando os sentidos opostos de migração dos estratos; f) Superfícies de acreção lateral em corte transversal ao fluxo.

Figura 31: Modelo de transporte de sedimentos em cordões de areia, destacando o ângulo formado entre a linha de crista e a corrente de maré dominante, característico de macroformas que migram por acreção lateral (modificado de Dalrymple, 2010).

Figura 32: Diagramas de roseta com as medidas de paleocorrente obtidas nos estratos cruzados dos diferentes elementos arquiteturais: a) Dunas cavalgantes acrescionárias; b) Dunas cavalgantes erosivas; c) Macroforma simples; d) Macroforma composta; e) Cordão de areia.

Figura 33: Fotointerpretação do elemento arquitetural macroformas compostas, com identificação das quatro hierarquias de superfícies.

Figura 34: Distribuição idealizada das formas de leito de maré com a diminuição da força da corrente (em cm/s) ao longo do transporte de sedimentos em uma plataforma continental (modificado de Dalrymple, 2010).

Figura 35: Modelo de formação de complexos de dunas compostas ou lençóis de areia (modificado de Olariu *et al.*, 2012)

Figura 36: a) Geometria externa de barras e dunas de maré e sentido de migração dos corpos arenosos em relação à corrente; b) Geometria interna, com identificação das superfícies de acreção lateral em barras e de acreção frontal em dunas (modificado de Olariu *et al.*, 2012).

Figura 37: Modelo de deposição durante a maré de quadratura (a) e sizígia (b), destacando as diferentes geometrias na base dos estratos cruzados resultantes (modificado de Chiarella, 2016); Identificação dos ciclos de maré de sizígia (S) e quadratura (Q) nas macroformas compostas (c) e simples (d).

Sumário

1. INTRODUÇÃO	13
2. OBJETIVOS	14
3. JUSTIFICATIVA	15
4. ESTADO DA ARTE	16
4.1. Contexto Geológico	16
4.2. Sistemas dominados por marés	21
4.2.1. Formas de leito de maré	24
4.2.2. Reservatórios em depósitos de maré	30
5. MATERIAIS E MÉTODOS	32
5.1. Construção de modelos tridimensionais	34
5.2. Caracterização sedimentológica	36
5.2.1. Interpretação fotofaciológica	36
5.2.2. Geração de superfícies	37
5.2.3. Aquisição de dados de paleocorrente	38
6. RESULTADOS E DISCUSSÕES	39
6.1. Elementos arquiteturais	39
6.2. Análise de dados de paleocorrente	55
6.3. Arquitetura deposicional e modelo deposicional	56
6.4. Análise de heterogeneidades em reservatório	65
6.5. Marés no Proterozoico	67
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS	71
REFERÊNCIAS	73

1. INTRODUÇÃO

Marés são variações periódicas no nível do mar, resultantes das interações entre as forças gravitacionais da Terra e da Lua e da força centrífuga gerada pela revolução do sistema Terra-Lua em torno de seu centro de massa comum (Dalrymple, 2010). As marés influenciam ou dominam a sedimentação em ambientes costeiros e plataformais, e seu registro sedimentar é caracterizado pela presença de *drapes* de lama, superfícies de reativação regularmente espaçadas, paleocorrentes bidirecionais formando estratificação espinha de peixe e espessamento e afinamento recorrente dos *foresets* (Dalrymple, 2010; Desjardins *et al.*, 2012; Longhitano *et al.*, 2012; Olariu *et al.*, 2012). A amplitude e a energia das marés variam de acordo com a configuração geográfica dos ambientes deposicionais, e, conseqüentemente, a morfologia e morfodinâmica das formas de leito geradas também irá variar (Desjardins *et al.*, 2012). Há diversos trabalhos que descrevem as formas de leito observadas em ambientes dominados por maré hoje (e.g. Le Bot & Trentesaux, 2004; Todd *et al.*, 2014; Choi, 2015; Cruz & Noernberg, 2020; Cosma *et al.*, 2021; Hu *et al.*, 2021), e trabalhos que descrevem as formas de leito de depósitos do Fanerozoico (e.g. Longhitano *et al.*, 2010, 2014; Desjardins *et al.*, 2012; Olariu *et al.*, 2012; Abouessa *et al.*, 2014). Porém, não há muitos trabalhos que investiguem as formas de leito de maré em depósitos do Proterozoico (e.g. Tisgaard, 1993; Ehlers & Chan, 1999; Deb, 2005; Heubeck *et al.*, 2022), principalmente pela dificuldade em encontrar um registro bem preservado, sem alterações ou deformação. Portanto, neste trabalho, foram estudados os depósitos de maré da Formação Morro do Chapéu, que apresentam um registro muito bem preservado, visando a caracterização da morfologia e morfodinâmica das formas de leito. O registro sedimentar demonstra que as marés constituem parte importante da sedimentação em ambientes costeiros e de plataformas continentais no Pré-Cambriano (Eriksson *et al.*, 1998, 2004), e a configuração distinta das plataformas continentais nesse período, mais rasas e amplas (Eriksson *et al.*, 1998), somado às diferenças na dinâmica do sistema Terra-Lua (Sonett *et al.*, 1996; Williams, 1998, 2000; Meyers & Malinverno, 2018), indicam que a dinâmica das marés e as formas de leito geradas poderiam ser distintas no Proterozoico.

2. OBJETIVOS

O objetivo principal do trabalho é descrever a morfologia e morfodinâmica de formas de leito de maré do Proterozoico, estudando os depósitos da Formação Morro do Chapéu, e compará-las com as formas de leito do Fanerozoico. Para atingir esse objetivo são estabelecidos os seguintes objetivos secundários:

- Descrever os elementos arquiteturais;
- Analisar os padrões dos dados de paleocorrente;
- Interpretar a arquitetura deposicional e seus elementos controladores;
- Analisar heterogeneidades em reservatório
- Propor um modelo deposicional para o intervalo de depósitos de maré da Formação Morro do Chapéu.

3. JUSTIFICATIVA

Depósitos sedimentares de ambientes dominados por marés de idade pré-cambriana são pouco estudados, devido à dificuldade de encontrar registros bem preservados, pouco afetados por deformação e metamorfismo, pouco alterados e com estruturas sedimentares e empilhamento estratigráfico preservados (Eriksson *et al.*, 1998, 2004). O presente trabalho pretende contribuir com o estabelecimento de modelos deposicionais costeiros dominados por marés, principalmente no que se refere ao entendimento da dinâmica deposicional de formas de leito geradas pela ação das marés no Proterozoico, tendo como estudo de caso a Formação Morro do Chapéu. Para atingir esse objetivo foi feita a reconstrução tridimensional, a classificação e a hierarquização dessas formas de leito, um tema pouco estudado nos depósitos de maré do Proterozoico.

Além disso, também se pretende contribuir com o estudo e exploração de reservatórios petrolíferos, pois os depósitos de maré constituem importantes reservatórios para óleo e gás, principalmente no Canadá, na Noruega, Rússia e Venezuela (Martinius *et al.*, 2005). Esses depósitos geralmente formam intercalações entre camadas arenosas e lamosas, tornando os reservatórios extremamente complexos, nos quais os níveis de lama constituem barreiras de fluxo, impactando na recuperação de hidrocarbonetos (Martinius *et al.*, 2005). Essas características dificultam a caracterização e o modelamento desses reservatórios, o que exige um estudo da heterogeneidade dos corpos em diferentes escalas: grande escala (dezenas a centenas de metros), referente à estratigrafia de sequências e os tratos de sistema deposicionais; escala intermediária (dezenas de metros a dezenas de centímetros), referente à distribuição das fácies nas diferentes associações de fácies; pequena escala (dezenas de centímetros a milímetros), referente a cada forma de leito compondo uma fácies (Yoshida *et al.*, 2001). Para contribuir com o estudo de reservatórios, o presente trabalho irá descrever a arquitetura deposicional, geometria e heterogeneidades (em escala intermediária e pequena) de depósitos de maré, gerando um modelo análogo para reservatórios em escala de afloramento.

4. ESTADO DA ARTE

4.1. Contexto Geológico

A Formação Morro do Chapéu (Brito Neves, 1967), de idade mesoproterozoica, pertence ao Grupo Chapada Diamantina (Brito Neves & Leal, 1968), e está localizada na porção centro-norte do Cráton do São Francisco (Figura 1). O Cráton do São Francisco (Almeida, 1977) abrange principalmente as áreas dos estados da Bahia e Minas Gerais, e representa uma área estável da Plataforma Sul-Americana, consolidada após o término do Ciclo Transamazônico (2,2 a 2 Ga), sendo delimitado por cinturões orogênicos formados no ciclo Brasileiro (680 a 550 Ma): as faixas móveis Araçuaí, Ribeira, Brasília, Rio Preto, Riacho do Pontal e Sergipana. A leste o Cráton é delimitado pela margem continental passiva da Plataforma. Seu interior é dividido em três domínios morfotectônicos: a Bacia do São Francisco, o Aulacógeno do Paramirim e o Rifte Recôncavo-Tucano (Alkmim & Martins-Neto, 2012). Sua geologia consiste em rochas do embasamento de idade Arqueana-Paleoproterozoica e coberturas vulcano-sedimentares Proterozoicas e Fanerozoicas. Os terrenos do embasamento são os chamados blocos Gavião, Serrinha e Jequié e o cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá.

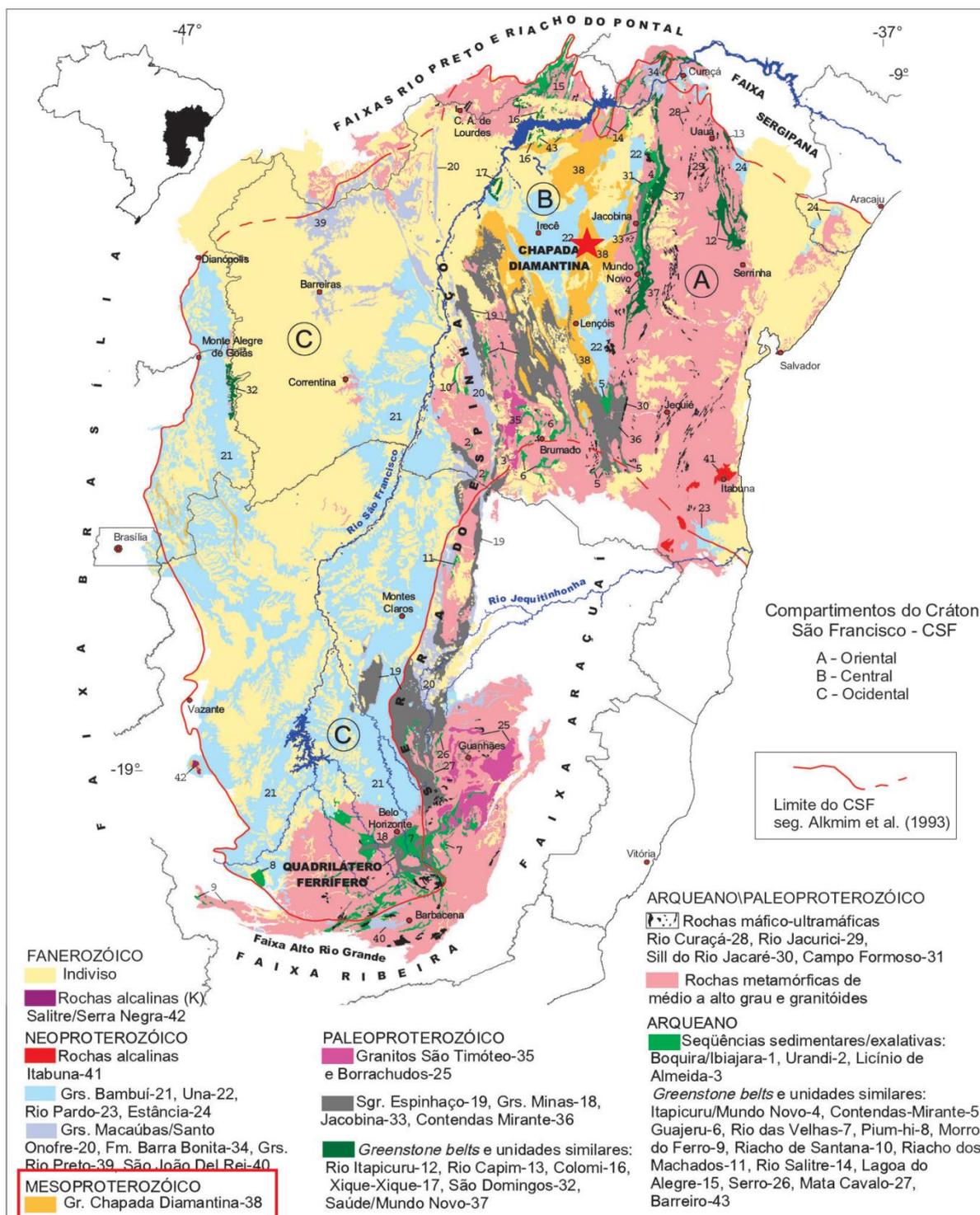


Figura 1: Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco, com a localização do afloramento estudado destacada pela estrela vermelha (modificado de Bizzi *et al.*, 2001).

A Formação Morro do Chapéu é a unidade de topo do Supergrupo Espinhaço (Figura 2). O Supergrupo Espinhaço é dividido em quatro domínios: Espinhaço Meridional, Platô do Rio Pardo, Espinhaço Setentrional e Chapada Diamantina

(Pedreira, 1994). O Supergrupo compreende os grupos Rio dos Remédios (formações Serra da Gameleira, Lagoa de Dentro e Ouricuri do Ouro), Paraguaçu (formações Mangabeira e Açuruá) e Chapada Diamantina (formações Tombador, Caboclo e Morro do Chapéu) (Guadagnin *et al.*, 2015). Sobrepostos ao Supergrupo Espinhaço se depositaram os sedimentos terrígenos e carbonáticos do Grupo Una.

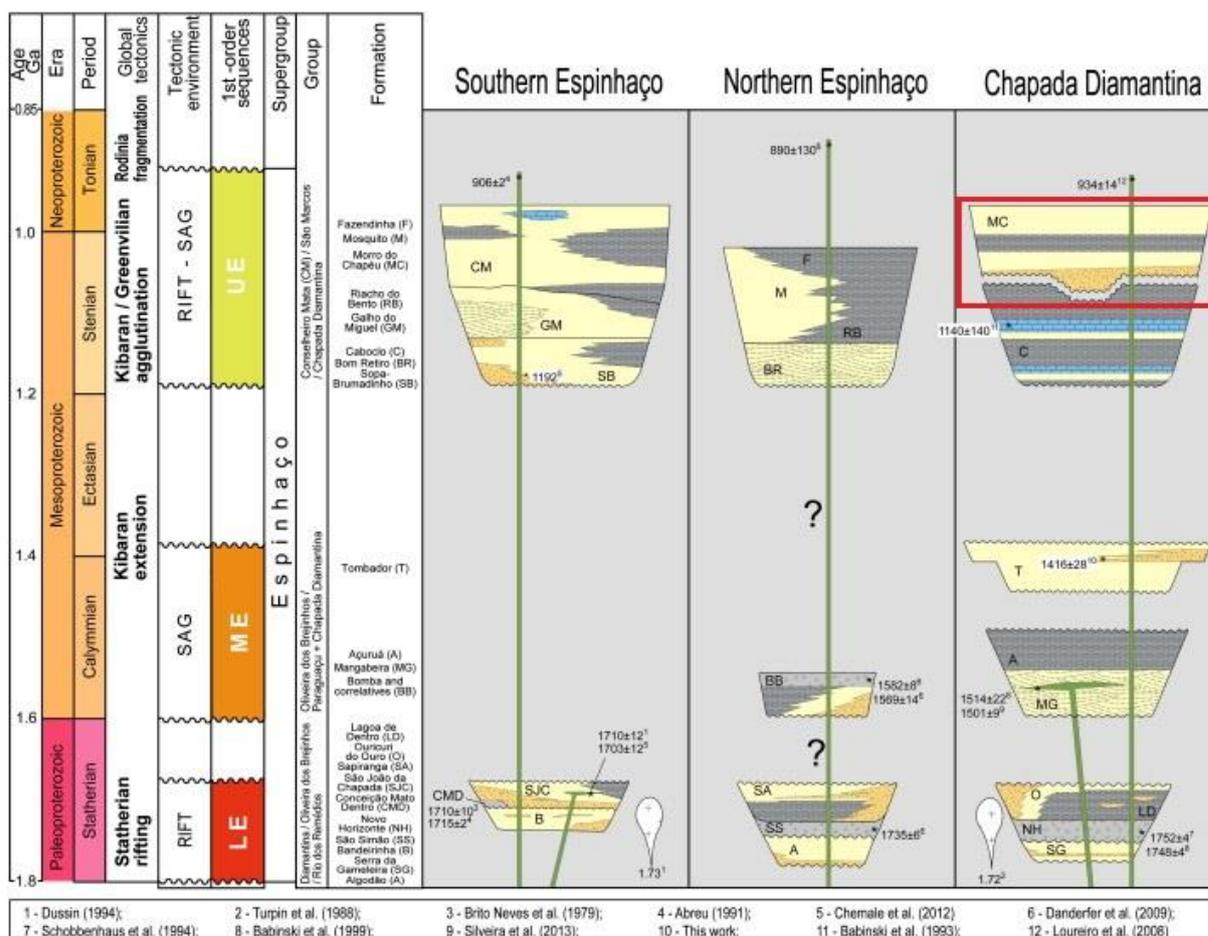


Figura 2: Carta cronoestratigráfica do Supergrupo Espinhaço, com a Formação Morro do Chapéu destacada pelo retângulo vermelho (extraída de Guadagnin *et al.*, 2015).

O contato basal da unidade é erosivo com a Formação Caboclo e o contato no topo com a Formação Bebedouro é tectônico, representado por uma falha de empurrão que separa os grupos Chapada Diamantina e Una (Pedreira, 1994). Não há datação radiométrica direta das unidades da Formação Morro do Chapéu, sendo a sua idade de sedimentação inferida indiretamente com relação a outras unidades, entre 1140 ± 140 Ma (Babinski *et al.*, 1993) e 934 ± 14 Ma (Loureiro *et al.*, 2008).

A Formação Morro do Chapéu foi depositada em uma bacia do tipo sag, na qual Souza *et al.* (2019) identificaram duas sequências deposicionais de terceira

ordem, separadas por uma discordância subaérea regional (Figura 3). A sequência inferior registra os Tratos de Sistema de Nível Baixo, Transgressivo e Nível Alto, enquanto a sequência superior registra somente os Tratos de Nível Baixo e Transgressivo. O registro sedimentar foi interpretado como depósitos de leques aluviais, delta retrabalhado por ondas, canais fluviais entrelaçados (efêmeros e não confinados), dunas de zona de inframaré e marinhos rasos dominados por onda (*shoreface* inferior e superior). Os depósitos de maré marcam o início do Trato de Sistema Transgressivo da sequência superior (Figura 4). A variação do nível relativo do mar foi entendida como a principal controladora da sedimentação na unidade.

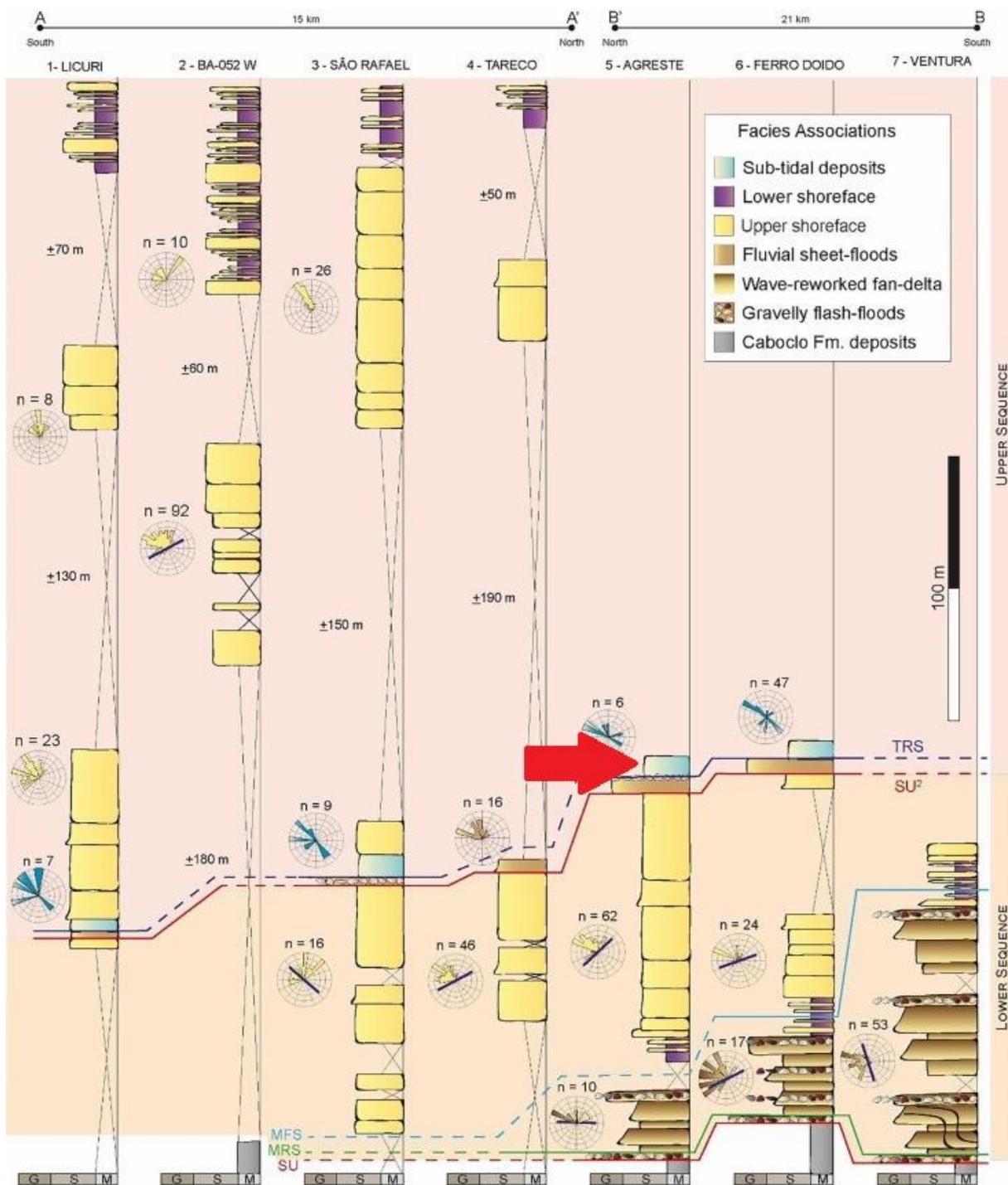


Figura 3: Seções levantadas por Souza *et al.* (2019) na Formação Morro do Chapéu, com a definição das sequências deposicionais. A seta vermelha aponta os depósitos de maré da região de Cachoeira do Agreste, estudadas no presente trabalho.

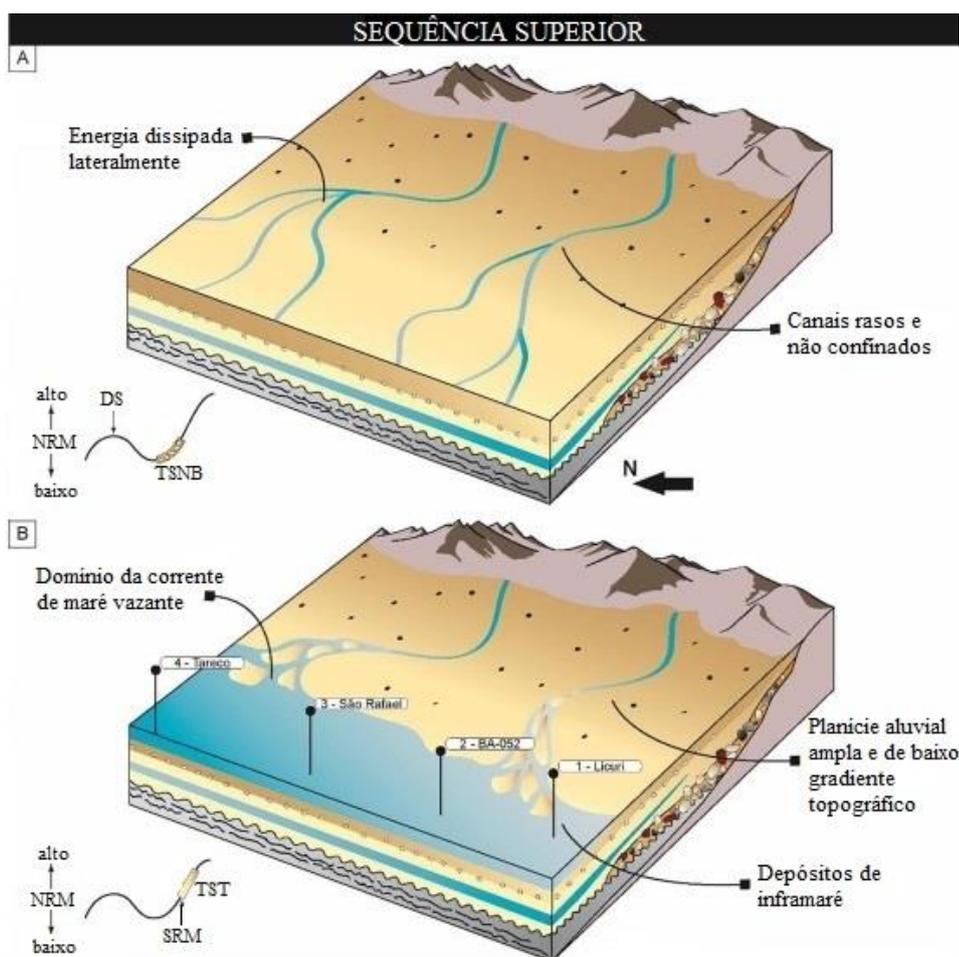


Figura 4: Sequência deposicional superior definida por Souza *et al.* (2019) para a Formação Morro do Chapéu.

