

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA

VALQUÍRIA TAVARES MACARIO

**ARQUITETURA FACIOLÓGICA E PETROGRAFIA DE DEPÓSITOS DE MARÉS
PROTEROZÓICOS**

**Caçapava do sul
2023**

VALQUÍRIA TAVARES MACARIO

**ARQUITETURA FACIOLÓGICA E PETROGRAFIA DE DEPÓSITOS DE MARÉS
PROTEROZÓICOS.**

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao Curso de Geologia da
Universidade Federal do Pampa, como
requisito parcial para obtenção do Título de
Bacharel em Geologia.

Orientador: Ezequiel Galvão de Souza

Coorientador: Felipe Guadagnin

**Caçapava do sul
2023**

Ficha catalográfica elaborada automaticamente com os dados fornecidos
pelo(a) autor(a) através do Módulo de Biblioteca do
Sistema GURI (Gestão Unificada de Recursos Institucionais).

M115a Macario, Valquíria Tavares
Arquitetura faciológica e petrografia de depósitos de
marés Proterozóicos / Valquíria Tavares Macario.
92 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) -- Universidade
Federal do Pampa, GEOLOGIA, 2023.
"Orientação: Ezequiel Galvão de Souza".

1. Sedimentologia. 2. Ambientes Sedimentares. 3. Modelos
Virtuais de Afloramento. 4. Marés Neoproterozóicas. I.
Título.

VALQUÍRIA TAVARES MACARIO

ARQUITETURA FACIOLÓGIA E PETROGRAFIA DE DEPÓSITOS DE MARÉS PROTEROZÓICOS.

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao Curso de Geologia da
Universidade Federal do Pampa, como
requisito parcial para obtenção do Título de
Bacharel em Geologia.

VALQUÍRIA TAVARES MACÁRIO

ARQUITETURA FACIOLÓGICA E PETROGRAFIA DE DEPÓSITOS DE MARÉS PROTEROZÓICOS

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Geologia da Universidade Federal do Pampa, como requisito parcial para obtenção do Título de Bacharel em Geologia.

Trabalho de Conclusão de Curso defendido e aprovado em 17 de julho de 2023.

Banca examinadora:

Prof. Dr. Ezequiel Galvão

Orientador

Universidade Federal do Pampa

Prof. Dr. Felipe Caron

UFRGS

Geól. Sissa Kumaira

Universidade Federal do Pampa



Assinado eletronicamente por **SISSA KUMAIRA, GEOLOGO**, em 20/07/2023, às 10:12, conforme horário oficial de Brasília, de acordo com as normativas legais aplicáveis.



Assinado eletronicamente por **EZEQUIEL GALVAO DE SOUZA, PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR**, em 20/07/2023, às 11:22, conforme horário oficial de Brasília, de acordo com as normativas legais aplicáveis.



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site https://sei.unipampa.edu.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **1190915** e o código CRC **86B5FEC9**.

Universidade Federal do Pampa, Campus Caçapava do Sul

Aos meus avós, Dorly e M. Ângela, que sonharam com esse momento e estarão para sempre nas memórias mais doces.

Resumo:

A Formação Morro do Chapéu (Supergrupo Espinhaço) situa-se na porção central do Cráton São Francisco, recobrando uma grande área da Chapada Diamantina, Bahia. A unidade é composta por conglomerados basais sobrepostos por arenitos finos, gradando para arenitos e pelitos intercalados, interpretados como um sistema de plataforma dominado por onda em que por um dado momento tem a ação das marés incrementada devido a mudanças morfológicas. A resposta da atração gravitacional gerada pelo sistema Terra-Lua e Sol sob os oceanos, associada à rotação da Terra, resulta nos fenômenos conhecidos como marés. Os depósitos sedimentares de marés registram a mudança periódica na velocidade e direção das correntes entre as marés alta e baixa, produzindo estruturas sedimentares características. O presente estudo, analisa os depósitos sedimentares dominados por marés da Formação Morro do Chapéu e tem como principal objetivo a caracterização dos processos oriundos dessas correntes, visando descrever a dinâmica dos processos sedimentares do sistema deposicional e compreender a variação das marés durante o Neoproterozóico. Para isso realizou-se a interpretação de seis Modelos Virtuais de Afloramento - três painéis e três meio-blocos com duas faces - e análises petrográficas de cinco lâminas delgadas. Com isso, foram caracterizadas e classificadas as formas de leito oriundas dos processos de marés como um Complexo de dunas compostas, com paleocorrentes predominantes NW, e elementos arquiteturas que refletem uma acresção frontal e migração no sentido do depocentro da bacia. Devido à disposição da sobreposição dos elementos arquiteturais - macroformas compostas, macroformas simples, dunas cavalgantes acrescionárias e dunas cavalgantes erosivas- foi possível observar uma diminuição de energia, taxa de sedimentação, acomodação e erosão diminuindo no sentido da maré vazante. Levando em consideração os tamanhos similares das formas de leito Proterozóicas com as atuais, as correntes de marés apresentam velocidades semelhantes às atuais, contudo, diversos autores propõem modelos onde a órbita do sistema Terra-Lua vem se afastando com o tempo. Os Quartzos-arenitos da FMC apresentam alta maturidade textural e mineralógica, com cimentação por quartzo tem como fonte de sílica a liberação desta por meio da dissolução por pressão, esse processo também gera estilólitos.

Palavras-chaves: Modelos Virtuais de Afloramento; Formação Morro do Chapéu; Neoproterozóico.

Abstract:

The Morro do Chapéu Formation (Espinhaço Supergroup) is in the central portion of the São Francisco Craton, covering a large area of the Chapada Diamantina, Bahia. Composed of basal conglomerates overlain by fine sandstones, graded to intercalated sandstones and siltstones, interpreted as a wave-dominated platform system in which for a given moment has the action of the tides increased due to morphological changes. The response of the gravitational pull generated by the Earth-Moon-Sun system on the oceans, coupled with the rotation of the Earth, results in the phenomena known as tides. Tidal sedimentary deposits record the periodic change in the speed and direction of currents between high and low tides, producing characteristic sedimentary structures. The present study of the tide-dominated sedimentary deposits of the FMC has as its main object