4.2. Sistemas dominados por marés

As marés são variações periódicas no nível do mar, causadas pela força de atração gravitacional da lua e do sol. A lua, apesar de sua massa menor, exerce uma atração maior na formação de marés do que o sol, por estar mais próxima da Terra. As marés lunares são resultantes da soma de dois vetores força: a atração gravitacional da lua e a força centrífuga gerada pela revolução do sistema Terra-Lua em torno do seu centro de massa comum (Dalrymple, 2010; Longhitano *et al.*, 2012) (Figura 5).

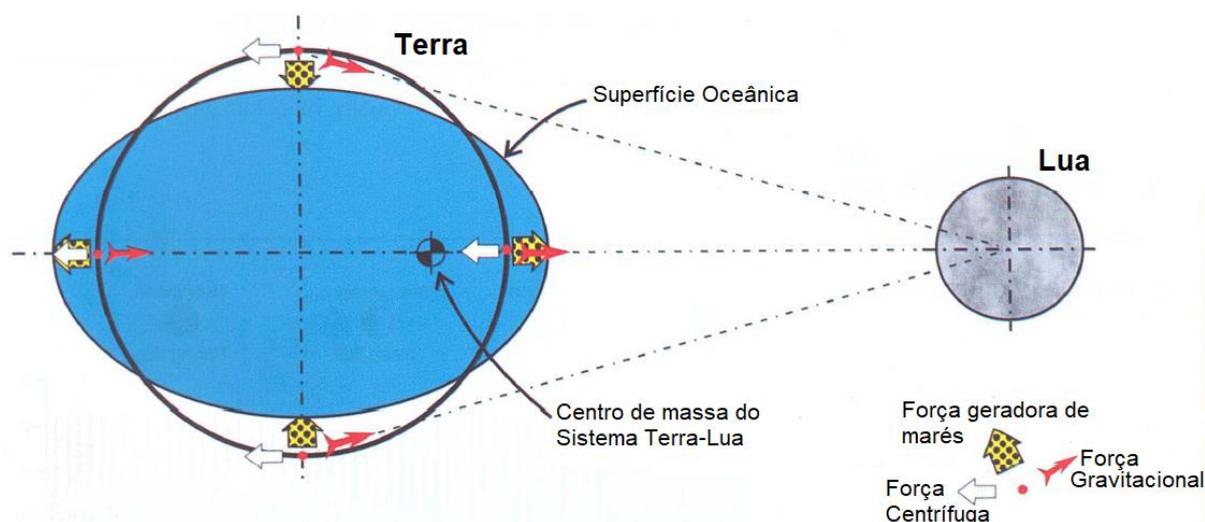


Figura 5: Representação esquemática da geração de marés pela interação entre a Terra e a lua (modificado de Dalrymple, 2010).

A face da Terra voltada para a lua sofrerá uma maior atração gravitacional, causando uma maior protuberância na superfície do oceano nesse ponto, enquanto a força centrífuga irá gerar uma protuberância na face reversa da Terra. Em razão da rotação da Terra essas protuberâncias irão se mover como duas “ondas de maré” ao redor do planeta, subindo e descendo regularmente, formando um ciclo de maré. As subidas do nível do mar são chamadas de maré enchente, enquanto as descidas são chamadas de maré vazante. Um ciclo de maré lunar completo tem um período de cerca de 12 horas e 25 minutos, e, portanto, é chamado de semi-diurno. Esse período é mais longo do que 12 horas porque a órbita da lua tem a mesma direção da rotação da Terra, portanto, em cada ponto da superfície da Terra será necessário um pouco mais do que uma revolução para atingir o pico de maré (Dalrymple, 2010). Em função dos ciclos lunares, são identificadas duas marés mais baixas, no quarto crescente e no quarto minguante, chamadas marés de quadratura, e duas marés mais altas, no período de lua nova e lua cheia, chamadas marés de sizígia (Figura 6).

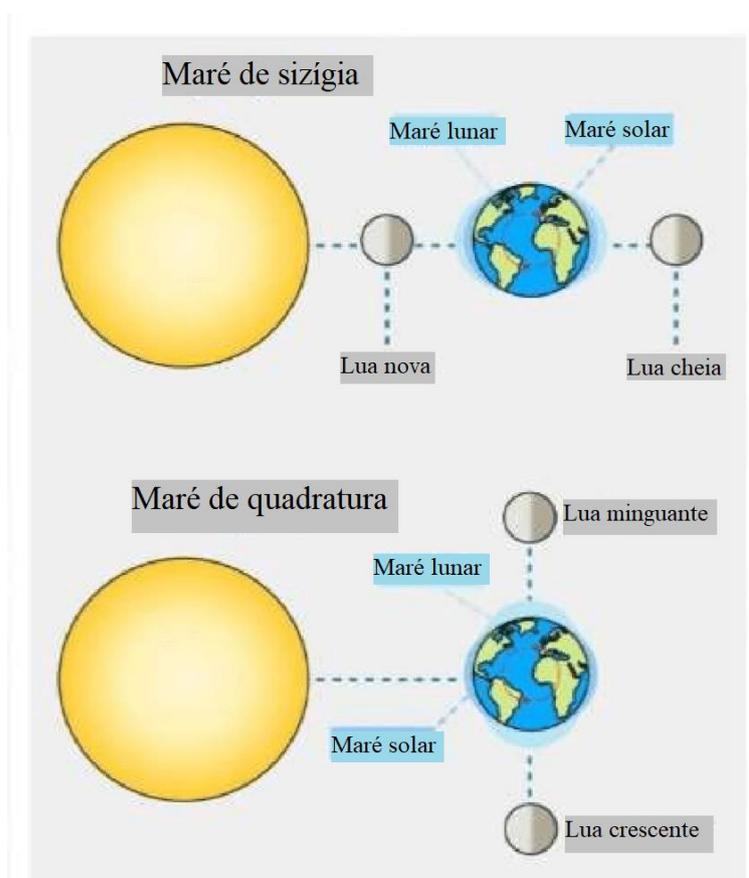


Figura 6: Os ciclos lunares e as marés de sizígia e quadratura (modificado de Khassaf, 2021).

As marés podem ser classificadas quanto a sua amplitude em: micromaré (menor que 2 m), mesomaré (entre 2 e 4 m) e macromaré (maior que 4 m). Também podem ser classificadas em zonas, usando como critério a influência das marés altas e baixas: supramaré, zona mais interna, continente adentro, inundada apenas pelas marés mais altas (sizíguas); intermaré, zona intermediária, submersa na maré alta e exposta na maré baixa; inframaré, zona mais externa, oceano adentro, continuamente submersa (Suguio, 2003; Dalrymple, 2010; Longhitano *et al.*, 2012).

As marés podem ser dominantes ou influenciar a dinâmica deposicional em diversos ambientes costeiros, como deltas, estuários, sistemas de ilha-barreira, praias, pântanos salinos, planícies de maré e plataformas marinhas. Os depósitos de maré são caracterizados pela intercalação de arenitos e pelitos, sendo possível identificar ritmitos de maré, heterolitos (*flaser, wavy e lenticular*), bandas de maré (*tidal bundles*), dunas simples e compostas, barras de maré e cordões de areia de

maré (Suguio, 2003; Dalrymple, 2010; Desjardins et al., 2012; Longhitano et al., 2012; Olariu et al., 2012; Reynaud & Dalrymple, 2012) (Figura 7).

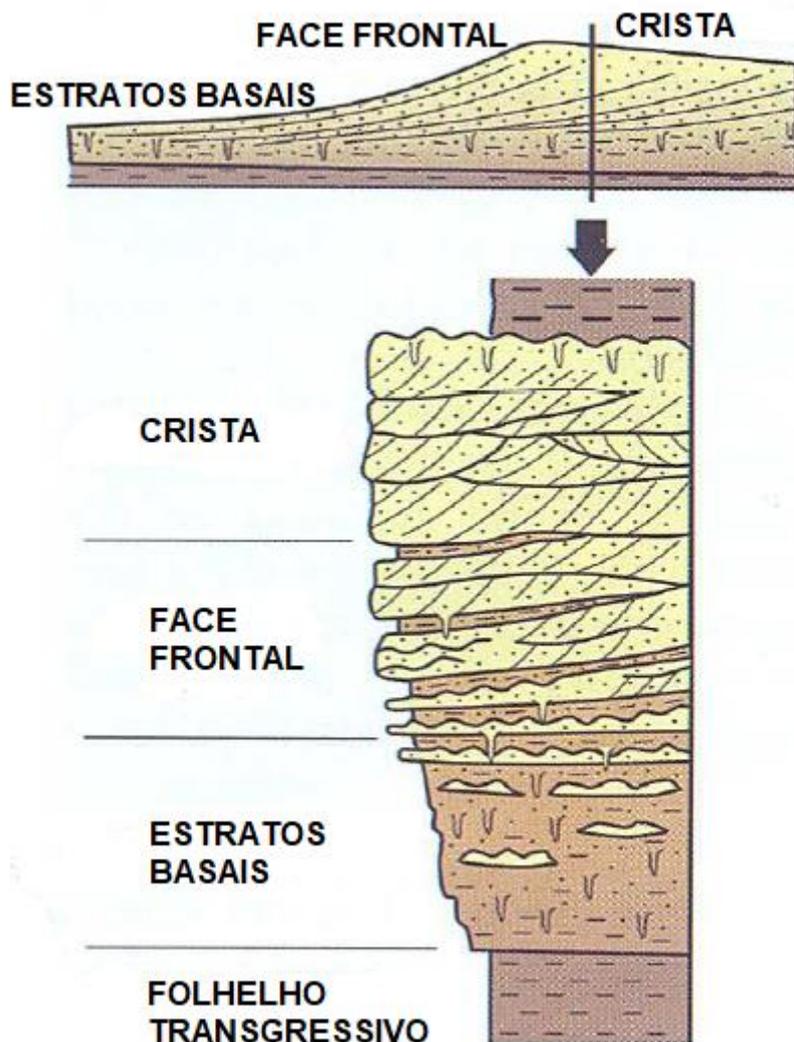


Figura 7: Modelo esquemático com a sucessão vertical de fácies de um depósito de dunas compostas (modificado de Dalrymple, 2010).

4.2.1. Formas de leito de maré

Formas de leito são rugosidades que se formam no substrato em resposta à dinâmica das correntes durante o transporte sedimentar (Rubin & Carter, 1987; Ashley, 1990). O tipo de forma de leito a se formar em determinado ambiente é uma consequência da interação de três variáveis: tamanho de grão, velocidade de corrente e profundidade do fluxo (Figura 8) (Ashley, 1990). Dunas são as formas de leito mais comuns em ambientes dominados por marés, e podem ocorrer como dunas simples ou dunas superpostas (compostas) (Allen, 1980; Rubin &

McCulloch, 1980; Ashley, 1990; Dalrymple, 2010; Longhitano *et al.*, 2012, 2014; Reynaud & Dalrymple, 2012). A formação de dunas em ambientes de maré requer um tamanho de grão mínimo de areia fina e uma velocidade de corrente de pelo menos 0,5 m/s. De acordo com estudos experimentais e observações de campo em ambientes deposicionais modernos, a profundidade do fluxo tende a ser a variável menos importante, visto que dunas podem ocorrer tanto em águas rasas em estuários ou deltas quanto em águas profundas em plataformas continentais, onde, em geral dunas ocorrem em profundidades abaixo de 20 m (Rubin & Hunter, 1982; Ashley, 1990; Longhitano *et al.*, 2012, 2104). Dunas são formas de leito resistentes ao fluxo, que migram sob tensão de cisalhamento por acreção frontal, ou seja, a corrente erode e transporta os sedimentos do dorso em direção a crista, sendo então depositados na face frontal da duna por fluxo de grãos, enquanto no pé da duna a fração de sedimentos mais finos são depositados em suspensão (Allen, 1980; Rubin & McCulloch, 1980; Rubin & Carter, 1987; Ashley, 1990; Dalrymple, 2010; Olariu *et al.*, 2012).

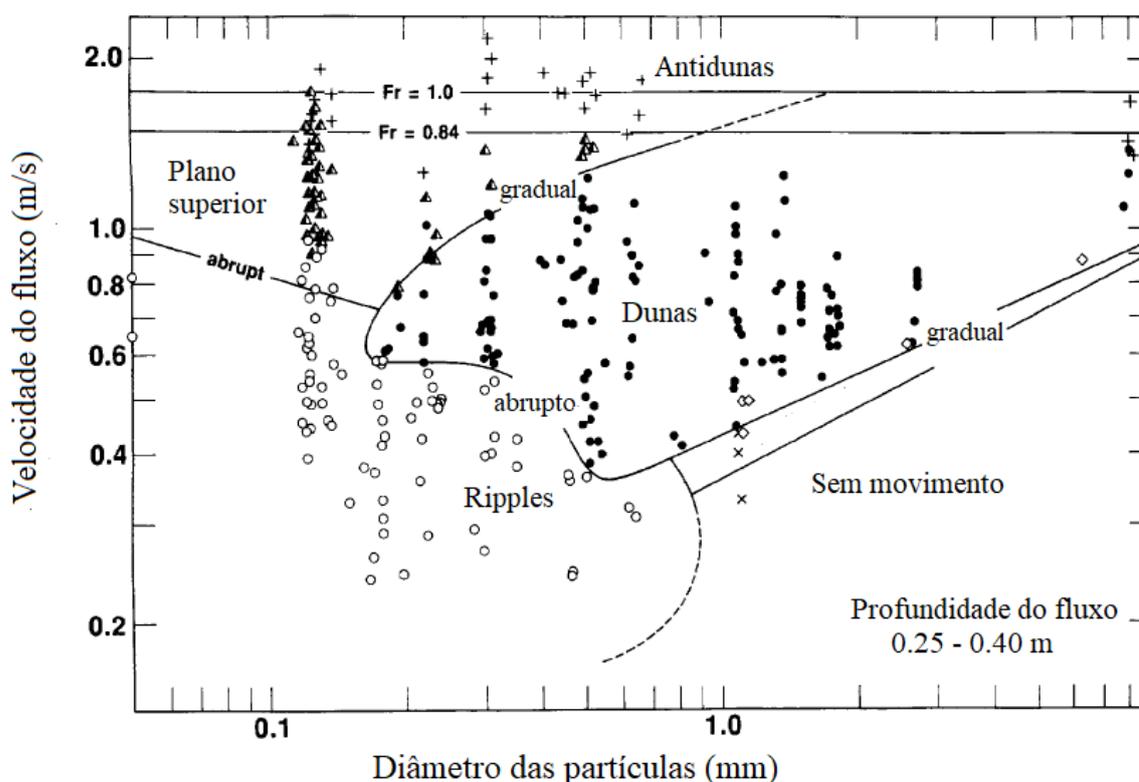
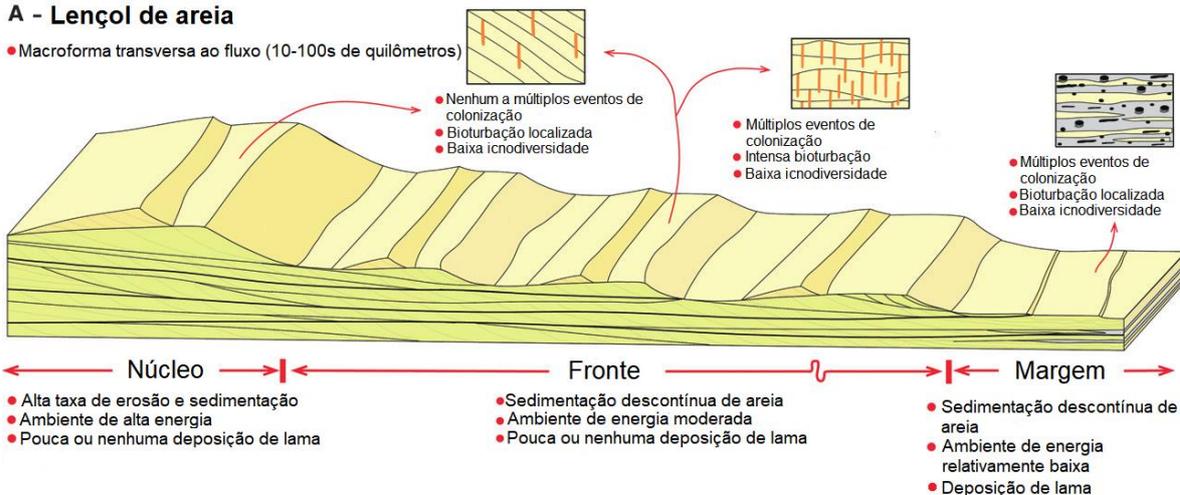


Figura 8: Diagrama relacionando profundidade do fluxo, velocidade do fluxo e diâmetro das partículas, com as formas de leito geradas (modificado de Ashley, 1990).

Desjardins *et al.* (2012) definiram as cinco principais associações de fácies arenosas que se formam em ambientes de inframaré, estudando depósitos do Cambriano Inferior do Grupo Gog, no Canadá. São elas: (I) Campos de dunas compostas; (II) Lençóis de areia; (III) Cordões de areia; (IV) Dunas isoladas; (V) Barras de maré (Figura 9). Segundo os autores a identificação das associações de fácies permite inferir o ambiente deposicional: as barras de maré ocorrem em geral associadas a canais, e são características de deltas e estuários; os campos de dunas compostas, lençóis de areia, cordões de areia e dunas isoladas são mais comuns em ambiente de plataforma (Figura 10). Cada uma dessas associações é caracterizada por distintas hierarquias e morfologias de formas de leito geradas pela ação da maré. Uma correta interpretação das associações de fácies passa inicialmente por uma descrição e interpretação das distintas tipologias de formas de leito.

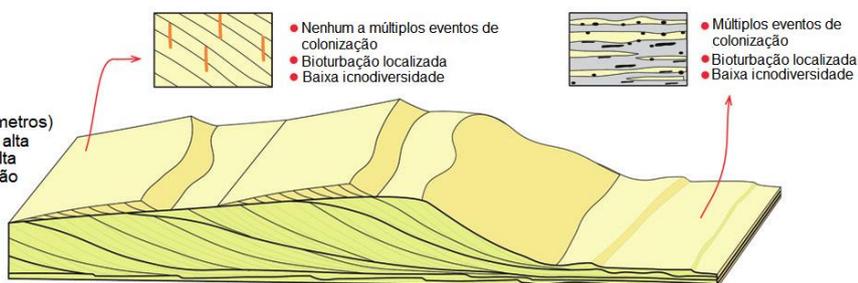
A - Lençol de areia

- Macroforma transversa ao fluxo (10-100s de quilômetros)



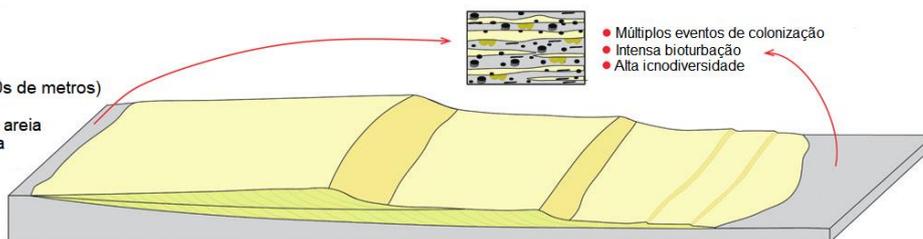
B - Duna composta

- Forma transversa ao fluxo (10s de metros)
- Taxa de sedimentação moderada a alta
- Ambiente de energia moderada a alta
- Abundantes superfícies de reativação
- Deposição de lama (preservação preferencial na porção inferior da face frontal)



C - Duna isolada

- Forma transversa ao fluxo (100s de metros)
- Ambiente de baixa energia
- Sedimentação descontínua de areia
- Alta taxa de deposição de lama



D - Cordão de areia

- Forma oblíqua ao fluxo (10s de quilômetros)
- Ambiente de baixa a alta energia
- Taxa de sedimentação varia ao longo de diferentes áreas da ridge
- Abundantes superfícies de reativação
- Alta heterogeneidade interna
- Deposição de lama na face frontal

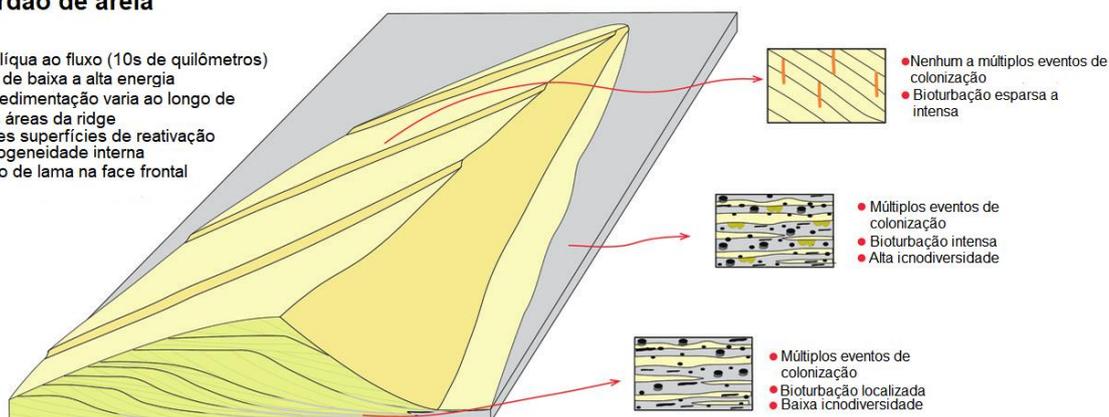


Figura 9: Características sedimentológicas das formas de leito de zonas de inframaré em ambientes costeiros e plataformais (modificado de Desjardins *et al.*, 2012).

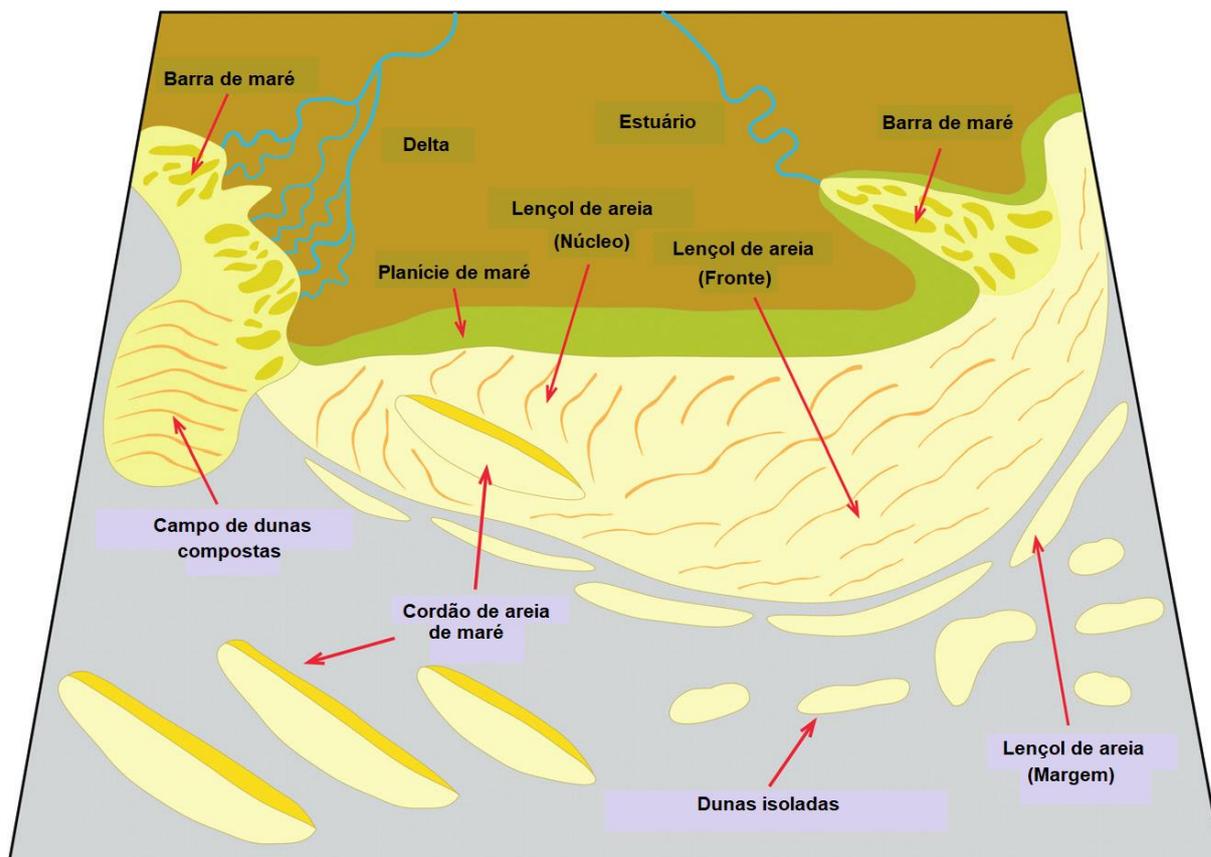


Figura 10: Distribuição paleoambiental das formas de leito arenosas formadas em zona de inframaré em um contexto de plataforma dominada por marés (modificado de Desjardins *et al.*, 2012).

A formação de campos de dunas compostas se dá pela migração de dunas de grande porte com dunas menores migrando em seu dorso, podendo apresentar uma geometria simétrica ou assimétrica, dependendo das variações dos valores das correntes de maré. Esses corpos arenosos são caracterizados por *cosets* formados por *sets* de estratos cruzados separados por superfícies inclinadas que mergulham no mesmo sentido dos *foresets*. As dunas compostas em geral formam sucessões de grano e estratocrescência ascendente, indicativos de migração de macroformas por acreção frontal (Desjardins *et al.*, 2012; Olariu *et al.*, 2012; Reynaud & Dalrymple, 2012). A migração dos campos de dunas compostas se dá no sentido do fluxo da maré dominante, com suas cristas aproximadamente perpendiculares à corrente (Longhitano *et al.*, 2012, 2014).

Os lençóis de areia, apesar de serem compostos em grande parte por dunas compostas, se diferenciam dos campos de dunas compostas por cobrirem grandes áreas em ambientes de plataformas marinhas (de dezenas a centenas de

quilômetros) (Stride, 1982; Desjardins *et al.*, 2012; Olariu *et al.*, 2012). Outro diferencial dos lençóis de areia é o fato de suas formas de leito diminuírem de tamanho no sentido do transporte de sedimentos costa afora, em consequência da diminuição da força das correntes e do tamanho de grão dos sedimentos, enquanto os campos de dunas compostas são formados por formas de leito de tamanhos similares ao longo de sua extensão. As formas de leito dos lençóis de areia podem ser agrupadas em três diferentes zonas: (I) zona de dunas compostas de grande porte; (II) zona de dunas compostas de pequeno porte; (III) zona de pequenas dunas e *ripples* arenosas. As associações de fácies dos lençóis de areia podem ser subdivididas em três subambientes, de acordo com as diferentes zonas: núcleo, frente e margem (Stride, 1982; Desjardins *et al.*, 2012).

Cordões de areia são corpos arenosos alongados, que são maiores e geograficamente estáveis em comparação às dunas compostas. Os cordões de areia se formam quando a corrente encontra alguma irregularidade batimétrica no assoalho, o que causa uma aceleração do fluxo por constrição e construção do cordão por acresção vertical, até a feição atingir um perfil de equilíbrio e se ampliar por acresção lateral. Sua construção se dá por erosão no dorso e deposição na face frontal. Segundo Dalrymple (2010) os cordões arenosos podem ser erosivos ou deposicionais: cordões erosivos são caracterizados por uma estrutura interna discordante com a sua morfologia externa, com truncamento dos estratos no flanco, enquanto os deposicionais são caracterizados por uma estrutura interna concordante com a morfologia externa. Cordões arenosos podem ser caracterizados por migração de dunas simples ou compostas em seu dorso. A migração desses corpos se dá em um sentido oblíquo ao fluxo (Desjardins *et al.*, 2012; Swart & Yuan, 2018).

As dunas isoladas de inframaré são formas de leito que ocorrem como “remendos” de areia, mobilizadas por correntes de maré sob condições de suprimento sedimentar muito baixo. Esse tipo de depósito tipicamente ocorre em eventos transgressivos, onde a areia depositada em águas rasas em ambiente plataformal são remobilizadas por correntes de maré (Desjardins *et al.*, 2012).

4.2.2. Reservatórios em depósitos de maré

Os depósitos de maré são compostos essencialmente por arenitos, intercalados com camadas lamosas, e, portanto, são importantes reservatórios para água subterrânea e hidrocarbonetos. Depósitos de maré são explorados para óleo e gás em países como Canadá, Noruega, Rússia e Venezuela (Martinius *et al.*, 2005). As intercalações entre camadas arenosas e lamosas formadas nos depósitos tornam os reservatórios extremamente complexos, nos quais os níveis de lama constituem barreiras de fluxo, impactando na recuperação de hidrocarbonetos (Martinius *et al.*, 2005). Essas características dificultam a caracterização e o modelamento desses reservatórios, o que exige um estudo da heterogeneidade dos corpos em diferentes escalas: grande escala (dezenas a centenas de metros), referente à estratigrafia de sequências e os tratos de sistema deposicionais; escala intermediária (dezenas de metros a dezenas de centímetros), referente à distribuição das fácies nas diferentes associações de fácies; pequena escala (dezenas de centímetros a milímetros), referente a cada forma de leito compondo uma fácies (Yoshida *et al.*, 2001) (Figura 11).

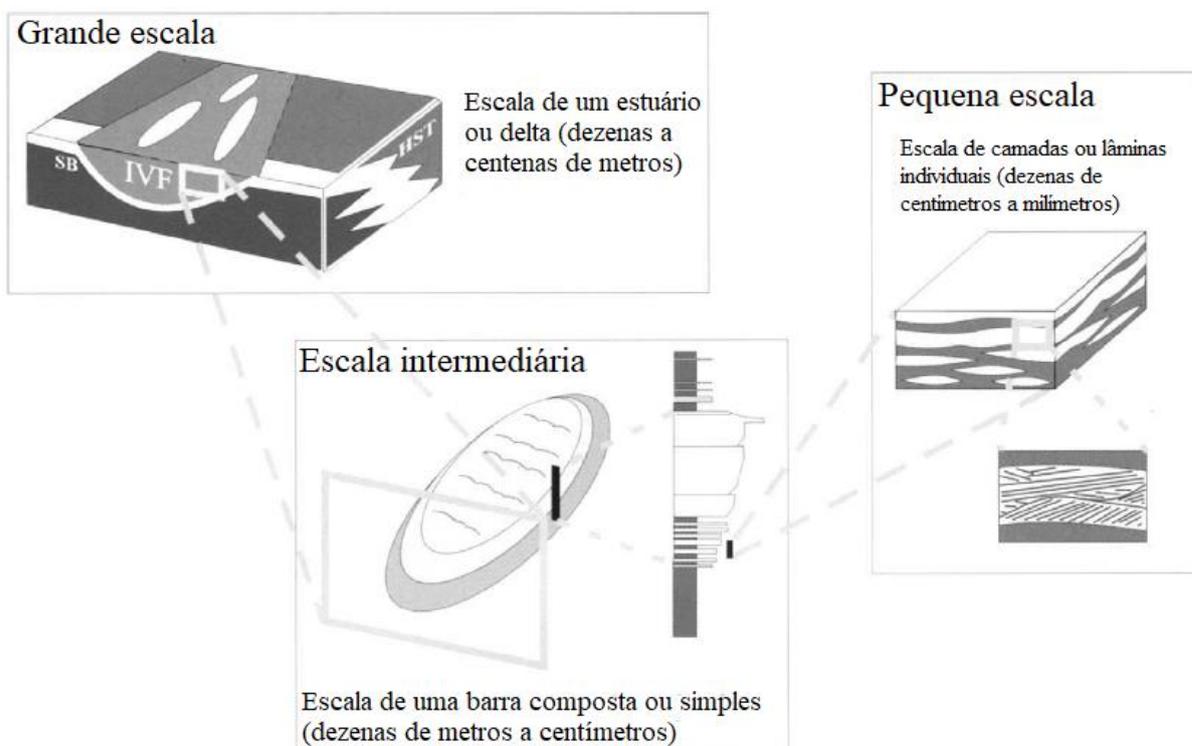


Figura 11: Diferentes escalas de análise de heterogeneidades em reservatórios (modificado de Yoshida *et al.*, 2001).

Os principais reservatórios formados em ambiente de maré são os chamados ricos em areia (*sandy-rich*), caracterizados por baixo volume de lama, em contraste aos ritmitos de maré que se formam especialmente em planícies de maré. Os depósitos ricos em areia formam-se em ambientes com suprimento sedimentar suficiente para a formação de dunas simples e compostas de maré, que se amalgamam para formar lençóis de areia, característicos de ambientes plataformais, se estendendo por dezenas a centenas de quilômetros em área (Longhitano *et al.*, 2012; Olariu *et al.*, 2012; Reynaud & Dalrymple, 2012; Chiarella, 2016).

5. MATERIAIS E MÉTODOS

Para trabalhar com os depósitos de maré da Formação Morro do Chapéu foram digitalizados dois blocos de rocha (Figuras 12 e 13), retirados em uma pedreira de rochas ornamentais, nos arredores de Cachoeira do Agreste, no município de Morro do Chapéu, Bahia (Figura 14). As imagens utilizadas para a digitalização dos blocos foram adquiridas pelos orientadores durante trabalho de campo na área de estudo. A digitalização dos blocos foi feita pela montagem de Modelos Virtuais de Afloramento (MVAs) utilizando o *software Agisoft Metashape Professional*. A partir dos MVAs dos blocos foi feita a interpretação geológica dos depósitos com o *software* de modelagem geológica *MOVE*, utilizando a metodologia definida como fotoestratigrafia por Sgavetti (1991), um método de análise indireta de afloramentos, análogo à sismoestratigrafia. No *MOVE* foi feita a interpretação fotofaciológica, foram gerados planos e superfícies para interpretar a evolução temporal da migração das formas de leito e medidos os padrões de paleocorrentes, tendo em vista que os blocos estão orientados.

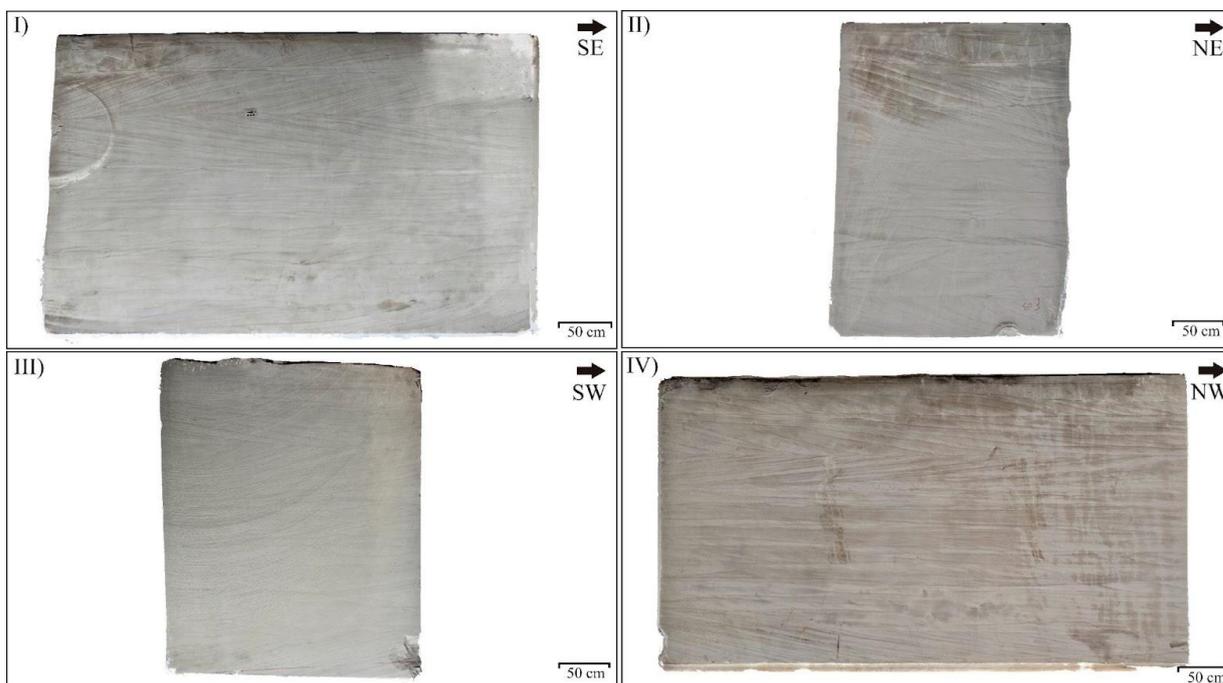


Figura 12: Quatro faces do Bloco Um (medidas: 2.82 m de altura, 4.6 m de comprimento, 2.5 m de largura).

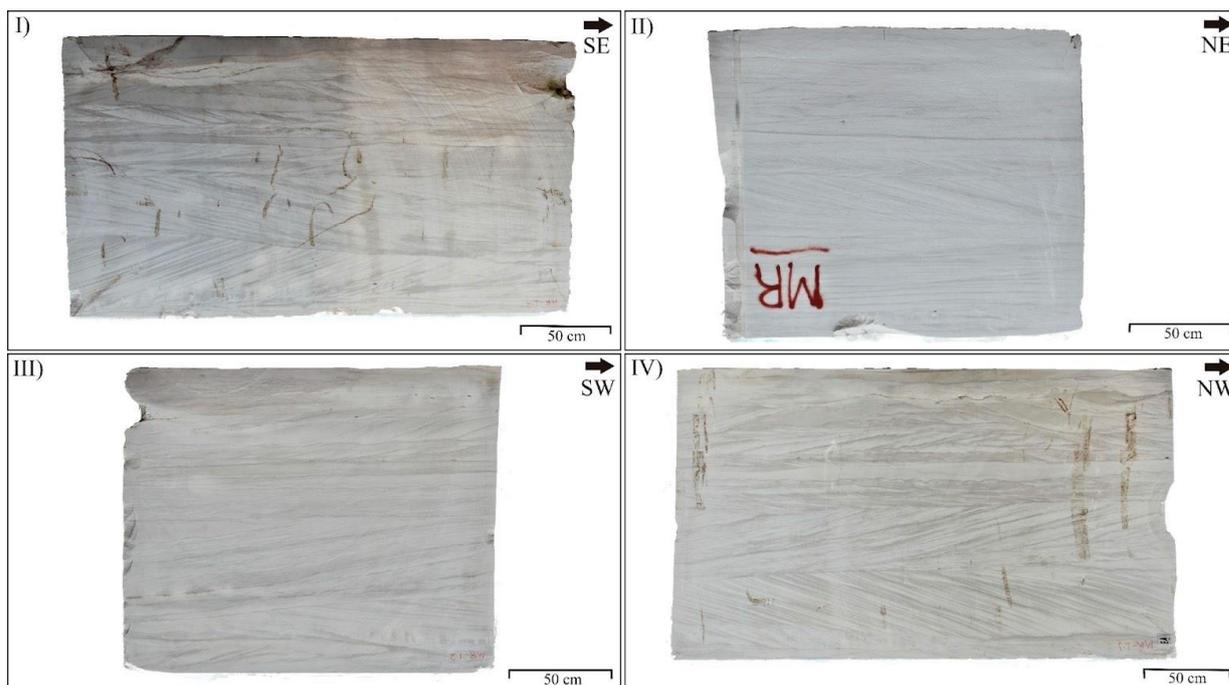


Figura 13: Quatro faces do Bloco Dois (medidas: 1.58 m de altura, 2.97 m de comprimento, 1.96 m de largura).

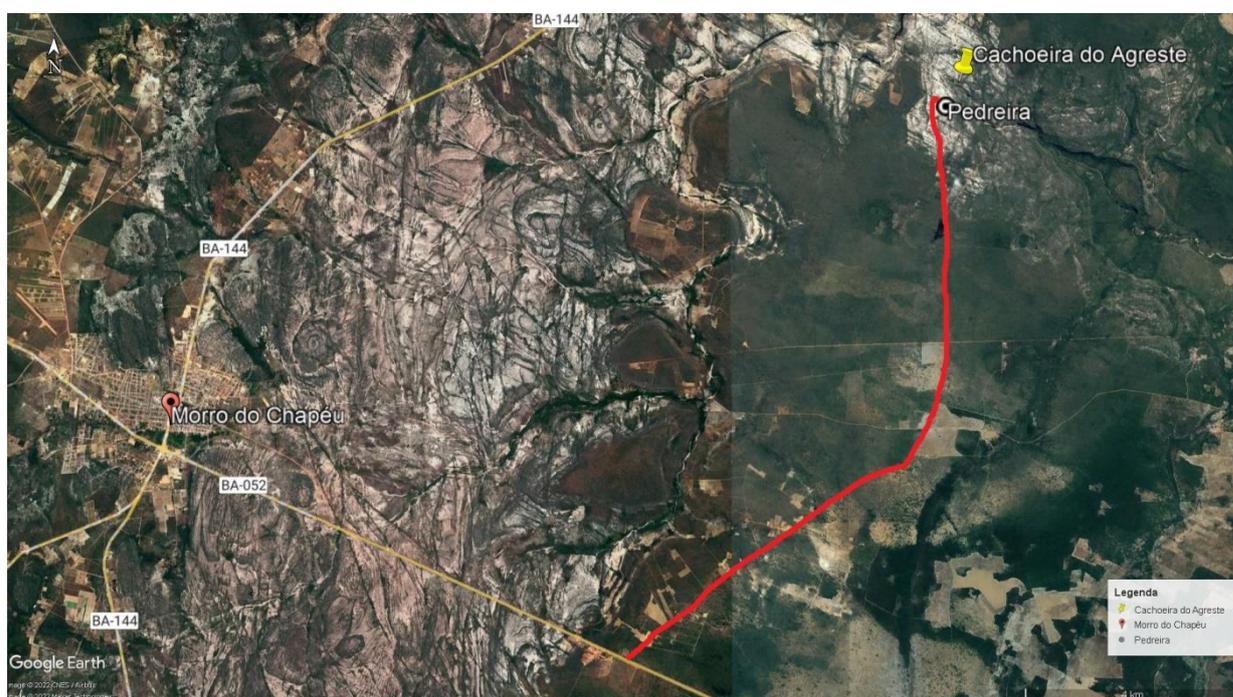


Figura 14: Imagem aérea (extraída do *software Google Earth*), com identificação do perímetro urbano do município de Morro do Chapéu, das principais rodovias, da Cachoeira do Agreste e da pedreira da qual foram retiradas os blocos. O caminho em vermelho marca rota até a pedreira por estradas vicinais.

5.1. Construção de modelos tridimensionais

Para analisar e interpretar os depósitos de maré da Formação Morro do Chapéu foram confeccionados Modelos Virtuais de Afloramento, uma técnica de aquisição e processamento de dados que permite a reconstrução dos afloramentos em meio digital. Esses MVAs foram montados utilizando o *software Agisoft Metashape Professional*. O procedimento de montagem dos modelos se inicia com a aquisição de fotografias do afloramento por diferentes ângulos, com superposição de pelo menos 60% entre as fotos, para permitir que o *software* calcule a posição espacial dos pontos em comum reconhecidos em diferentes fotografias. Para a construção do modelo virtual de afloramento o *Agisoft Metashape* utiliza o algoritmo *Structure from Motion* (Carrivick *et al.*, 2016), que trabalha com pares estéreos de fotografias, seguindo o mesmo princípio da estereofotogrametria. O procedimento realizado no *software* para a montagem do modelo consiste do seguinte fluxo de trabalho: carregamento das fotografias, alinhamento das fotografias, geração de nuvem esparsa de pontos, construção de nuvem densa de pontos, geração de malha triangulada (*mesh*) e texturização do modelo (Freitas *et al.*, 2021) (Figura 15).

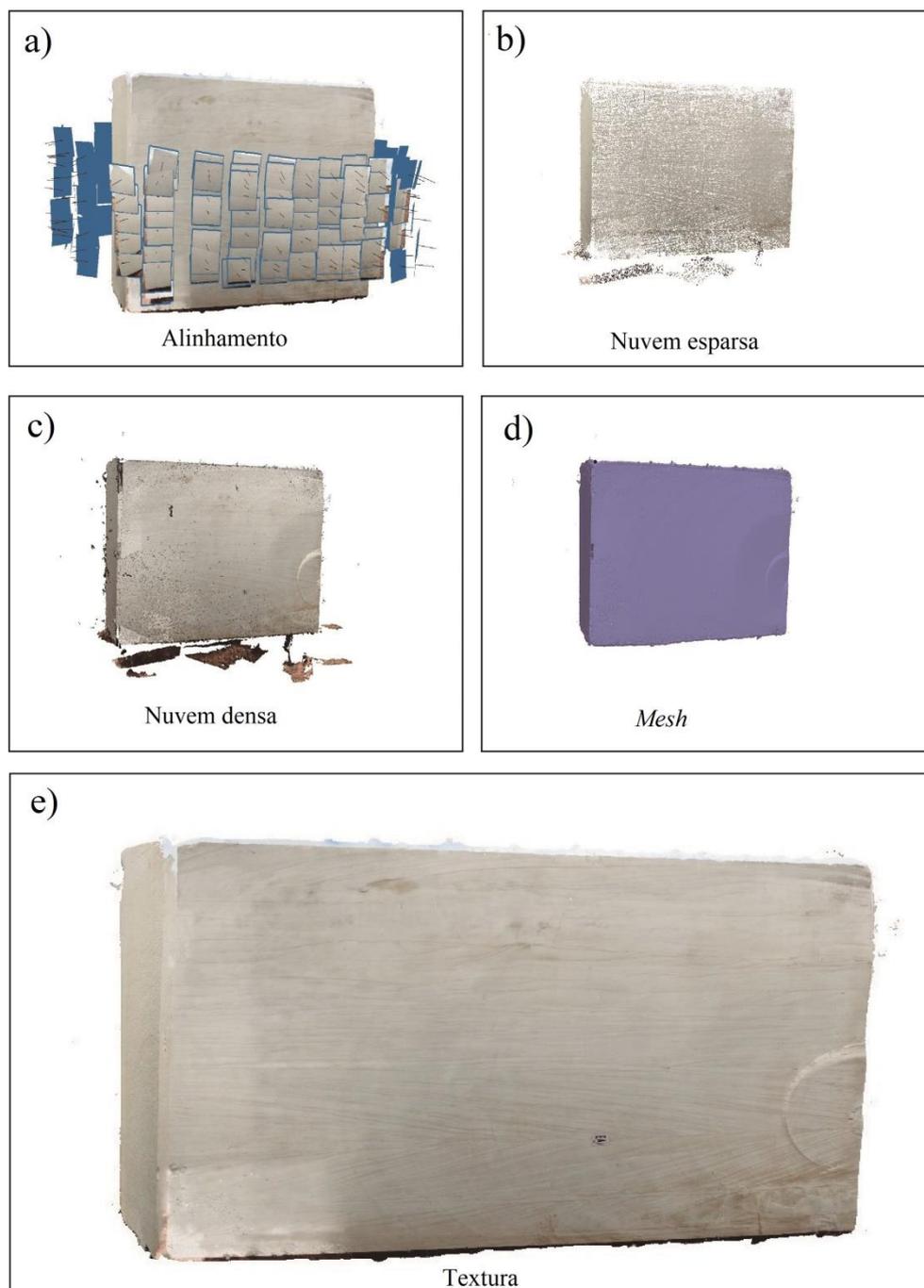


Figura 15: Ilustração das etapas do fluxo de trabalho no *software Agisoft Metashape*.

A partir dos MVAs é possível construir ortofotomosaicos (Figura 16), realizando o processo de ortorretificação das imagens. As feições das imagens são projetadas ortogonalmente com escala constante, não apresentando os deslocamentos devido ao relevo e à inclinação da câmera. Com as imagens devidamente corrigidas o *software* realiza o mosaico de ortofotos e gera o produto final. A resolução dos ortofotomosaicos é de 0.428mm/pixel.



Figura 16: Ortofotomosaico de um dos blocos estudados.

5.2. Caracterização sedimentológica

A aquisição de dados para a caracterização sedimentológica foi feita utilizando os *softwares* *Agisoft Metashape* e *MOVE*, nos quais foi feita a interpretação fotofaciológica, a geração de superfícies chave para o entendimento da migração das formas de leito e a aquisição e análise de dados de paleocorrente.

5.2.1. Interpretação fotofaciológica

A descrição e interpretação de fácies em MVAs é definida como interpretação fotofaciológica, buscando a definição de unidades fotogeológicas tridimensionais mapeáveis definidas em termos de ambientes e processos deposicionais (Sgavetti, 1991). Ou seja, consiste em uma técnica de fotointerpretação de sucessões estratigráficas que visa descrever os mesmos parâmetros observados em afloramentos em trabalhos de campo, tais como: cor, litologia, geometria dos depósitos, estruturas sedimentares e padrões de paleocorrente. No *software* *MOVE* foram desenhadas e interpretadas todas as estruturas sedimentares, utilizando a ferramenta *create a line*, que possibilita a vetorização das estruturas observadas (Figura 17). Utilizando a opção *user defined sets* disponibilizada pelo *software* foi possível classificar e hierarquizar as estruturas em diferentes grupos, utilizando cores distintas para diferenciá-las: superfícies limítrofes de *sets* e *cosets* de estratos

cruzados, estratificações cruzadas, superfícies de reativação, *ripples* e *drapes* de lama. O software *Agisoft Metashape* possui uma ferramenta de régua com a qual foram feitas medições das estruturas descritas: espessura dos depósitos, espessura dos estratos, espaçamento entre as superfícies de reativação, espaçamento e espessura dos *drapes* de lama, comprimento de onda das *ripples*.

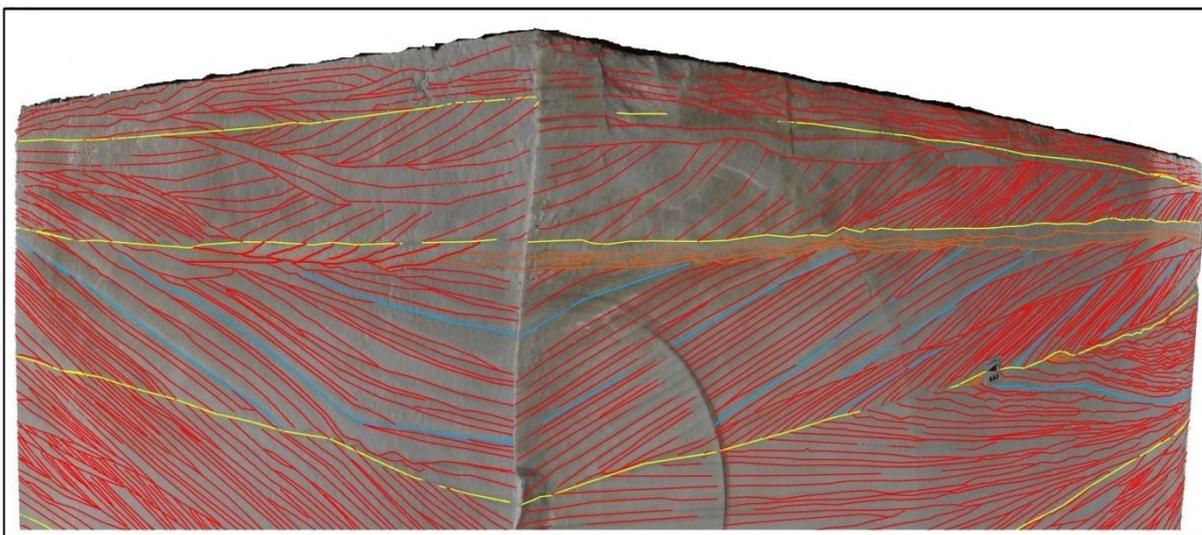


Figura 17: Detalhe da vetorização das estruturas sedimentares e de sua classificação e hierarquização utilizando cores (superfícies limítrofes em amarelo, estratos cruzados em vermelho, superfícies de reativação em azul, *ripples* em laranja).

5.2.2. Geração de superfícies

A partir das linhas vetorizadas foram criados planos (Figura 18), para representar de modo tridimensional as diferentes estruturas e superfícies, e assim interpretar a morfologia e morfodinâmica das formas de leito. Foram criados planos das superfícies que marcam os estratos cruzados, as superfícies de reativação, os limites dos *sets* e os limites dos *cosets*.



Figura 18: Planos tridimensionais de uma superfície de reativação (plano azul) e de uma superfície limítrofe (plano vermelho) observadas na Figura 17.

5.2.3. Aquisição de dados de paleocorrente

Os blocos estudados foram reposicionados na pedra, permitindo a definição da sua orientação original. Sendo assim, foi possível adquirir dados de paleocorrentes, medidos nas estratificações cruzadas e superfícies internas e limítrofes dos sets de estratos cruzados. Utilizando as superfícies geradas foi possível adquirir, no *software MOVE*, os valores de mergulho e sentido de mergulho dos estratos cruzados. O programa realiza uma série de medidas de atitudes no plano tridimensional gerado, e após tratamento estatístico dos dados fornece o valor do polo médio do plano (Figura 19). As atitudes dos polos das diferentes hierarquias de estruturas foram adquiridas e exportadas em formato .txt para o *software Stereonet*, no qual os dados foram plotados em estereograma e analisados.

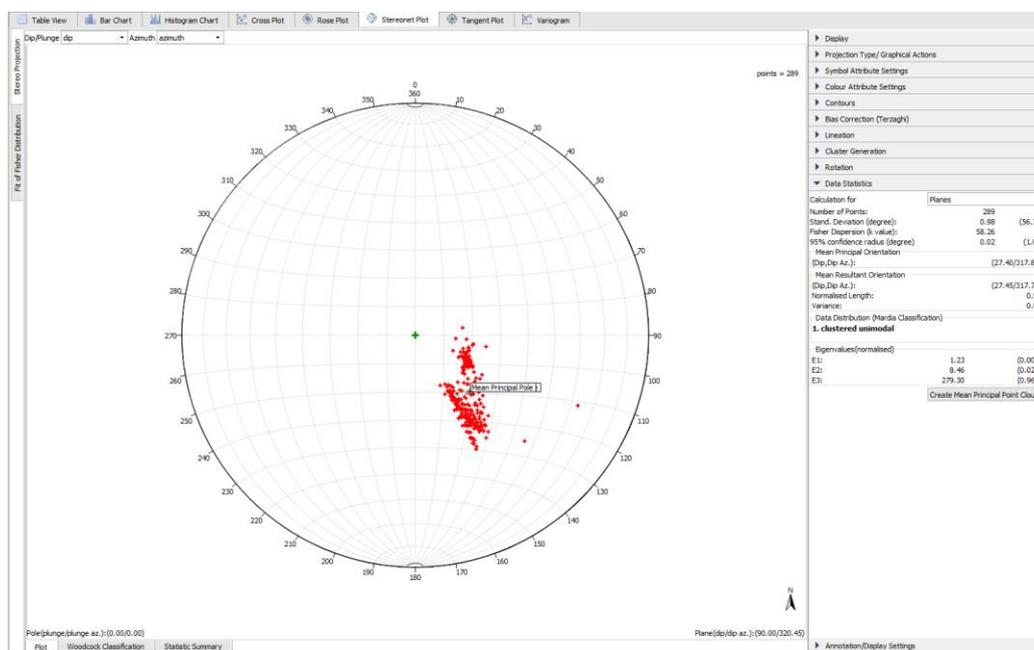


Figura 19: Estereograma com as medidas de atitudes e polo médio da superfície de reativação representada na Figura 18.

6. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados do trabalho foram divididos em: descrição e interpretação de elementos arquiteturais; análise dos padrões de dados de paleocorrente; descrição da arquitetura deposicional e proposição de modelo deposicional; análise de heterogeneidades em reservatório; discussão da dinâmica das marés no Proterozoico.

6.1. Elementos arquiteturais

Após a fotointerpretação dos dois blocos registrando os depósitos de maré da Formação Morro do Chapéu (Figuras 20 e 21), foram identificados cinco elementos arquiteturais, que serão descritos a seguir: dunas cavalgantes acrescionárias, dunas cavalgantes erosivas, macroforma simples, macroforma composta e cordão de areia (*sand ridge*). Elemento arquitetural é uma unidade caracterizada por sua geometria interna e externa, que resulta do processo ou conjunto de processos sedimentares atuando no sistema deposicional (Miall, 1985, 1991). Os elementos arquiteturais são separados por superfícies sub-horizontais que marcam período de erosão ou não deposição, que foram mapeados tridimensionalmente e marcados como superfícies amarelas na fotointerpretação dos modelos.

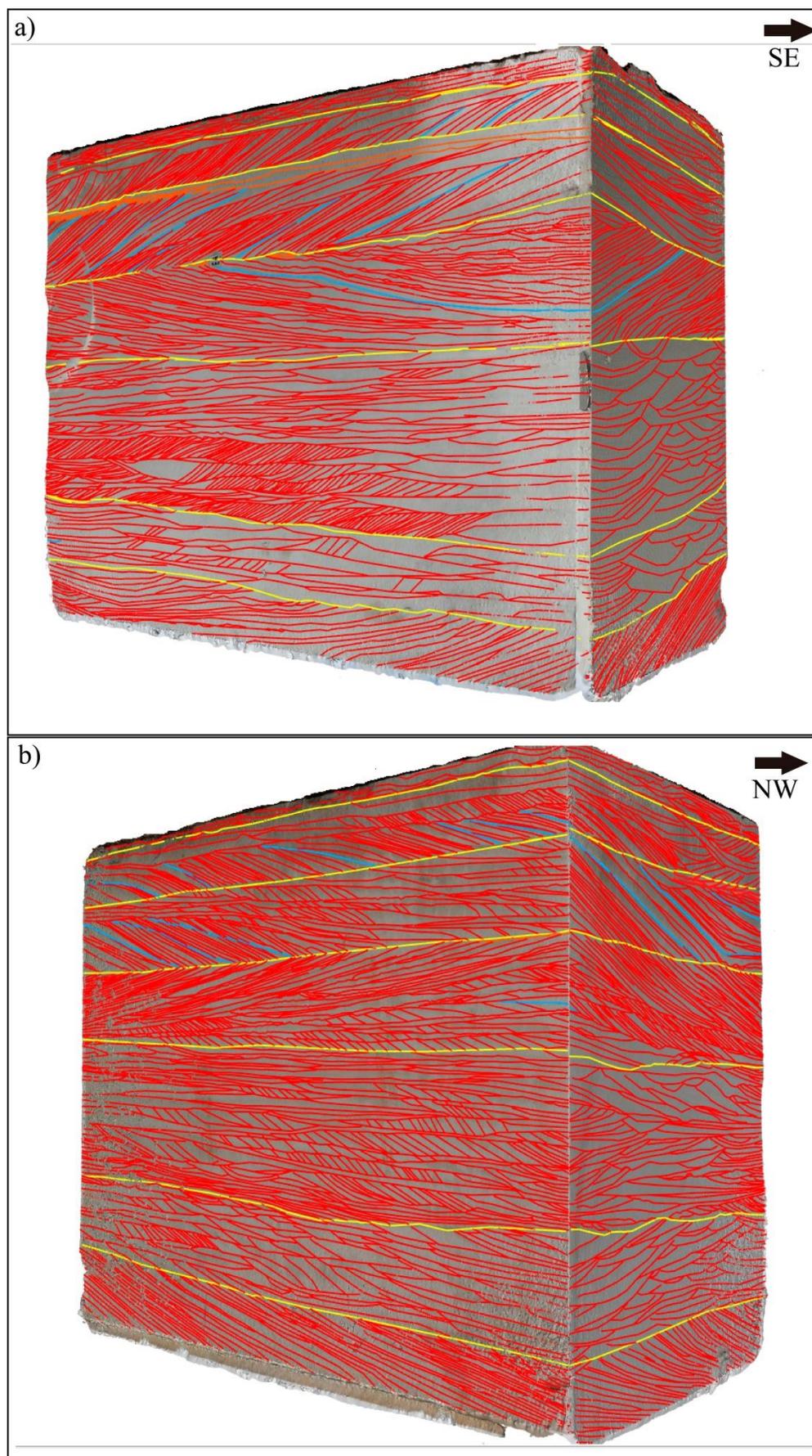


Figura 20: Fotointerpretação do Bloco Um (escala vertical: 2,82 m).

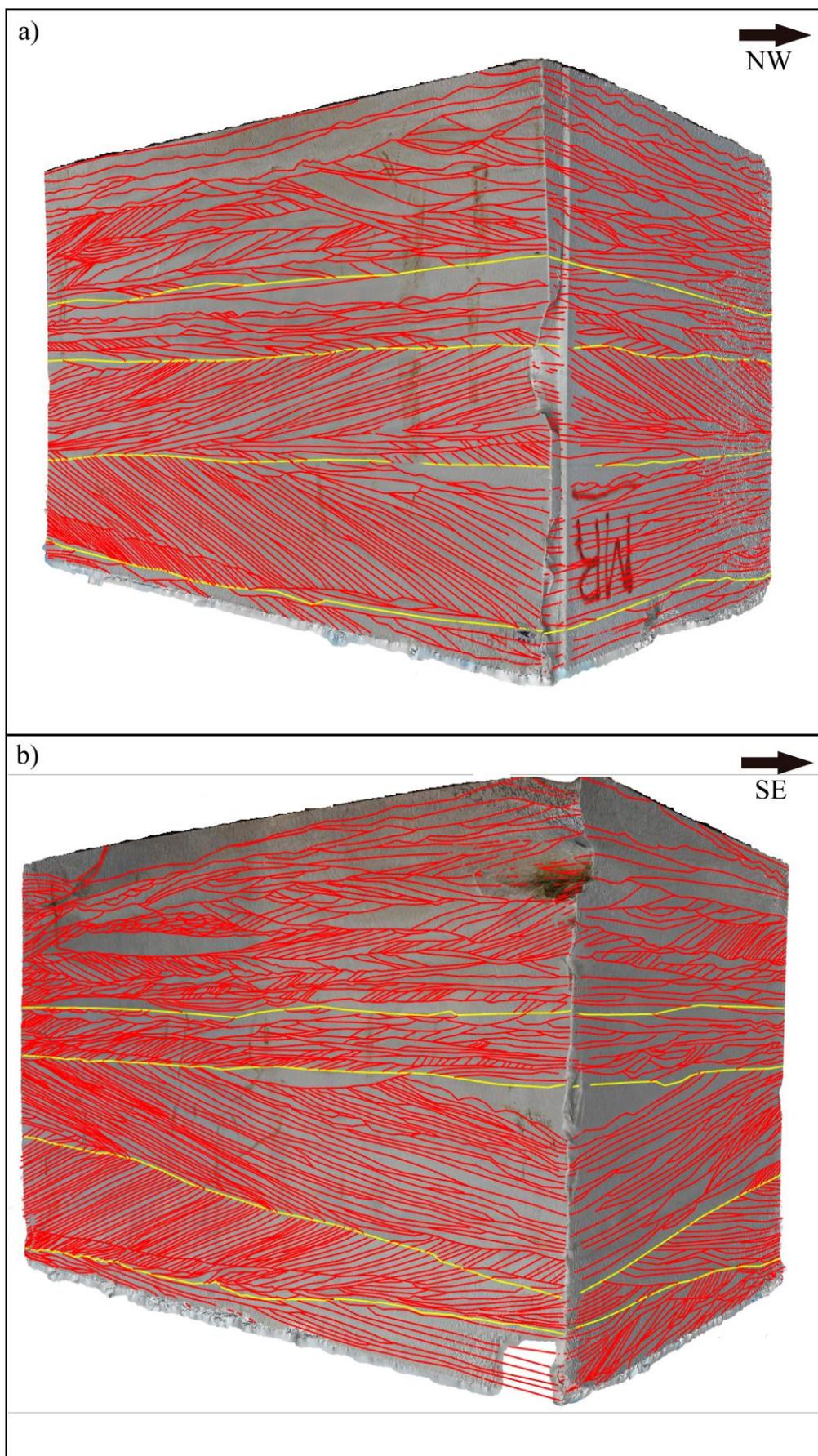


Figura 21: Fotointerpretação do Bloco Dois (escala vertical: 1,58 m).

Dunas cavalgantes acrescionárias

Descrição: Arenitos finos a médios, bem selecionados, compostos por *sets* sobrepostos de estratificação cruzada tangencial ou sigmoidal de 5 até 15 cm, limitados na base e no topo por superfícies sub-horizontais, compondo *cosets* de até 80 cm. As espessuras dos *sets* individuais variam lateralmente. Internamente os *sets* apresentam superfícies sigmoidais com espaçamento regular, de 25 a 45 cm, que marcam uma mudança no ângulo de mergulho e truncam os estratos cruzados adjacentes. Localmente é possível observar transições dos *foresets* tangenciais para laminações de baixo ângulo ou porções de arenitos maciços. *Drapes* de lama ocorrem localizadamente recobrimdo os *foresets*, com espaçamento médio de 15 cm, ou recobrimdo as superfícies sub-horizontais que delimitam os *sets* de estratos cruzados. Em corte transversal ao fluxo é caracterizado por estratos cruzados acanalados, marcados por *drapes* de lama cinza escuro com espaçamento de até 10 cm (Figura 22).

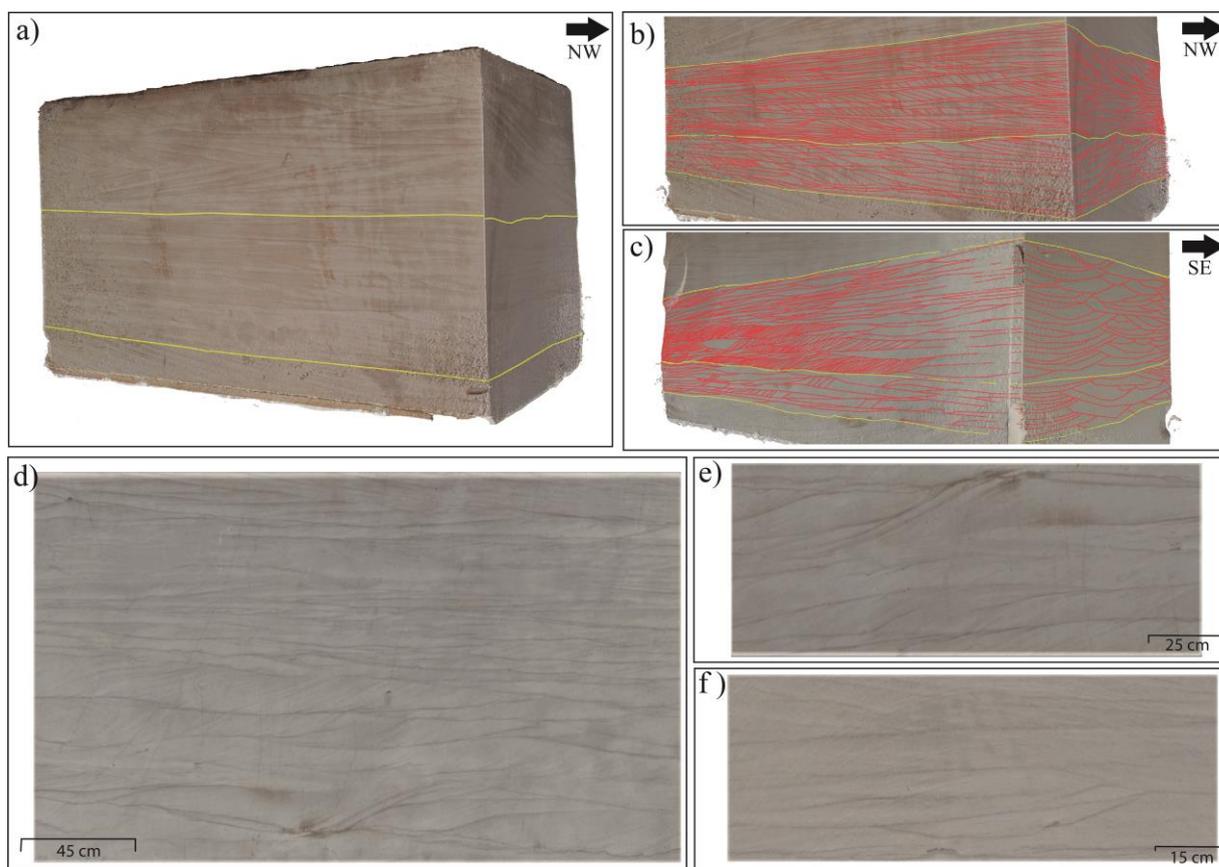


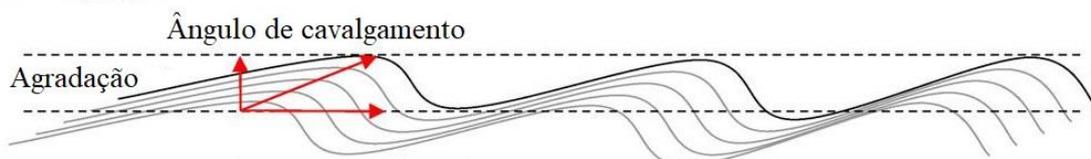
Figura 22: a) Localização das dunas cavalgantes acrescionárias no Bloco Um; b) Vista da crista das dunas; c) Vista da face frontal das dunas; d) Co-sets de estratos cruzados

tangenciais; e) Detalhe de superfícies de reativação e *drapes* de lama recobrimdo os *foresets*; f) Vista em corte transversal ao fluxo, com detalhe dos estratos cruzados acanalados.

Interpretação: Estratos cruzados tangenciais, sigmoidais e acanalados representam a migração de dunas subaquosas de crista sinuosa sob regime de fluxo trativo inferior (Ashley, 1990). Dunas são formas de leito resistentes ao fluxo, que migram sob tensão de cisalhamento, com um campo de estabilidade resultante da interação entre tamanho de grão, velocidade da corrente, profundidade e espaço de acomodação no substrato (Allen, 1980; Rubin & McCulloch, 1980; Ashley, 1990). Em ambientes dominados por marés, em geral se formam quando há areia fina a média disponível, em profundidades abaixo de 20 m e velocidade de corrente acima de 0,5 m/s (Dalrymple, 2010; Choi, 2015). A migração dos *foresets* se dá por fluxos de grão na face frontal, e deposição de grãos em suspensão na porção basal, o que produz os *sets* de estratos cruzados (Reynaud & Dalrymple, 2012). A sobreposição dos *sets* de estratos cruzados indicam cavalgamento de dunas subaquosas (Figura 23), o que em geral ocorre em áreas de alto suprimento sedimentar (Allen, 1980; Rubin & Hunter, 1982; Prothero & Schwab, 2014). Em ambiente de plataforma continental o tamanho das formas de leito diminui ao longo da trajetória de transporte sedimentar, em função da diminuição da velocidade da corrente e do tamanho de grão e do aumento de profundidade, portanto, as dunas cavalgantes acrescionárias representam a deposição mais distal do ambiente (Figura 23) (Rubin & Hunter, 1982; Stride, 1982; Desjardins *et al.*, 2012; Reynaud & Dalrymple, 2012). A variação de espessura dos *sets* de estratos cruzados é típica em ambientes dominados por maré, e pode indicar erosão da duna sotoposta pela duna sobreposta durante processo de migração por acreção frontal ou variações periódicas na velocidade da corrente e aporte sedimentar (Rubin & Hunter, 1982; Olariu *et al.*, 2012). As porções onde foram observadas transições dos *foresets* tangenciais para laminações de baixo ângulo ou porções de arenitos maciços podem ser explicadas pelo cavalgamento de dunas em ângulo subcrítico ou erosivo, na qual as estruturas sedimentares podem não ser registradas (Rubin & Hunter, 1982). Os *drapes* de lama que marcam os *foresets* representam o período de interrupção da corrente, durante a inversão do sentido da maré, na qual é depositada lama por decantação. As superfícies sigmoidais que ocorrem internamente nos *sets* e truncam os estratos

cruzados adjacentes representam superfícies de reativação. Essas superfícies são formadas em resposta às reversões periódicas do fluxo das marés, quando a corrente da maré subordinada tem energia suficiente para erodir os depósitos da maré dominante, resultando no truncamento dos estratos cruzados (Allen, 1980; Stride, 1982; Dalrymple, 2010; Longhitano *et al.*, 2012).

A - Cavalgamento de dunas



B - Diminuição do tamanho das formas de leito com aumento de profundidade

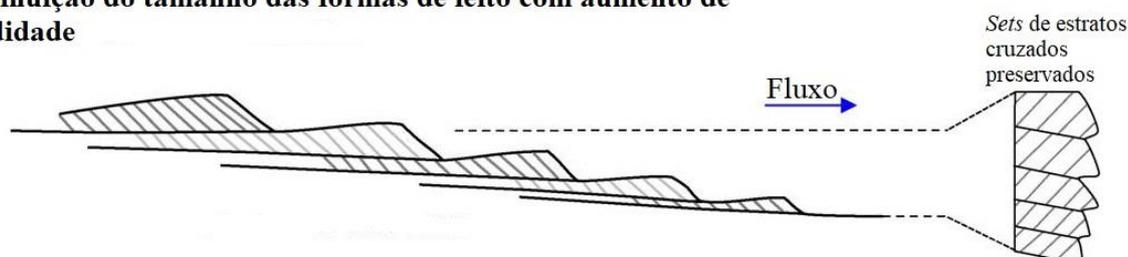


Figura 23: a) Modelo de migração de dunas cavalgantes; b) Diminuição do tamanho das formas de leito costa a fora na trajetória do transporte sedimentar, em função da diminuição da velocidade da corrente e do tamanho de grão e do aumento de profundidade da coluna d'água (modificado de Reesink *et al.*, 2015).

Dunas cavalgantes erosivas

Descrição: Arenitos finos a médios, bem selecionados, compostos por *sets* de até 10 cm de arenitos com estratificação cruzada tangencial, com alternância do sentido de mergulho dos estratos, com formação de superfícies irregulares recobertas por filmes de lamas, que são truncadas pelos estratos cruzados de sentido oposto de mergulho. Os *sets* se sobrepõem formando *cosets* de até 60 cm, sendo que *sets* adjacentes podem apresentar sentidos opostos de mergulho dos estratos cruzados. Internamente os *sets* apresentam superfícies sigmoidais com espaçamento regular, de 15 a 20 cm, que marcam uma mudança no ângulo de mergulho e truncam os estratos cruzados adjacentes. *Drapes* de lama simples ou duplos são abundantes nos *foresets*, com espaçamento de 3 a 12 cm. Ocorrem

níveis de marcas onduladas assimétricas intercalados com os *sets* de estratos cruzados, com 5 a 15 cm de espessura. Em corte transversal ao fluxo são formados *sets* de estratificação cruzada tangencial e acanalada (Figura 24).

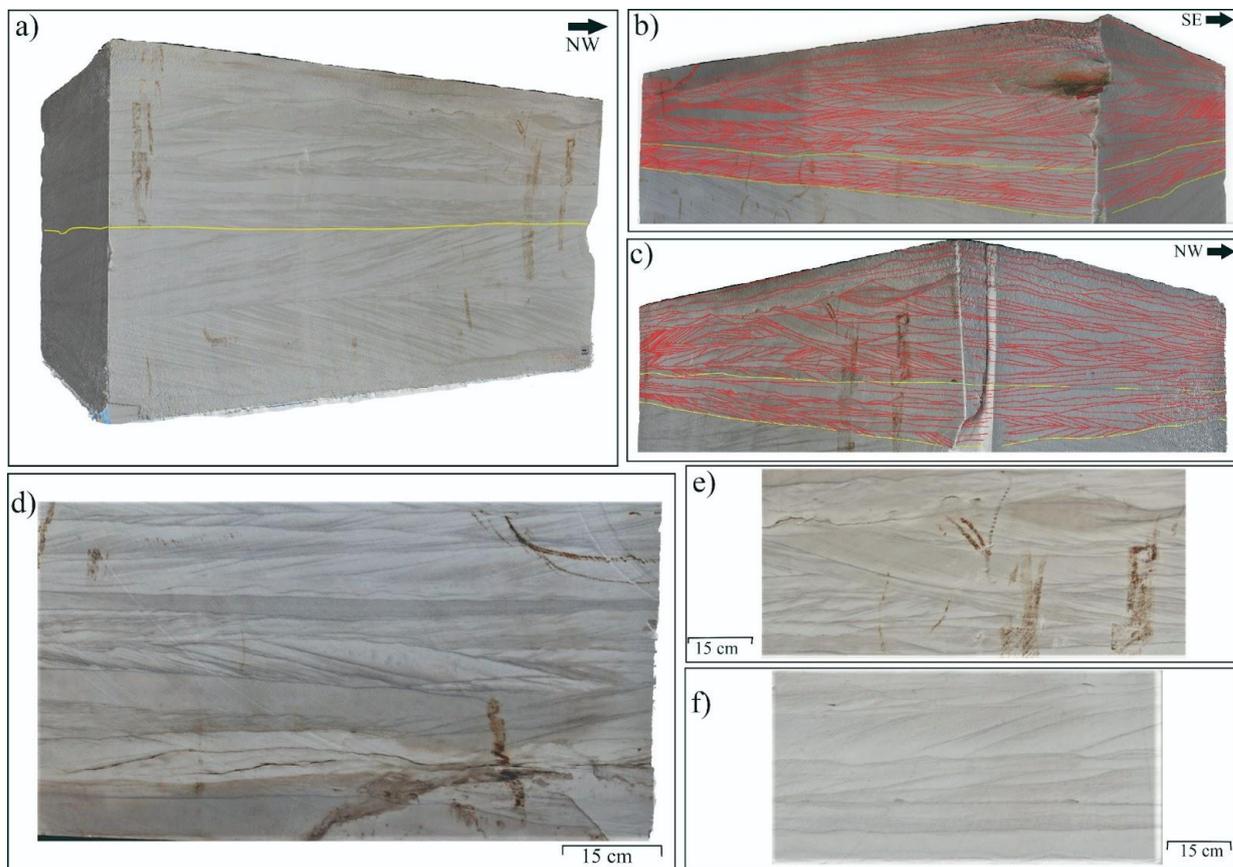


Figura 24: a) Localização das dunas cavalgantes erosivas na metade superior do Bloco Dois; (b) e (c) apresentam a fotointerpretação das estruturas sedimentares do intervalo que compõe as dunas cavalgantes erosivas; (d) e (e) Detalhe dos *co-sets* de estratos cruzados, com alternância do sentido de mergulho, com formação de superfícies erosivas, que são truncadas pelos estratos; f) Vista dos *sets* de estratos cruzados em corte transversal ao fluxo.

Interpretação: Esses depósitos indicam a migração de dunas subaquosas de crista sinuosa sob regime de fluxo trativo inferior (Ashley, 1990), formas de leito resistentes ao fluxo, que migram sob tensão de cisalhamento (Allen, 1980; Rubin & McCulloch, 1980; Ashley, 1990). A migração dos *foresets* se dá por fluxos de grão na face frontal, e deposição de grãos em suspensão na porção basal, o que produz os *sets* de estratos cruzados (Allen, 1980; Reynaud & Dalrymple, 2012). A sobreposição dos *sets* de estratos cruzados indicam cavalgamento de dunas subaquosas (Allen, 1980; Rubin & Hunter, 1982; Prothero & Schwab, 2014), porém,

se diferenciam das dunas cavalgantes acrescionárias por apresentarem um caráter erosivo na superimposição das dunas, que se dá em resposta às reversões periódicas no sentido das correntes de maré, o que resulta em truncamento de dunas com direção oposta ou oblíqua de migração. Um análogo moderno para a formação de campos de dunas subaquosas de maré com direções opostas de migração é o mar do sul da China (Figura 25) (Ma *et al.*, 2022), porém, em escala muito maior do que a observada no presente trabalho. Os níveis de marcas onduladas intercalados com as dunas caracterizam a migração de *ripples*, que indicam uma diminuição da velocidade da corrente de maré (Allen, 1980; Dalrymple, 2010). Os *drapes* de lama recobrendo os *foresets* e as superfícies de reativação sigmoidais que ocorrem internamente nos *sets* e truncam os estratos adjacentes são indicativos da ação de correntes de maré, conforme discutido no elemento anterior.

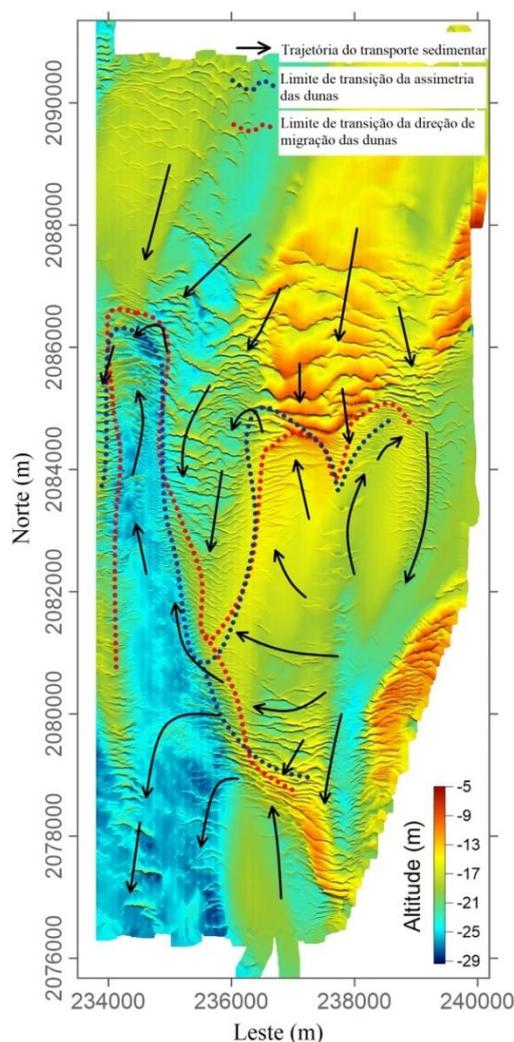


Figura 25: Análogo moderno do encontro de campos de dunas com direção de migração oposta ou oblíqua, no mar do Sul da China (modificado de Ma *et al.*, 2022).

Macroforma simples

Descrição: Composto por arenitos finos a médios, bem selecionados, com estratificação cruzada tangencial, formando *sets* individuais de cerca de 40 cm de espessura, com *drapes* de lama simples ou duplos recobrando os *foresets*, com espaçamento variando de 5 a 20 cm. Ocorrem marcas onduladas assimétricas na base e topo dos *foresets*, migrando em sentido contrário ao dos estratos cruzados, com comprimentos de até 15 cm. Internamente aos *sets* são observadas superfícies sigmoidais de espaçamento regular, de 20 a 40 cm, que marcam uma mudança no ângulo de mergulho e truncam os estratos cruzados adjacentes. Em corte transversal ao fluxo são formados *sets* de estratificação cruzada tangencial e acanalada (Figura 26).

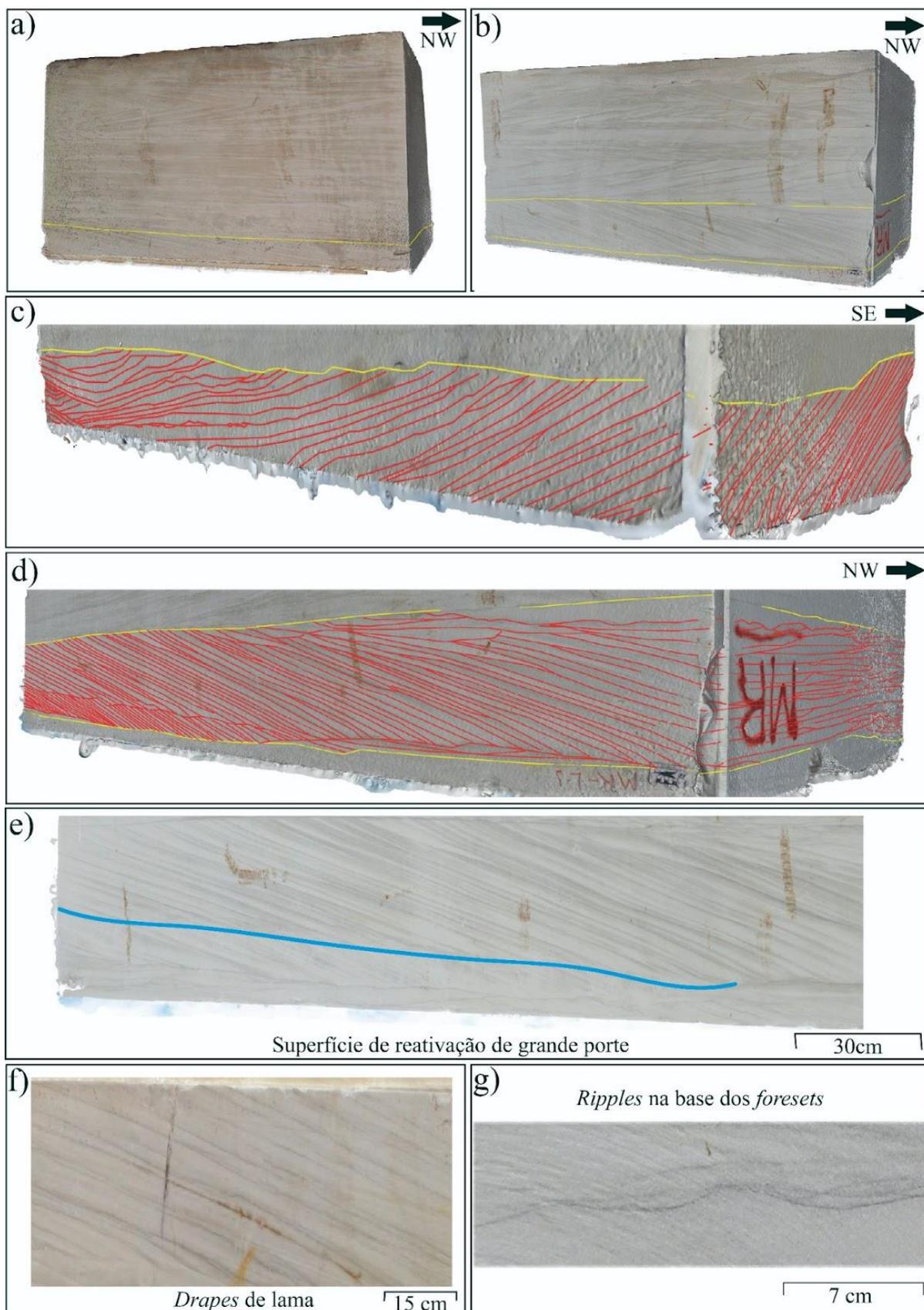


Figura 26: Localização da macroforma simples nos Blocos Um (a) e Dois (b); c) Fotointerpretação da macroforma simples no Bloco Um, em vista da face frontal da

macroforma; d) Fotointerpretação da macroforma simples no Bloco Dois, em vista da crista da macroforma; e) Detalhe de superfície de reativação de grande porte; f) Detalhe dos *drapes* de lama regularmente espaçados recobrimdo os *foresets*; g) Detalhe de *ripples* assimétricas na base dos *foresets*, migrando em sentido contrário ao dos estratos cruzados.

Interpretação: Esses depósitos representam a migração de macroformas simples de crista sinuosa (Ashley, 1990), formas de leito maiores e mais estáveis do que dunas subaquosas, formadas por maior velocidade da corrente e espaço de acomodação no substrato (Allen, 1980; Ahley, 1990; Longhitano *et al.*, 2012; Reynaud & Dalrymple, 2012). Constituem formas de leito resistentes ao fluxo, que migram sob tensão de cisalhamento (Rubin & McCulloch, 1980; Ashley, 1990). A velocidade da corrente transportando os sedimentos é maior na crista, portanto, a migração dos *foresets* se dá por erosão no dorso e deposição por fluxos de grão na face frontal, e deposição de grãos em suspensão na porção basal onde há separação do fluxo, caracterizando uma migração por acreção frontal (Figura 27) (Allen, 1980; Reynaud & Dalrymple, 2012; Longhitano *et al.*, 2014). As marcas onduladas na base e topo dos *foresets* caracterizam *ripples* que indicam uma diminuição da velocidade da corrente, caracterizando depósitos da maré subordinada no pé ou crista da macroforma (Dalrymple, 2010; Desjardins *et al.*, 2012). Os *drapes* de lama que marcam os *foresets* representam o período de interrupção da corrente, durante a inversão do sentido da maré, na qual é depositada lama por decantação, e as superfícies sigmoidais que marcam uma mudança no ângulo de mergulho e truncam os estratos adjacentes são superfícies de reativação, que representam discontinuidades internas formadas em resposta às reversões periódicas do fluxo das marés (Allen, 1980; Dalrymple, 2010; Longhitano *et al.*, 2012).

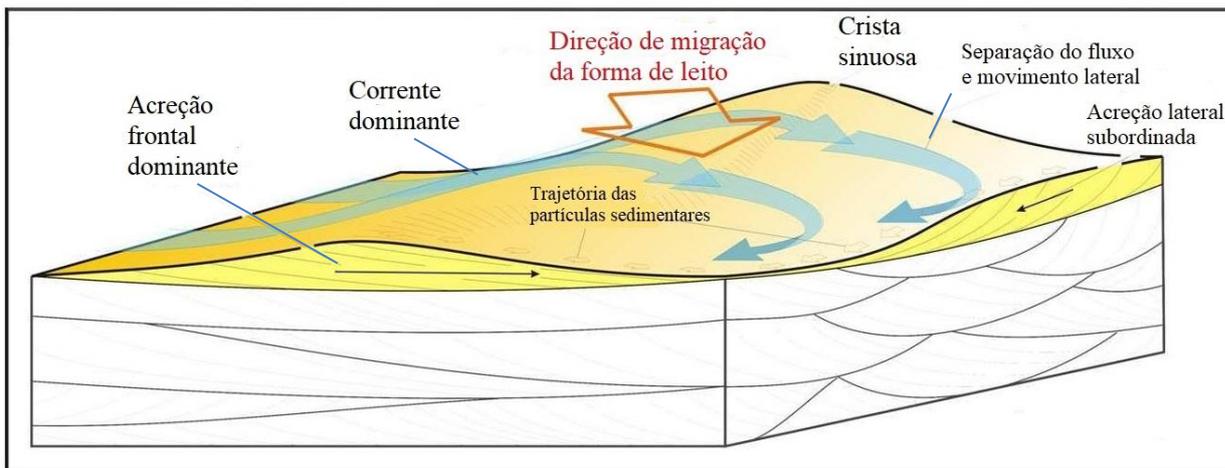


Figura 27: Bloco-diagrama com modelo de migração da macroforma simples de crista sinuosa, destacando os processos sedimentares e a trajetória dos sedimentos (modificado de Longhitano *et al.*, 2014).

Macroforma composta

Descrição: Arenitos finos a médios, bem selecionados, com estratificação cruzada tangencial, distribuídos em *sets* de até 25 cm, separados por superfícies planas inclinadas no mesmo sentido dos estratos cruzados (NW), formando *cosets* de até 45 cm. Os *cosets* tendem a apresentar estratodecrescência ascendente. *Drapes* de lama simples ou duplos recobrem os *foresets*, tanto na base quanto no topo, com espaçamento variando de 5 a 20 cm e espessura média de 9 mm. Internamente aos *sets* são observadas superfícies sigmoidais regularmente espaçadas, de 20 a 50 cm, que marcam uma mudança no ângulo de mergulho dos estratos, que truncam essas superfícies. Ocorrem marcas onduladas assimétricas na base e topo dos *foresets*, migrando em sentido contrário ao sentido de mergulho dos estratos cruzados, com espessura de aproximadamente 0,10 m. Em corte transversal ao fluxo são formados *sets* de estratificação cruzada tangencial e acanalada (Figura 28).

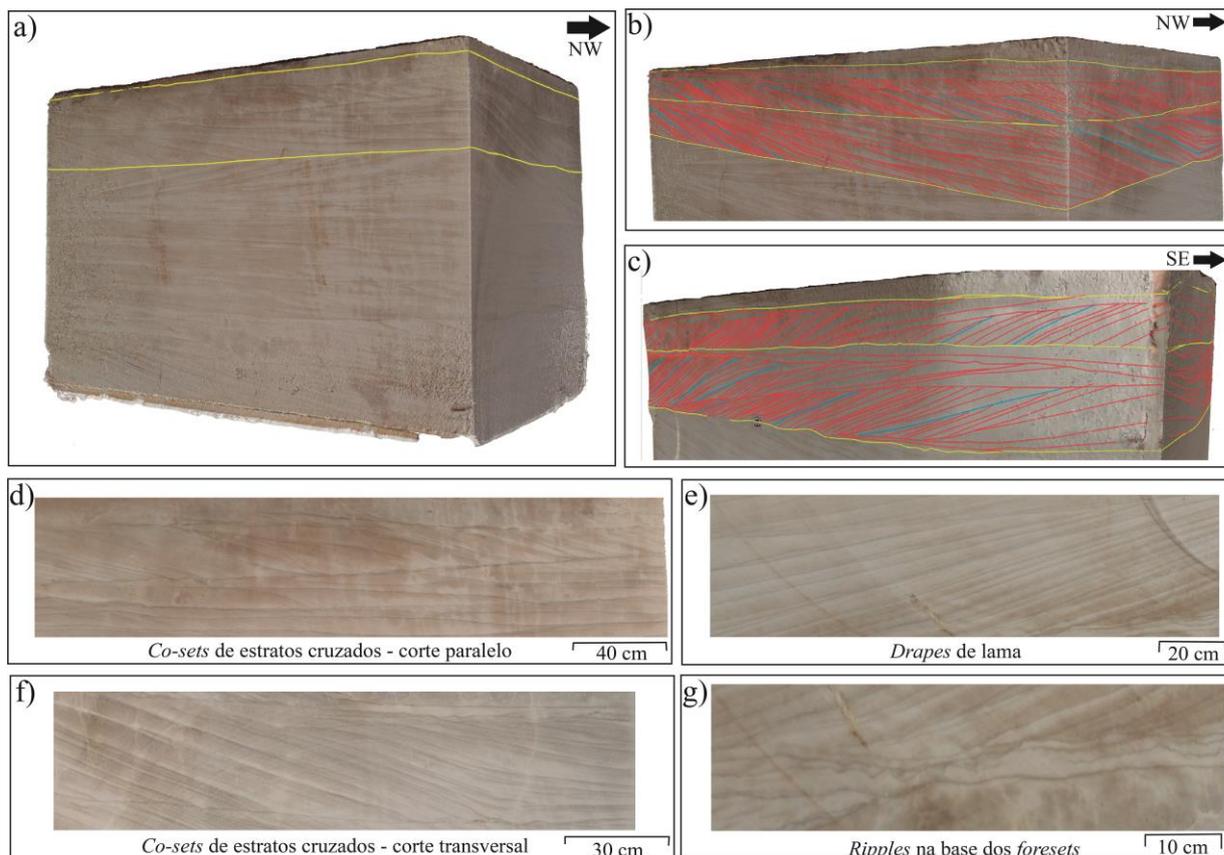


Figura 28: a) Localização das macroformas compostas no Bloco Um; b) Fotointerpretação de dois intervalos de macroformas compostas em vista da crista; c) Fotointerpretação de dois intervalos de macroformas compostas em vista da face frontal; d) Detalhes dos *co-sets* de estratos cruzados em corte paralelo ao fluxo; e) Detalhe dos *drapes* de lama regularmente espaçados recobrendo os *foresets*; f) *Co-sets* de estratos cruzados em corte transversal ao fluxo; g) Detalhe de *ripples* assimétricas na base dos *foresets*, migrando em sentido contrário ao dos estratos cruzados.

Interpretação: Os estratos cruzados compostos indicam macroformas caracterizadas por dunas subaquosas superimpostas migrando em sua face frontal (Allen, 1980; Rubin & McCulloch, 1980; Ashley, 1990; Dalrymple, 2010; Olariu *et al.*, 2012). A presença de estratos cruzados tangenciais e acanalados indica que as dunas sobrepostas apresentavam linha de crista sinuosa (Ashley, 1990). A formação de macroformas compostas ao invés de macroformas simples em ambientes de maré está relacionada às variações periódicas e a um aumento na velocidade da corrente, e também a um maior espaço de acomodação no substrato (Allen, 1980; Rubin & McCulloch, 1980; Longhitano *et al.*, 2010; Reynaud & Dalrymple, 2012). Macroformas compostas se formam tipicamente em ambiente de inframaré em

ambientes plataformais, recobrimdo amplas áreas, em geral em profundidades abaixo do nível de ação de ondas (Longhitano *et al.*, 2010, 2012; Desjardins *et al.*, 2012; Olariu *et al.*, 2012). A presença de drapes de lamas nos foresets das dunas sobrepostas, níveis de marcas onduladas e superfícies de reativação regularmente espaçadas indicam a ação de correntes de maré, conforme foi discutido nos elementos anteriores.

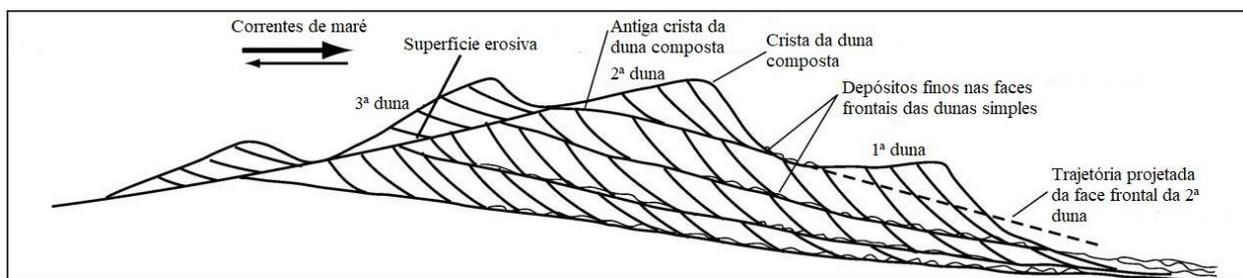


Figura 29: Modelo de formação e migração de macroformas compostas (modificado de Olariu *et al.*, 2012).

Cordão de areia (*Sand Ridge*)

Descrição: Arenitos finos a médios, bem selecionados, compostos por *sets* de estratos cruzados tangenciais de até 20 cm de espessura, delimitados por superfícies sigmoidais ou planas com baixo ângulo de mergulho, formando *cosets* de cerca de 70 cm de espessura. O sentido de mergulho dos estratos cruzados forma um alto ângulo (cerca de 50°) em relação ao sentido de mergulho das superfícies que delimitam os *sets*. Os estratos cruzados apresentam *drapes* de lama simples ou duplos recobrimdo os *foresets*, com espaçamento regular de 5 a 20 cm. Também podem ser observadas superfícies sigmoidais regularmente espaçadas, de 20 a 30 cm, que marcam uma mudança no ângulo de mergulho dos estratos cruzados, que cortam e truncam esses estratos. (Figura 30).

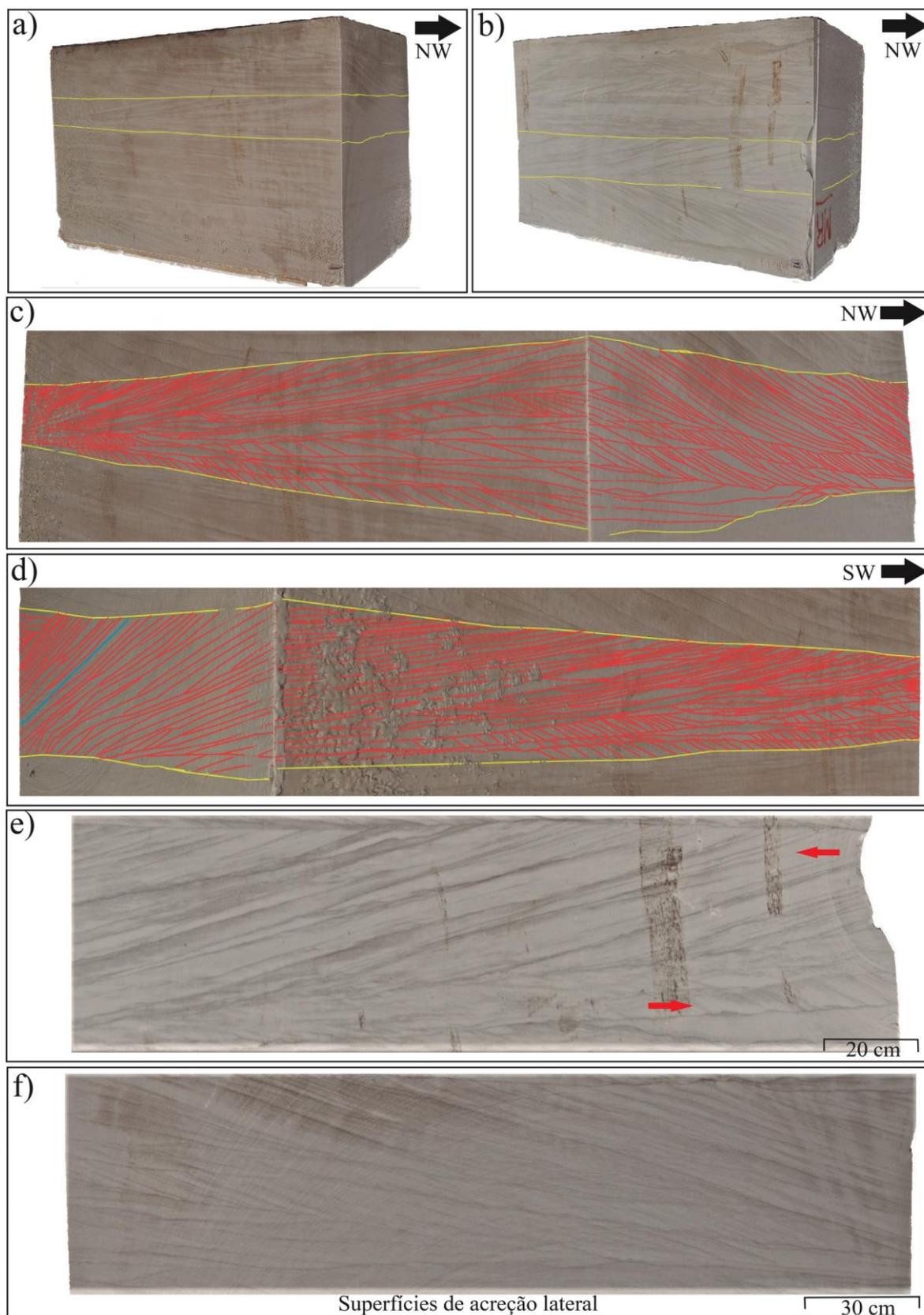


Figura 30: Localização dos cordões de areia nos Blocos Um (a) e Dois (b); (c) e (d) Fotointerpretação do cordão de areia no Bloco Um; e) Sets de estratos cruzados tangenciais com abundantes superfícies de reativação e *drapes* de lama, com as setas apontando os

sentidos opostos de migração dos estratos; f) Superfícies de acreção lateral em corte transversal ao fluxo.

Interpretação: Os *cosets* de arenitos com estratificação cruzada tangencial representam a migração de cordões de areia alongados, com dunas de maré migrando em seus flancos (Dalrymple, 2010; Desjardins *et al.*, 2012; Swart & Yuan, 2018). O sentido de mergulho discordante dos estratos cruzados em relação às superfícies planas ou sigmoidais que delimitam os *sets* indica migração por acreção lateral (Dalrymple, 2010; Desjardins *et al.*, 2012; Olariu *et al.*, 2012; Swart & Yuan, 2018). Os cordões de areia se formam quando a corrente encontra alguma irregularidade batimétrica no assoalho, o que causa uma aceleração do fluxo por constrição e construção do cordão por acreção vertical, até a feição atingir um perfil de equilíbrio e se ampliar por acreção lateral (Desjardins *et al.*, 2012). Sua migração se dá por uma “célula rotacional” de corrente, influenciada pelas duas direções das marés, ou seja, o sedimento se move em direções opostas em cada lado da crista do cordão, tornando a crista uma zona de convergência, na qual o fluxo é mais rápido. Os *drapes* de lama que marcam os *foresets* representam o período de interrupção da corrente, durante a inversão do sentido da maré, na qual é depositada lama por decantação. As superfícies sigmoidais regularmente espaçadas que marcam uma mudança no ângulo de mergulho dos estratos adjacentes são superfícies de reativação, que representam descontinuidades internas formadas em resposta às reversões periódicas do fluxo das marés, quando a corrente da maré subordinada tem energia suficiente para erodir os depósitos da maré dominante, resultando no truncamento dos estratos cruzados (Allen, 1980; Stride, 1982; Dalrymple, 2010).

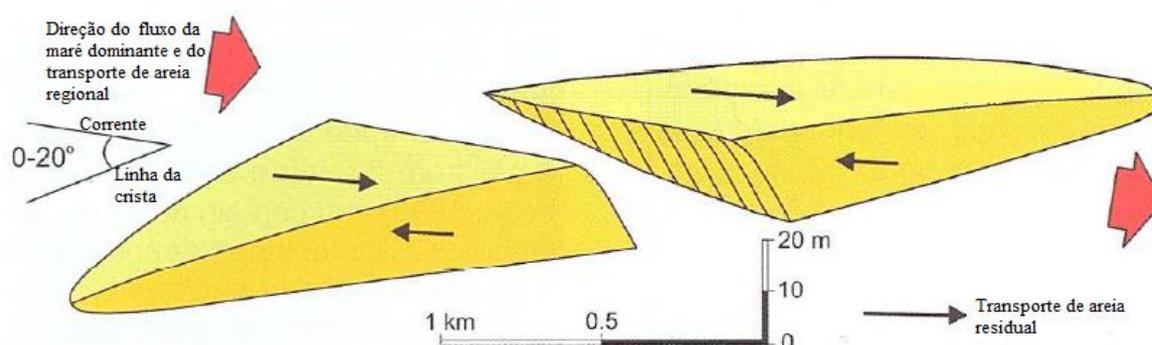


Figura 31: Modelo de transporte de sedimentos em cordões de areia, destacando o ângulo formado entre a linha de crista e a corrente de maré dominante, característico de macroformas que migram por acreção lateral (modificado de Dalrymple, 2010).

6.2. Análise de dados de paleocorrente

Os dados de paleocorrentes dos estratos cruzados dos diferentes elementos arquiteturais foram coletados no *software MOVE*, e plotados em diagramas de roseta para análise no *software Stereonet* (Figura 32).

As dunas cavalgantes acrescionárias apresentam um padrão dominante de migração para NW, com alguns dados para W-SW (Figura 32a). As dunas cavalgantes erosivas apresentam duas direções dominantes de migração, para NW e para SW (Figura 32b). As macroformas simples apresentam padrão dominante de migração para NW (Figura 32c). As macroformas compostas apresentam padrão dominante de migração para NW (Figura 32d). Os cordões de areia apresentam paleocorrente para N-NW para os estratos cruzados e para W-SW para as superfícies que delimitam os *sets* de estratos cruzados, indicativos da migração por acreção lateral com ângulo oblíquo ao sentido de fluxo da maré dominante (Figura 32e).

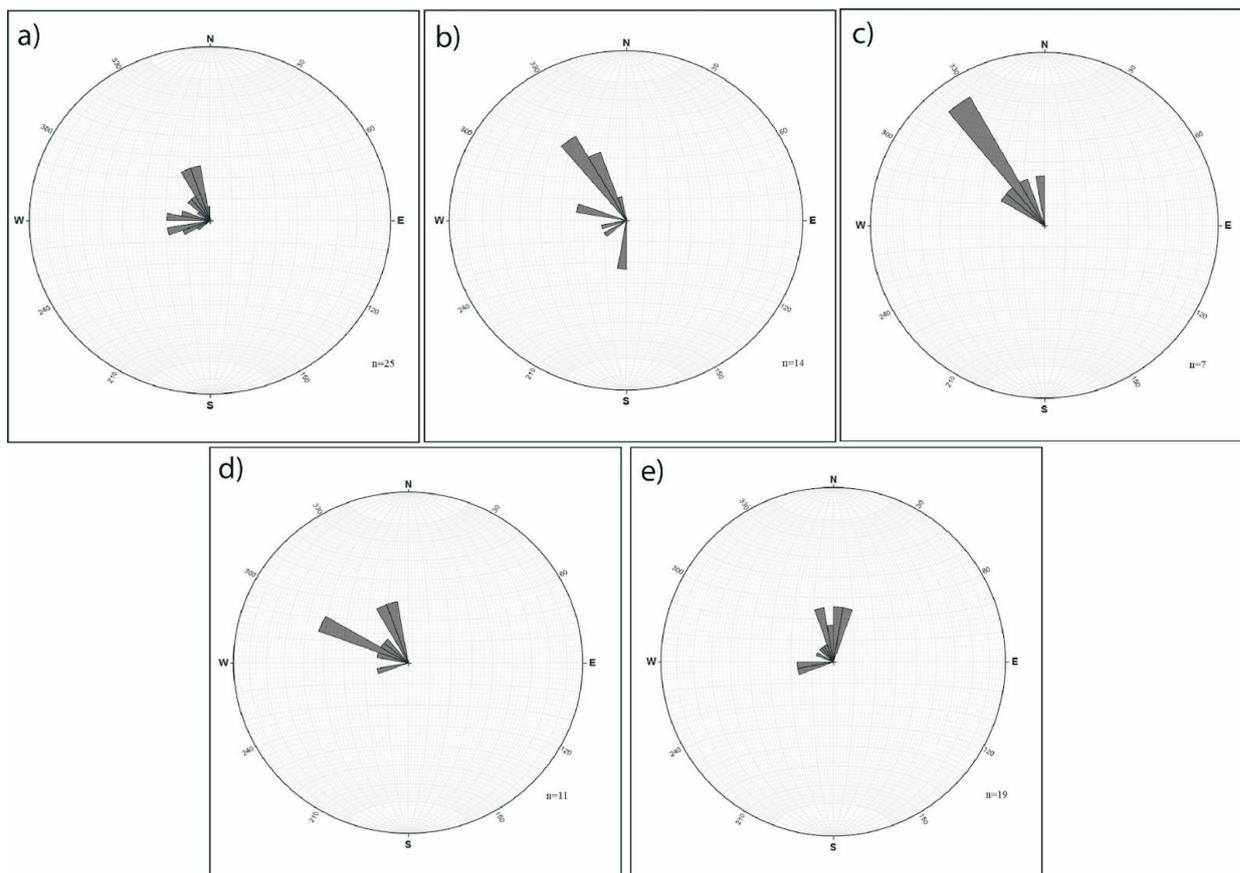


Figura 32: Diagramas de roseta com as medidas de paleocorrente obtidas nos estratos cruzados dos diferentes elementos arquiteturais: a) Dunas cavalgantes acrescionárias; b) Dunas cavalgantes erosivas; c) Macroforma simples; d) Macroforma composta; e) Cordão de areia.

Tendo em vista que os depósitos fluviais sotopostos aos depósitos de maré da Formação Morro do Chapéu apresentam paleocorrente dominante para NW e a linha de costa tinha orientação NE-SW (Souza *et al.*, 2019), é possível concluir que a maré dominante no intervalo era a vazante, sendo a maré enchente subordinada. Porém, com a análise dos elementos arquiteturais e dos padrões de paleocorrente foi observado que a maré enchente também tinha energia suficiente para erodir as formas de leito construídas pela maré vazante ou construir dunas, como é evidenciado pelas superfícies de reativação e pela formação de dunas cavalgantes erosivas.

6.3. Arquitetura deposicional e modelo deposicional

A arquitetura deposicional dos depósitos de maré da Formação Morro do Chapéu será descrita em termos de organização espacial dos diferentes elementos

arquiteturais, geometria dos depósitos e dos estratos cruzados e hierarquização das estruturas sedimentares, primeiramente em cada bloco e posteriormente de forma integradora.

O Bloco Um compreende um intervalo de 2,8 m de espessura, no qual foram descritos quatro elementos arquiteturais. A porção basal do bloco corresponde a depósitos de uma macroforma simples, que compreende um intervalo de aproximadamente 28 cm de espessura. Sobreposto, ocorrem depósitos de dunas cavalgantes acrescionárias de aproximadamente 1,20 m de espessura, separados em dois intervalos. As dunas cavalgantes são sobrepostas por um cordão de areia, de aproximadamente 70 cm de espessura. Por fim, o último elemento arquitetural descrito são macroformas compostas, de aproximadamente 80 cm de espessura, separadas em dois pacotes. A geometria dos depósitos é tabular, em cunha ou em lençol. Os elementos arquiteturais são delimitados por superfícies planas sub-horizontais, que marcam períodos de erosão ou não deposição, a depender de seu caráter abrupto ou gradacional, respectivamente.

O Bloco Dois compreende um intervalo de 1,6 m de espessura, no qual foram descritos três elementos arquiteturais. A porção inferior do bloco corresponde a depósitos de macroforma simples, de aproximadamente 52 cm de espessura. Sobreposto ocorre um intervalo de cordão de areia, de aproximadamente 35 cm de espessura. Na porção superior do bloco ocorrem depósitos de dunas cavalgantes erosivas, de aproximadamente 77 cm de espessura, separados em dois pacotes. A geometria dos depósitos é tabular, em cunha ou em lençol. Os elementos arquiteturais são delimitados por superfícies planas sub-horizontais, que marcam períodos de erosão ou não deposição, a depender de seu caráter abrupto ou gradacional, respectivamente.

Podem ser identificadas quatro ordens de hierarquia das superfícies que formam os depósitos, tendo como base Olariu *et al.* (2012) (Figura 33). As superfícies de primeira ordem são representadas pelos *foresets* de cada duna ou macroforma individual, que marcam a migração das formas de leito. As superfícies de segunda ordem são as superfícies de reativação, que se formam em resposta às reversões periódicas no sentido de fluxo das marés e marcam períodos de inatividade das dunas ou macroformas, quando a maré subordinada tem energia

suficiente para erodir os depósitos da maré dominante. As superfícies de terceira ordem são as superfícies planas e levemente inclinadas que delimitam os *sets* de cada duna ou macroforma individual, e são indicativos da migração por acreção frontal ou lateral das macroformas. As superfícies de quarta ordem são as superfícies sub-horizontais que delimitam cada elemento arquitetural, que podem representar períodos de erosão ou de não deposição, a depender de seu caráter gradacional ou abrupto, e marcam o fim de atividade de um elemento arquitetural e início da migração do elemento sobreposto.

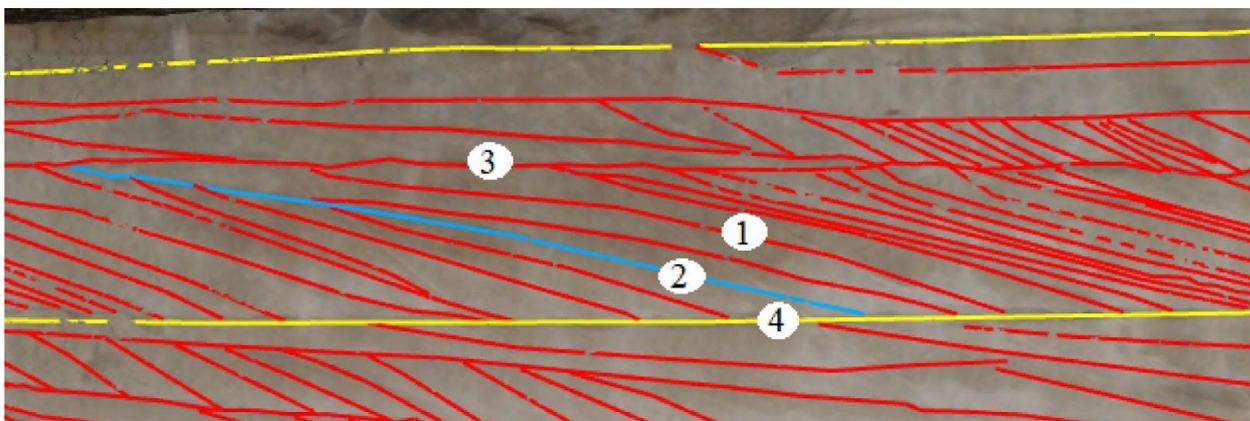


Figura 33: Fotointerpretação do elemento arquitetural macroformas compostas, com identificação das quatro hierarquias de superfícies.

Diversas feições descritas nos *sets* de estratos cruzados estudados são indicativas de que os depósitos foram formados pela ação de marés, como abundantes *drapes* de lama simples e duplos recobrimo os *foresets*, superfícies de reativação regularmente espaçadas, e reconhecimento de bandas de maré (*tidal bundles*) e ciclos de maré de sizígia-quadratura. Souza *et al.* (2019) interpretaram o ambiente deposicional da sequência superior da Formação Morro do Chapéu como uma planície aluvial ampla e de baixo gradiente topográfico composta por rios entrelaçados efêmeros e não confinados, com paleocorrente para NW, que desaguam em um ambiente costeiro-plataformal dominado por marés, com linha de costa de direção NE-SW, em uma bacia do tipo *sag*.

A associação de elementos arquiteturais descritos indica a formação de complexos de dunas compostas ou lençóis de areia, feições que recobrem ambientes de plataforma marinha por dezenas a centenas de quilômetros em zonas de inframaré. Neste ambiente as correntes têm energia moderada a alta, com alto

suprimento de areia, gerando depósitos bem selecionados e com diminuição do tamanho de grão ao longo do transporte sedimentar, à medida que ocorre perda de energia da corrente (Stride, 1982; Dalrymple, 2010; Desjardins *et al.*, 2012; Longhitano *et al.*, 2012; Olariu *et al.*, 2012; Reynaud & Dalrymple, 2012). Tal fato é reforçado pela ampla distribuição lateral dos sets de estratos cruzados formados por marés na Formação Morro do Chapéu (Souza *et al.*, 2019). Associados ao lençol de areia ocorrem cordões de areia de maré, caracterizados por corpos arenosos alongados que se formam por acreção lateral e migram em sentido oblíquo ao fluxo da corrente da maré dominante (Dalrymple, 2010; Desjardins *et al.*, 2012; Reynaud & Dalrymple, 2012; Swart & Yuan, 2018). Cordões de areia são feições que cobrem áreas maiores e são geograficamente mais estáveis em comparação às dunas, podendo ocorrer isolados ou agrupados (Desjardins *et al.*, 2012; Swart & Yuan, 2018).

Portanto, nesse ambiente deposicional, representando uma plataforma continental ampla e rasa (Eriksson *et al.*, 1998, 2004), as correntes de maré formaram macroformas simples e compostas e dunas cavalgantes, que migraram preferencialmente para NW, formadas pela maré vazante, e localmente para SE, formadas pela maré enchente, e cordões de areia, que migraram em sentido oblíquo ao da maré dominante. O predomínio de uma direção de migração das formas de leito marca uma intensa assimetria nas correntes de maré. A presença recorrente de *drapes* de lama recobrando os *foresets* das dunas e das macroformas é um indicativo de períodos de água parada entre as reversões de fluxo, e a ocorrência de superfícies de reativação, que representam descontinuidades internas formadas em resposta às reversões periódicas do fluxo das marés, quando a corrente da maré subordinada tem energia suficiente para erodir os depósitos da maré dominante, podem indicar períodos de inatividade das dunas e das macroformas. A fonte principal de sedimentos no ambiente são os sistemas fluviais entrelaçados que desaguam na costa. Em ambientes marinhos dominados por marés é comum a ocorrência de divisão da deposição em diferentes zonas com base em formas de leito de diferentes escalas, em resposta a diminuição da energia da corrente e aumento de profundidade da coluna d'água (espaço de acomodação) costa afora (Stride, 1982; Desjardins *et al.*, 2012; Longhitano *et al.*, 2012, 2014; Reynaud & Dalrymple, 2012; Longhitano & Chiarella, 2020). Com base na geometria e

arquitetura descrita para os elementos arquiteturais, a sucessão costa afora de formas de leito geradas na Formação Morro do Chapéu seria: cordão de areia, macroformas compostas, macroformas simples e dunas cavalgantes (Figura 34) (Stride, 1982; Dalrymple, 2010; Desjardins *et al.*, 2012; Reynaud & Dalrymple, 2012). Seguindo a nomenclatura proposta por Desjardins *et al.* (2012) para a subdivisão em zonas do lençol de areia (Figura 10), pode-se classificar a zona de macroformas compostas como o núcleo do lençol de areia, a zona de macroformas simples como o frente, e a zona de dunas cavalgantes como a margem. A nomenclatura adotada por diferentes autores ao longo dos anos para as formas de leito e suas associações em ambientes de maré é extensa e variada, e a Tabela 1 apresenta a equivalência entre os termos adotados no presente trabalho e os utilizados em trabalhos seguidos como referência.

Trabalho	Associação de fácies / elementos arquiterurais	Nomenclatura de formas de leito / elementos arquiteturais	Nomenclatura de formas de leito / elementos arquiteturais	Nomenclatura de formas de leito / elementos arquiteturais
TCC	Lençol de areia	Macroformas compostas	Macroformas simples	Dunas cavalgantes
Dalrymple, 2010	Lençol de areia	Dunas compostas	Dunas simples	Pequenas dunas/ripples
Desjardins <i>et al.</i> , 2012	Lençol de areia	Grandes dunas compostas (núcleo do lençol de areia)	Pequenas dunas compostas (frente do lençol de areia)	Intercalação entre pequenas dunas, <i>ripples</i> e lama (frente do lençol de areia)
Olariu <i>et al.</i> ,	Complexo de	Dunas	Dunas simples	-

2012	dunas compostas	compostas		
Stride, 1982	Lençol de areia	Grandes ondas de areia (<i>sand waves</i>)	Pequenas ondas de areia (<i>sand waves</i>)	Intercalação entre <i>ripples</i> e lama (zona externa do lençol)

Tabela 1: Equivalência entre termos adotados na literatura e no presente trabalho para formas de leito de maré.

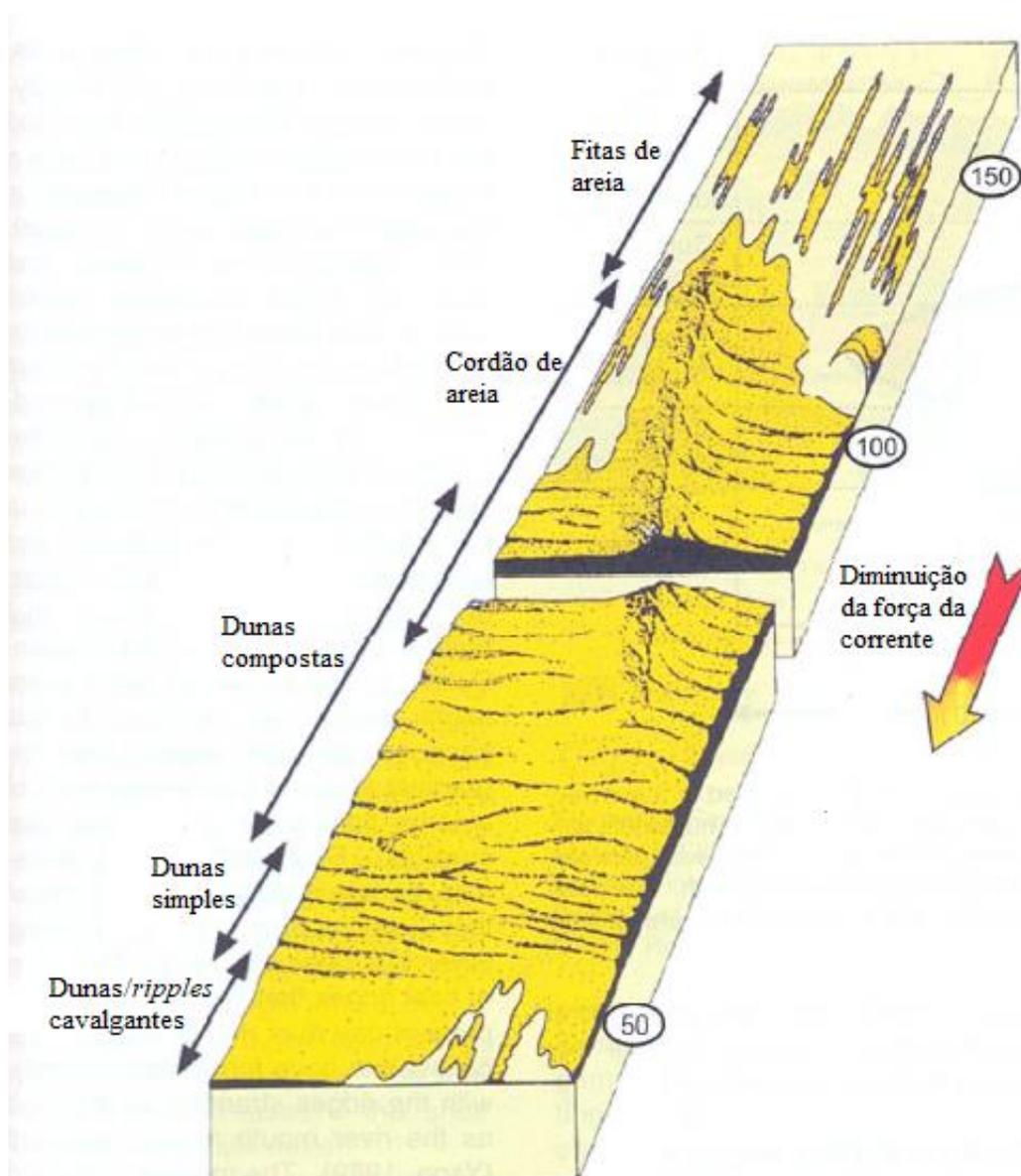


Figura 34: Distribuição idealizada das formas de leito de maré com a diminuição da força da corrente (em cm/s) ao longo do transporte de sedimentos em uma plataforma continental (modificado de Dalrymple, 2010).

Olariu et al. (2012) propuseram um modelo de formação de lençóis de areia (Figura 35), que se formam em ambientes deposicionais com alto suprimento de areia, pela coalescência de macroformas simples e compostas. O processo de formação se inicia com a migração de dunas simples (equivalentes ao nosso elemento arquitetural macroforma simples), que, com um suprimento de areia suficiente, começam a cavalgar umas sob as outras (Prothero & Schwab, 2014), até atingir um campo de estabilidade em que dunas compostas (equivalentes ao nosso elemento arquitetural macroforma composta) se formam. Com a evolução do sistema as dunas compostas começam a cavalgar umas sobre as outras, caracterizando a formação de complexos de dunas compostas ou lençóis de areia. Observações da morfodinâmica de formas de leito em ambientes deposicionais modernos indicam que macroformas compostas têm taxas de migrações muito inferiores em relação às dunas e macroformas simples, ou seja, dunas e macroformas simples são feições que se formam em dias ou semanas, enquanto macroformas compostas se formam em anos ou décadas, o que leva a crer que lençóis de areia levam centenas de anos para se formar (Olariu *et al.*, 2012; Choi, 2015). Quando a feição atinge um tamanho crítico as correntes perdem a capacidade de transportar sedimentos e as formas de leito ficam estagnadas, então os lençóis de areia cessam sua atividade, sendo recobertos por um lençol subsequente.

A formação de cordões de areia de maré requer quatro condições: 1) uma irregularidade batimétrica inicial; 2) suprimento de areia suficiente; 3) uma corrente capaz de mover areia; 4) tempo suficiente para a areia ser moldada em um cordão de areia (Desjardins *et al.*, 2012; Reynaud & Dalrymple, 2012). Quando a corrente tem seu fluxo barrado por uma irregularidade batimétrica ela é acelerada por constrição, e se o suprimento de areia for suficiente tem início a formação do cordão de areia, que cresce inicialmente por acreção vertical, com aceleração da corrente no dorso e erosão, desaceleração da corrente na crista e deposição na face frontal, até atingir um perfil de equilíbrio (Dalrymple, 2010; Desjardins *et al.*, 2012). Se a velocidade de corrente e o suprimento sedimentar continuarem sendo suficientes, o cordão passa a migrar por acreção lateral, formando um ângulo oblíquo com a corrente de maré dominante, sendo que a corrente tem direções opostas em cada

lado da crista do cordão, tornando a crista uma zona de convergência de correntes (Desjardins *et al.*, 2012; Reynaud & Dalrymple, 2012; Swart & Yuan, 2018).

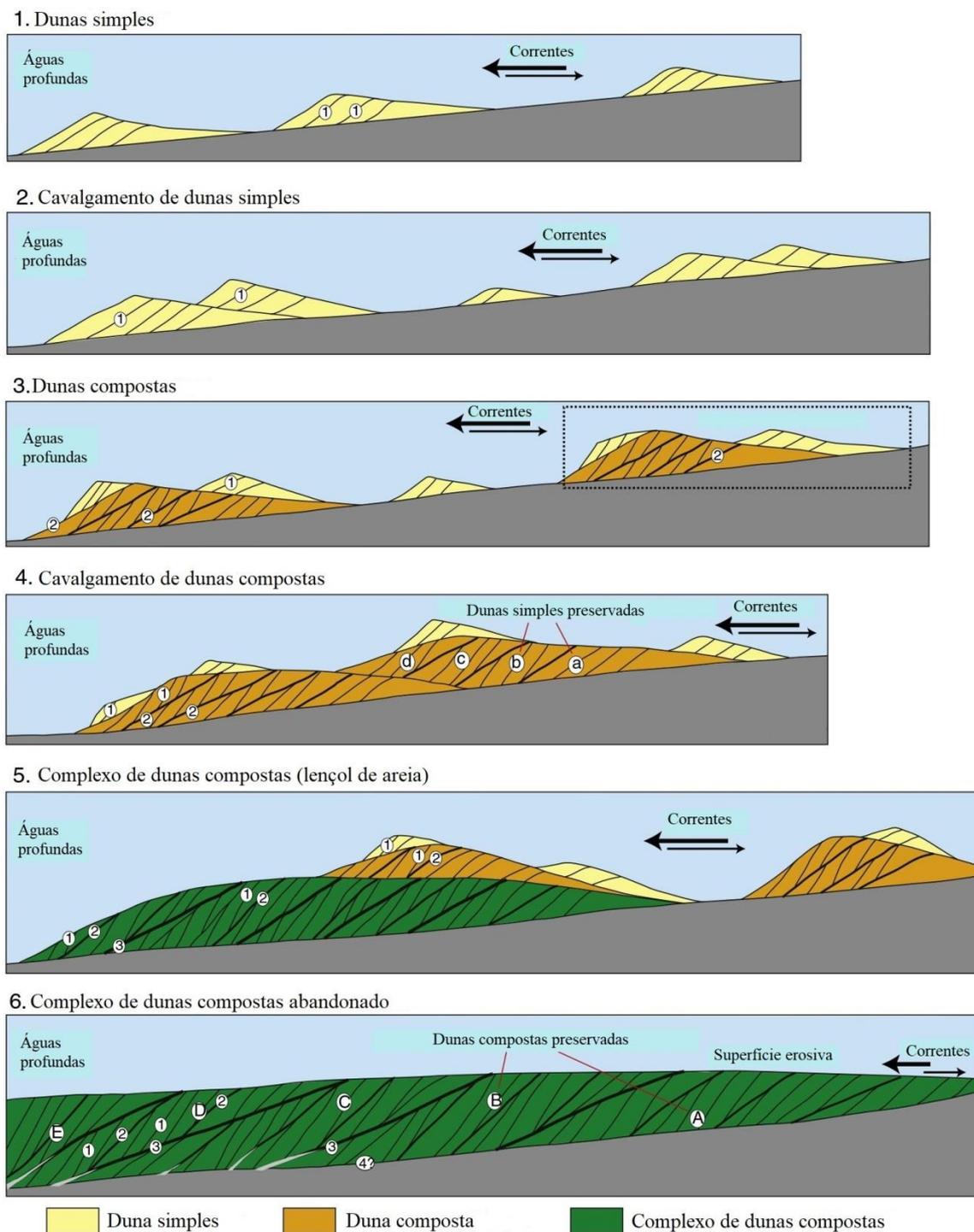


Figura 35: Modelo de formação de complexos de dunas compostas ou lençóis de areia (modificado de Olariu *et al.*, 2012)

Alguns análogos modernos onde foram feitas observações sobre a formação e características morfológicas e morfodinâmica de dunas de maré simples e compostas, assim como de lençóis de areia de maré, são a Baía de São Francisco, nos Estados Unidos (Rubin & McCulloch, 1980; Barnard *et al.*, 2006, 2011), a Baía de Fundy, Canadá (Todd *et al.*, 2014), a Baía de Gyeonggi, na Coreia do Sul (Choi, 2015), o estreito de Dover (Le Bot & Trentesaux, 2004), a desembocadura do rio Yangtze no mar do Leste da China (Liu, 1997; Liu *et al.*, 1998), o Mar da Irlanda e o Mar do Norte (McCave, 1971; Stride, 1982), onde ocorrem associados a campos de cordões de areia de maré bem documentados (Swart & Yuan, 2018).

As dunas simples e compostas da Baía de São Francisco ocorrem em profundidades de 30 a 100 m, têm até 10 m de altura e comprimento de onda de até 220 m, formadas por velocidades de corrente superiores a 1 m/s, podendo chegar a um pico de 2,5 m/s (Rubin & McCulloch, 1980; Barnard *et al.*, 2006, 2011). As dunas da Baía de Fundy ocorrem em profundidades de coluna d'água de 40 a 80 m, têm altura média de 6 m, e são formadas por velocidade de corrente de maré de 0,5 a 1,4 m/s (Todd *et al.*, 2014). Choi (2015) descreveu a morfodinâmica de dunas simples e compostas sob regime de macromaré na Baía de Gyeonggi, na Coreia do Sul, e observou que as dunas simples, com alturas de 30 a 70 cm e comprimento de onda de 3 a 7 m, migram de 1,5 a 2 m/dia, enquanto as dunas compostas, com alturas de 80 a 100 cm e comprimento de onda de 20 a 30 m, migram de 2 a 3 m/mês, com velocidades de corrente de 0,2 a 0,5 m/s durante a maré de quadratura e de 0,8 a 1,4 m/s durante a maré de sizígia. No estreito de Dover foi observada a morfodinâmica de dunas compostas, sob efeito de fluxo combinado de correntes de maré e ventos (ocasionalmente ventos de tempestade), que ocorrem em profundidades de 20 a 40 m, têm de 4 a 12,5 m de altura, comprimento de onda de 200 a 1100 m, com correntes de 1,65 a 1,85 m/s durante a maré de sizígia (Le Bot & Trentesaux, 2004).

O lençol de areia da desembocadura do rio Yangtze no mar do leste da China ocorre em profundidades de 25 a 55 m, com velocidades de corrente de 0,55 a 1 m/s, formado por dois grupos principais de formas de leito com base em sua escala, podendo ser simples ou compostas: dunas pequenas e médias, de até 1 m de altura e espaçamento de 13 m, e dunas grandes, com até 2,5 m de altura e espaçamento de até 1265 m (Liu, 1997; Liu *et al.*, 1998). Os cordões de areia de maré do mar do

leste da China ocorrem em profundidades de 10 a 30 m (ativos) e de 60 a 120 m (moribundos), têm até 20 m de altura, espaçamentos médios da ordem de 10 km, e são formados por correntes de velocidade média de 1 m/s, podendo atingir até 1,5 m/s (Liu *et al.*, 1998; Swart & Yuan, 2018). O lençol de areia do Mar do Norte foi o primeiro a ter a definição de três subáreas com base no tamanho e morfologia das formas de leito ao longo do caminho de transporte dos sedimentos, definidas como zona de grandes ondas de areia (grandes dunas compostas), zona de pequenas ondas de areia (pequenas dunas compostas e simples) e zona externa (intercalação entre *ripples* e lama), tendo como principal explicação a diminuição da velocidade da corrente e do tamanho de grão, assim como o aumento da profundidade de coluna d'água (Stride, 1982). As dunas ocorrem em profundidades de 20 a 35 m, as dunas compostas grandes têm alturas de 2 a 12 m e espaçamento entre cristas variando de 200 a 500 m, e as dunas simples e compostas pequenas têm altura de até 1 m e espaçamento de 1 a 10 m (McCave, 1971; Stride, 1982). Os cordões de areia do Mar do Norte se formam em profundidades entre 25 e 40 m, o espaçamento entre cada macroforma é de aproximadamente 5 km, tendo cada uma até 10 m de altura, com velocidades de corrente entre 0,6 e 1 m/s (Swart & Yuan, 2018).

6.4. Análise de heterogeneidades em reservatório

Os corpos arenosos formados por correntes de marés de moderada a alta energia em ambientes plataformais apresentam boa porosidade e permeabilidade, e são os principais alvos na exploração de reservatórios de hidrocarbonetos e aquíferos formados por marés, visto que terão pouco volume de lama interferindo na recuperação de hidrocarbonetos (Stride, 1982; Olariu *et al.*, 2012; Reynaud & Dalrymple, 2012). Os depósitos de maré da Formação Morro do Chapéu consistem de macroformas simples e compostas e dunas cavalgantes, compondo um lençol de areia. Estas feições apresentam pouca espessura vertical (dezenas de metros) e se estendem lateralmente por dezenas a centenas de quilômetros, associados a cordões de areia de maré. Portanto, constituem um importante análogo para a caracterização de reservatórios em escala de afloramento.

A principal etapa na caracterização geológica de um reservatório é a caracterização da arquitetura interna e externa do corpo, e a hierarquização das estruturas sedimentares, visando definir a morfologia do alvo e caracterizar os tipos de heterogeneidades que constituem o corpo (Yoshida *et al.*, 2001; Olariu *et al.*,

2012). Dunas subaquosas formadas por marés são formas de leito que se formam por acreção frontal e migram em sentido paralelo à corrente que transporta os sedimentos (Figura 36), o que resulta em depósitos com variação na espessura dos *foresets* (em resposta às variações de velocidade e reversões periódicas das correntes de marés) e estruturas sedimentares com mesmo sentido de mergulho das superfícies internas que delimitam os corpos arenosos (Ashley, 1990; Dalrymple, 2010). Os cordões de areia de maré migram por acreção lateral, semelhante às barras de maré (Figura 36), e têm sua crista em sentido oblíquo à corrente (em ângulo de aproximadamente 20°), formando corpos alongados, com dezenas de metros de espessura vertical e lateral, se estendendo por quilômetros em seu eixo mais longo (Desjardins *et al.*, 2012; Olariu *et al.*, 2012; Swart & Yuan, 2018). A geometria dos depósitos pode ser tabular, em cunha ou em lençol.

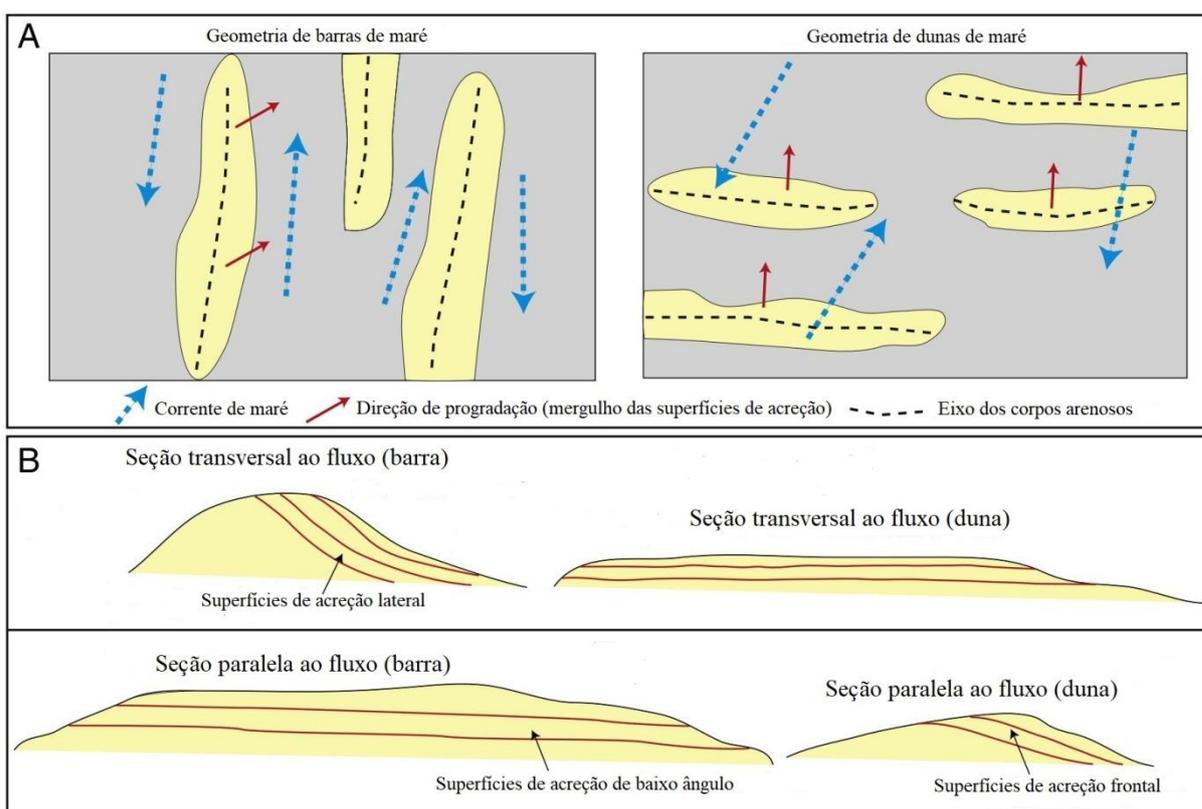


Figura 36: a) Geometria externa de barras e dunas de maré e sentido de migração dos corpos arenosos em relação à corrente; b) Geometria interna, com identificação das superfícies de acreção lateral em barras e de acreção frontal em dunas (modificado de Olariu *et al.*, 2012).

Foram definidas quatro ordens de hierarquia para as superfícies identificadas: as superfícies de primeira ordem são os *foresets* das dunas e macroformas

individuais, as superfícies de segunda ordem são superfícies de reativação, as superfícies de terceira ordem são os planos que delimitam os *sets* de cada duna ou macroforma individual e as superfícies de quarta ordem são os planos que delimitam os *sets* ou *co-sets* de cada elemento arquitetural que constitui o lençol de areia. Essas superfícies são recorrentemente recobertas por filmes de lama e podem marcar barreiras para o fluxo no reservatório, constituindo quatro hierarquias de heterogeneidades a serem levadas em conta no planejamento de exploração. Portanto, é importante levar em conta a geometria interna das diferentes formas de leito durante a exploração dos depósitos, visto que as superfícies de acreção, que formam barreiras para o fluxo, ocorrem em seção paralela ao fluxo em dunas e em seção transversal ao fluxo para barras/cordões de areia.

6.5. Marés no Proterozoico

Apesar das dificuldades em trabalhar com depósitos sedimentares Pré-Cambrianos, devido ao registro sedimentar incompleto, à ausência de registro fóssilífero e dificuldade de preservação das rochas, por intemperismo, metamorfismo e deformação, depósitos de maré de idade proterozoica foram identificados e descritos em áreas cratônicas ao redor do mundo: Formação Elatina (Austrália), Supergrupo Witwatersrand e Grupo Moodies (África do Sul), Formação Xiamaling (China), Supergrupo Chattisgarh (Índia), Formação Big Cottonwood (Estados Unidos), Grupo Lyell Land (Groenlândia), entre outras (Tisgaard, 1993; Sonett *et al.*, 1996; Williams, 1998, 2000; Ehlers & Chan, 1999; Deb, 2005; Eriksson & Simpson, 2012; Meyers & Malinverno, 2018; Heubeck *et al.*, 2022).

Como as marés são variações periódicas no nível do mar, que ocorrem em ciclos diurnos ou semi-diurnos, formadas pela dinâmica da interação entre Terra, Lua e Sol, o estudo de depósitos sedimentares formados por marés no Proterozoico fornecem importantes informações sobre o planeta Terra no Pré-Cambriano, como a duração dos dias, a velocidade de rotação da Terra, a distância entre Terra e Lua (taxa de afastamento da Lua em relação a Terra), entre outras informações da dinâmica orbital entre os dois corpos, além de dados referentes aos oceanos e o paleoclima.

Os depósitos de maré de idade Pré-Cambriana descritos na literatura consistem em sua grande maioria de dunas simples ou compostas, depositados em

ambiente de inframaré em plataformas continentais muito mais amplas e rasas do que seus equivalentes modernos (Eriksson *et al.*, 1998, 2004; Eriksson & Simpson, 2012). São caracterizados por *sets* ou *co-sets* de estratos cruzados, com abundantes *drapes* de lama e superfícies de reativação, *ripples* escalando a face frontal de dunas, padrões de paleocorrente bidirecionais desenvolvendo estruturas do tipo espinha de peixe, com influência subordinada de correntes oscilatórias de ondas e ventos de tempestade.

Em depósitos de planície de maré e deltas dominados por maré foram descritos heterolitos (*flaser*, *wavy* e *lenticular*), intercalações centimétricas entre arenitos e pelitos, que são a principal fonte de dados sobre a dinâmica das marés, em escala semidiurna, quinzenal e mensal (Sonett *et al.*, 1996; Williams, 1998; Eriksson & Simpson, 2012). A interação orbital entre a Terra e a Lua é o principal controlador na formação de marés no planeta. Além disso, essa interação tem fortes influências no comportamento orbital dos dois corpos. Durante a formação das marés, a Lua exerce torque na Terra, o que leva a uma desaceleração da rotação do planeta e aumento da duração dos dias ao longo do tempo. Em contrapartida, a Terra também exerce torque na Lua, o que leva a uma aceleração do movimento orbital e afastamento gradual do satélite em relação à Terra (Sonett *et al.*, 1996; Williams, 1998, 2000; Eriksson & Simpson, 2012). Portanto, a partir dos estudos de heterolitos de maré, é possível calcular a duração do dia na Terra durante o Proterozoico, a partir da determinação dos ciclos de maré de sizígia-quadratura, e estabelecer uma curva de afastamento da Lua em relação à Terra. A partir da interpretação da alternância entre arenitos e pelitos dos heterolitos das Formações Big Cottonwood (Estados Unidos) e Elatina (Austrália), Sonett *et al.* (1996) calcularam a duração do dia como de 18,2 h durante o Proterozoico. Williams (1998, 2000), estudando os ritmos de maré da Formação Elatina, calculou uma duração de $21,9 \pm 0,4$ h para o dia no Neoproterozoico, em um total de 400,7 dias solares/ano e 13,1 meses sinódicos (lunares)/ano, e uma taxa de afastamento da lua de $2,16 \pm 0,31$ cm/ano desde o Neoproterozoico (~620 Ma). Meyers & Malinverno (2018), integrando dados de ritmos da Formação Xiamaling (China) e dados de modelamento numérico, calcularam uma duração de $18,68 \pm 0,25$ h para o dia e uma distância Terra-Lua de 340.900 ± 2.900 km no Proterozoico (a distância atual é de 384.400 km).

Nos depósitos de maré da Formação Morro do Chapéu é possível avaliar de forma qualitativa os ciclos de maré de sizígia e quadratura (Figura 37), relacionados aos ciclos lunares, a partir da geometria e do espaçamento dos estratos cruzados. Os ciclos podem ser definidos de acordo com: o espaçamento entre os estratos cruzados, que é maior para os estratos formados durante a maré de sizígia e menor durante a maré de quadratura, e a geometria da base dos estratos cruzados, que têm tendência a serem tangenciais em períodos de maré de sizígia e angulares durante a maré de quadratura (Dalrymple, 2010; Chiarella, 2016). O espaçamento entre os estratos cruzados varia de um mínimo de 3 a 5 cm, marcando a maré de quadratura, a um máximo de 15 a 25 cm, marcando a migração das formas de leito em período de maré de sizígia, quando a corrente é mais forte.

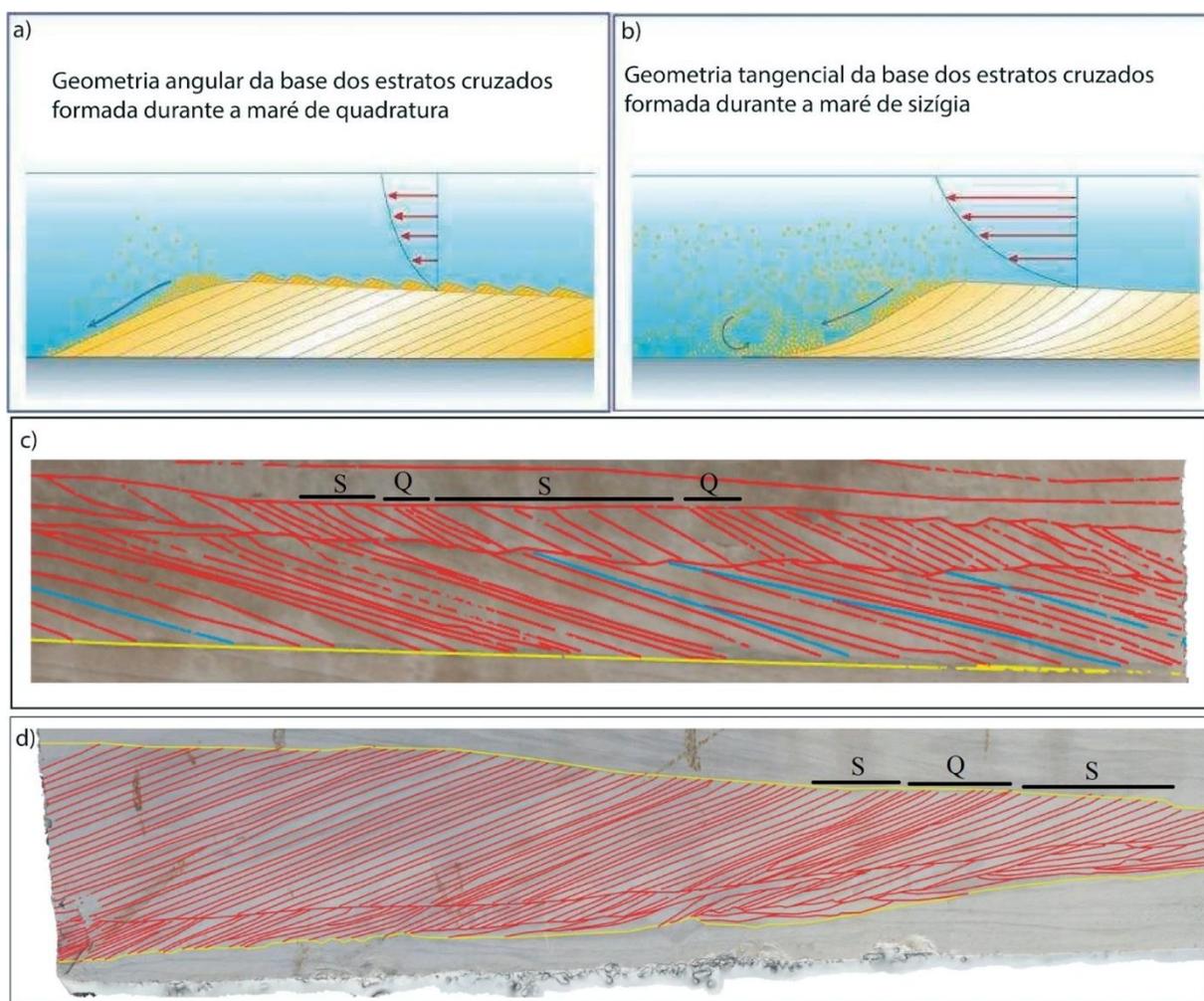


Figura 37: Modelo de deposição durante a maré de quadratura (a) e sizígia (b), destacando as diferentes geometrias na base dos estratos cruzados resultantes (modificado de

Chiarella, 2016); Identificação dos ciclos de maré de sizígia (S) e quadratura (Q) nas macroformas compostas (c) e simples (d).

Dados de trabalhos investigando depósitos de maré do Pré-Cambriano, incluindo o presente trabalho, mostram que, apesar de uma maior velocidade de rotação da Terra e uma distância menor entre a Terra e a Lua, a escala das formas de leito e a amplitude das marés, apesar de um predomínio de regime de macromarés, são comparáveis ao que é observado em ambientes deposicionais dominados por marés modernos, o que leva à conclusão de que as velocidades das correntes de maré eram similares às observadas atualmente (Eriksson & Simpson, 2012).

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A fotointerpretação de modelos digitais tridimensionais dos depósitos de maré proterozoicos da Formação Morro do Chapéu, registrados em blocos de rocha ornamental retirados em uma pedreira na região de Cachoeira do Agreste (no município de Morro do Chapéu, Bahia), permitiu a obtenção dos seguintes resultados:

- Foram identificados cinco elementos arquiteturais, descritos com base em sua geometria interna e externa, que resultam do processo ou conjunto de processos sedimentares atuando no sistema deposicional (Miall, 1985, 1991): dunas cavalgantes acrescionárias, dunas cavalgantes erosivas, macroforma simples, macroforma composta, cordão de areia de maré;
- A análise dos padrões de paleocorrente obtidos a partir dos estratos cruzados dos diferentes elementos arquiteturais mostra o predomínio de migração das formas de leito para NW. Tendo como base os resultados obtidos por Souza *et al.* (2019) para a Formação Morro do Chapéu, que demonstram que os depósitos fluviais sotopostos aos depósitos de maré têm paleocorrente para NW e a linha de costa tinha direção NE-SW, é possível definir que a corrente de maré dominante é a vazante;
- O modelo deposicional proposto para os depósitos de maré da Formação Morro do Chapéu, tendo como base a associação de elementos arquiteturais descritos, é a deposição de um lençol de areia em ambiente de inframaré em uma plataforma continental ampla e rasa, subdividido em três zonas de acordo com a escala das formas de leito: núcleo (zona de macroformas compostas), frente (zona de macroformas simples) e margem (zona de dunas cavalgantes). Associados ao lençol de areia são formados cordões de areia, macroformas que podem ocorrer de forma isolada ou em agrupamentos. A principal fonte de sedimentos para o ambiente são os canais fluviais que desaguam na costa.
- Os depósitos arenosos de inframaré, que consistem de macroformas simples e compostas, dunas cavalgantes e cordões de areia, são os principais reservatórios de hidrocarbonetos e água subterrânea formados em ambiente dominado por marés, pois apresentam boa permeabilidade e porosidade. Portanto, os depósitos de maré da Formação Morro do Chapéu consistem de

um importante análogo para reservatório em escala de afloramento. Os depósitos apresentam pouca espessura vertical, porém se estendem amplamente lateralmente. A geometria das camadas pode ser tabular, em cunha ou em lençol. Foram definidas quatro ordens de hierarquia para as superfícies identificadas, que podem marcar barreiras para o fluxo: as superfícies de primeira ordem são os *foresets* das dunas e macroformas individuais, as superfícies de segunda ordem são superfícies de reativação, as superfícies de terceira ordem são os planos que delimitam os *sets* de cada duna ou macroforma individual e as superfícies de quarta ordem são os planos que delimitam os *sets* ou *cosets* de cada elemento arquitetural que constitui o lençol de areia.

- Visto que as marés são variações periódicas no nível do mar, que ocorrem em ciclos diurnos ou semi-diurnos, formadas principalmente pela dinâmica da interação orbital entre Terra e Lua, o estudo de depósitos sedimentares formados por marés fornecem importantes informações sobre a dinâmica orbital dos dois corpos. Nos depósitos de maré da Formação Morro do Chapéu é possível avaliar de forma qualitativa os ciclos de maré de sizígia e quadratura a partir da geometria e do espaçamento dos estratos cruzados: o espaçamento entre os estratos cruzados variam de 3 a 5 cm, marcando a maré de quadratura, com uma tendência de geometria angular na base dos estratos, a 15 a 25 cm, marcando a migração das formas de leito em período de maré de sizígia, com uma tendência de geometria tangencial na base dos estratos.
- Os dados levantados no trabalho mostram que, apesar de uma dinâmica diferente entre a Terra e a Lua, resultante de uma menor distância entre os corpos e uma maior velocidade de rotação da Terra, a escala das formas de leito geradas e a amplitude das marés são comparáveis ao que é observado em ambientes deposicionais dominados por marés modernos, o que leva a conclusão de que as velocidades das correntes de maré eram similares às observadas atualmente.

REFERÊNCIAS

ABOUESSA, Ashour; DURINGER, Philippe; SCHUSTER, Mathieu; PELLETIER, Jonathan; RUBINO, Jean-Loup. 2014. Small-scale sedimentary structures and their implications in recognizing large-scale ancient tidal bedforms: Example from Dur At Talah outcrop, Late Eocene, Sirt Basin, Libya. *Journal Of African Earth Sciences*, 100: 346-364.

ALLEN, J.R.L. 1980. Sand waves: a model of origin and internal structure. *Sedimentary Geology*, 26(4): 281-328.

ALMEIDA, F. F. M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7: 349-364.

ALKMIM, F. F.; MARTINS-NETO, M. A. 2012. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 33: 127–139.

ASHLEY, Gail M. 1990. Classification of Large-Scale Subaqueous Bedforms: a new look at an old problem. *Journal Of Sedimentary Research*, 60(1): 160-172.

BABINSKI, M.; VAN SCHMUS, W.R.; CHEMALE, F.Jr; NEVES, B.B.B.; ROCHA, A.J.D. 1993. Idade isocrônica Pb–Pb em rochas carbonáticas da Formação Caboclo em Morro do Chapéu, BA. II Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, Sociedade Brasileira de Geologia, Salvador (BA), *Anais*, p. 160–163.

BARNARD, Patrick L.; HANES, Daniel M.; RUBIN, David M.; KVITEK, Rikk G. 2006. Giant sand waves at the mouth of San Francisco Bay. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 87(29): 285-289.

BARNARD, Patrick L.; ERIKSON, Li H.; KVITEK, Rikk G. 2011. Small-scale sediment transport patterns and bedform morphodynamics: new insights from high-resolution multibeam bathymetry. *Geo-Marine Letters*, 31(4): 227-236.

BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J. H.; BAARS, F.J.; DELGADO, I.M.; ABRAM, M.B.; LEÃO NETO, R.; MATOS, G.M.M.; SANTOS, J.O.S. (Coords). 2001. Mapa Geológico do Brasil 1:5.000.000. *Geology, Tectonics and Mineral Resources of Brazil*. GIS, Brasília, CPRM, 4 CD-ROM.

BRITO NEVES, B.B. 1967. Geologia das folhas de Upamirim e Morro do Chapéu, Bahia. Relatório 17 Companhia Nordestina de Sondagens e Perfurações. CONESP – SUDENE.

BRITO NEVES, B.B., LEAL, A.S. 1968. Elementos de estratigrafia do Médio São Francisco. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 4. Atas... Recife: SBG.

CARRIVICK, J.L.; SMITH, M. W.; QUINCEY, D. J. 2016. *Structure from motion in geoscience*. Nova York, Wiley-Blackwell, 197 p.

CHIARELLA, Domenico. 2016. Angular and tangential toset geometry in tidal cross-strata: an additional feature of current-modulated deposits. *Contributions To Modern And Ancient Tidal Sedimentology: Proceedings Of The Tidalites 2012 Conference*, v. 1, p. 191-202.

CHOI, Kyungsik; JO, Joohee. 2015. Morphodynamics and stratigraphic architecture of compound dunes on the open-coast macrotidal flat in the northern Gyeonggi Bay, west coast of Korea. *Marine Geology*, 366: 34-48.

COSMA, Marta; YAN, Na; COLOMBERA, Luca; MOUNTNEY, Nigel P.; D'ALPAOS, Andrea; GHINASSI, Massimiliano. 2020. An integrated approach to determine three

dimensional accretion geometries of tidal point bars: examples from the venice lagoon (italy). *Sedimentology*, 68(1): 449-476.

CRUZ, O.G.; NOERNBERG, A.M. 2020. Bedforms controlled by residual current vortices in a subtropical estuarine tidal channel. *Estuarine, Coastal And Shelf Science*, 232: 1-14.

DALRYMPLE, R.W. 2010. Tidal depositional systems. *In: JAMES, N.P. & DALRYMPLE, R.W. (Eds.). Facies Models 4*. Geological Association of Canada, p. 201-231.

DEB, Sarbani Patranabis. 2005. Tidal shelf sedimentation in the Neoproterozoic Chattisgarh succession of central India. *Journal Of Earth System Science*, 114(3): 211-226.

DESJARDINS, Patricio R.; BUATOIS, Luis A.; PRATT, Brian R.; MÁNGANO, M. Gabriela. 2012. Sedimentological-ichnological model for tide-dominated shelf sandbodies: lower cambrian gog group of western canada. *Sedimentology*, 59(5): 1452-1477.

EHLERS, T. A.; CHAN, M. A. 1999. Tidal sedimentology and estuarine deposition of the Proterozoic Big Cottonwood Formation, Utah. *Journal Of Sedimentary Research*, 69(6): 1169-1180.

ERIKSSON, K.A., SIMPSON, E. 2012. Precambrian Tidal Facies. *In: Davis Jr., R., Dalrymple, R. (Eds) Principles of Tidal Sedimentology*. Springer, p. 397-419.

ERIKSSON, P. G., CONDIE, K. C., TIRSGAARD, H., MUELLER, W. U., ALTERMANN, W., MIAL, A. D., ASPLER, L. B. , CATUNEANU, O., CHIARENZELLI, J. R. 1998. Precambrian clastic sedimentation systems. *Sedimentary Geology*, 120: 5-53.

ERIKSSON, P.G.; CATUNEANU, O.; NELSON, D.R.; MUELLER, W.U.; ALTERMANN, W. 2004. *The Precambrian Earth: tempos and events*. Amsterdam, Elsevier, 941 p.

FREITAS, Bernardo T.; SILVA, Leonardo H.G. da; ALMEIDA, Renato P.; GALEAZZI, Cristiano P.; FIGUEIREDO, Heitor Gardenal; TAMURA, Larissa; JANIKIAN, Liliane; FIGUEIREDO, Felipe T.; ASSINE, Mario L. 2021. Cross-strata palaeocurrent analysis using virtual outcrops. *Sedimentology*, 68(6): 2397-2421.

GUADAGNIN, Felipe; CHEMALE, Farid; MAGALHÃES, Antônio J.C.; SANTANA, Ana; DUSSIN, Ivo; TAKEHARA, Lucy. 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 Research*, 27(1): 363-376.

HEUBECK, Christoph; BLÄSING, Saskia; DRABON, Nadja; EULENFELD, Tom; GRUND, Marc Ulrich; HOMANN, Martin; VAN RENSBURG, Deon Janse; KÖHLER, Inga; NABHAN, Sami; RABETHGE, Carolin. 2022. Reassessing evidence of Moon–Earth dynamics from tidal bundles at 3.2 Ga (Moodies Group, Barberton Greenstone Belt, South Africa). *Sedimentology*, 1-24.

HU, Hao; YANG, Zhongyong; YIN, Daowei; CHENG, Heqin; HACKNEY, Christopher R.; PARSONS, Daniel R. 2021. The combined effect of discharge and tides on low-angle dune evolution at the tidal current limit of the Changjiang Estuary. *Geomorphology*, 392: 1-11.

KHASSAF, Saleh Issa. 2021. *Harbors Engineering and Marine Structures*. College Of Engineering, University Of Basrah, 225 p.

LE BOT, Sophie; TRENTESAUX, Alain. 2004. Types of internal structure and external morphology of submarine dunes under the influence of tide- and wind-driven processes (Dover Strait, northern France). *Marine Geology*, 211(1-2): 143-168.

LIU, Zhen Xia. 1997. Yangtze Shoal—a modern tidal sand sheet in the northwestern part of the East China Sea. *Marine Geology*, 137(3-4): 321-330.

LIU, Z.; XIA, D.; BERNE, S.; WANG, K.; MARSSET, T.; TANG, Y.; BOURILLET, J.F. 1998. Tidal deposition systems of China's continental shelf, with special reference to the eastern Bohai Sea. *Marine Geology*, 145(3-4): 225-253.

LONGHITANO, S. G.; SABATO, L.; TROPEANO, M.; GALLICCHIO, S. 2010. A Mixed Bioclastic-Siliciclastic Flood-Tidal Delta in a Micro Tidal Setting: depositional architectures and hierarchical internal organization (pliocene, southern apennine, italy). *Journal Of Sedimentary Research*, 80(1): 36-53.

LONGHITANO, Sergio G.; MELLERE, Donatella; STEEL, Ronald J.; AINSWORTH, R. Bruce. 2012. Tidal depositional systems in the rock record: a review and new insights. *Sedimentary Geology*, 279: 2-22.

LONGHITANO, Sergio G.; CHIARELLA, Domenico; MUTO, Francesco. 2014. Three-dimensional to two-dimensional cross-strata transition in the lower Pleistocene Catanzaro tidal strait transgressive succession (southern Italy). *Sedimentology*, 61(7): 2136-2171.

LONGHITANO, Sergio G.; CHIARELLA, Domenico. 2020. Tidal straits: basic criteria for recognizing ancient systems from the rock record. *In*: SCARSELLI, Nicola; ADAM, Jürgen; CHIARELLA, Domenico; ROBERTS, David G.; BALLY, Albert W. (Eds.). *Regional Geology and Tectonics: principles of geologic analysis*. 2. ed. : Elsevier BV, Cap. 15, p. 365-415.

LOUREIRO, H.S.C.; LIMA, E.S.; MACEDO, E.R.; SILVEIRA, F.V.; BAHIANSE, I.C.; ARCANJO, J.B.A.; MORAES FILHO, J.C.; NEVES, J.P.; GUIMARÃES, J.T.; TEIXEIRA, L.R.; ABRAM, M.B.; SANTOS, R.A.; MELO, R.C. 2008. Projeto Barra-Oliveira dos Brejinhos Geological map. Brazilian Geological Survey and Bahia Mineral Research Company, scale 1:200.000

MA, Xiaochuan; LI, Jinyuan; YAN, Jun; FENG, Xingru; SONG, Yongdong; XU, Tao; ZHUANG, Lihua; LUAN, Zhendong; ZHANG, Jianxing. 2022 The encountering dune fields in a bidirectional flow system in the northwestern South China Sea: pattern, morphology, and recent dynamics. *Geomorphology*, 406: 1-14.

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. *Petroleum Geoscience*, 11(1): 3-16.

MCCAIVE, I.N. 1971. Sand waves in the North Sea off the coast of Holland. *Marine Geology*, 10(3): 199-225.

MEYERS, Stephen R.; MALINVERNO, Alberto. 2018. Proterozoic Milankovitch cycles and the history of the solar system. *Proceedings Of The National Academy Of Sciences*, 115(25): 6363-6368.

MIALL, Andrew D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, 22(4): 261-308.

MIALL, Andrew D. 1991. Hierarquies of arquitectural units in terrigenous clastic rocks, and their relationship to sedimentation rates. In: MIALL, Andrew D.; TYLER, Noel (Eds.). *The three-dimentional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*. Society Of Economic Paleontologists And Mineralogists, Concepts In Sedimentology And Paleontology, v. 3, p. 6-12.

OLARIU, Cornel; STEEL, Ronald J.; DALRYMPLE, Robert W.; GINGRAS, Murray 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. *Sedimentary Geology*, 279: 134-155.

PEDREIRA, Augusto Jose. 1994. O supergrupo espinhaço na Chapada Diamantina centro-oriental, Bahia: sedimentologia, estratigrafia e tectônica. 186 p. Tese

(Doutorado) - Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

PROTHERO, Donald R.; SCHWAB, Fred. 2014. *Sedimentary Geology: an introduction to sedimentary rocks and stratigraphy*. 3. ed. New York, W.H. Freeman And Company, 603 p.

REESINK, A.J.H.; BERG, J.H. van Den; PARSONS, D.R.; AMSLER, M.L.; BEST, J.L.; HARDY, R.J.; ORFEO, O.; SZUPIANY, R.N. 2015. Extremes in dune preservation: controls on the completeness of fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, 150: 652-665.

REYNAUD, Jean-Yves; DALRYMPLE, Robert W. 2012. Shallow-Marine Tidal Deposits. In: DAVIS Jr, R.; DALRYMPLE, R. (Eds.). *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer, p. 335-369.

RUBIN, David M.; CARTER, Carissa L. 1987. *Cross-Bedding, Bedforms, and Paleocurrents*. SEPM Society For Sedimentary Geology, 187 p.

RUBIN, David M.; HUNTER, Ralph E. 1982. Bedform climbing in theory and nature. *Sedimentology*, 29(1): 121-138.

RUBIN, D.M.; MCCULLOCH, D.S. 1980. Single and superimposed bedforms: a synthesis of san francisco bay and flume observations. *Sedimentary Geology*, 26(1-3): 207-231.

SGAVETTI, M. 1991. Photostratigraphy of ancient turbidite systems. In: WEIMER, P.; LINK, M. H. (Eds.). *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*. Nova York, Springer, p. 107-126.

SONETT, C. P.; KVALE, E. P.; ZAKHARIAN, A.; CHAN, Marjorie A.; DEMKO, T. M. 1996. Late Proterozoic and Paleozoic Tides, Retreat of the Moon, and Rotation of the Earth. *Science, New Series*, 273: 100-104.

SOUZA, Ezequiel Galvão de; SCHERER, Claiton Marlon Santos; REIS, Adriano Domingos dos; BÁLLICO, Manoela Bettarel; FERRONATTO, João Pedro Formolo; BOFILL, Lucas Medeiros; KIFUMBI, Carrel. 2019. Sequence stratigraphy of the mixed wave-tidal-dominated Mesoproterozoic sedimentary succession in Chapada Diamantina Basin, Espinhaço supergroup– Ne/Brazil. *Precambrian Research*, 327: 103-120.

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 Dordrecht, Cap. 5, p. 95-125.

SUGUIO, Kenitiro. 2003. *Geologia Sedimentar*. São Paulo, Edgard Blücher, 400 p.

SWART, Huib E. de; YUAN, Bing. 2018. Dynamics of offshore tidal sand ridges, a review. *Environmental Fluid Mechanics*, 19(5): 1047-1071.

TIRSGAARD, Henrik. 1993. The architecture of Precambrian high energy tidal channel deposits: an example from the Lyell Land Group (Eleonore Bay Supergroup), northeast Greenland. *Sedimentary Geology*, 88(1-2): 137-152.

TODD, Brian J.; SHAW, John; LI, Michael Z.; KOSTYLEV, Vladimir E.; WU, Yongsheng. 2014. Distribution of subtidal sedimentary bedforms in a macrotidal setting: The Bay of Fundy, Atlantic Canada. *Continental Shelf Research*, 83: 64-85.

WILLIAMS, George E. 1998. Precambrian tidal and glacial clastic deposits: implications for Precambrian Earth–Moon dynamics and palaeoclimate. *Sedimentary Geology*, 120(1-4): 55-74.

WILLIAMS, George E. 2000. Geological constraints on the Precambrian history of Earth's rotation and the Moon's orbit. *Reviews Of Geophysics*, 38(1): 37-59.

YOSHIDA, Shuji; JACKSON, Matthew D.; JOHNSON, Howard D.; MUGGERIDGE, Ann H.; MARTINIUS, Allard W. 2001. Outcrop studies of tidal sandstones for reservoir characterization (Lower Cretaceous vectis formation, isle of wight, Southern England). *Norwegian Petroleum Society Special Publications*, 10: 233-257.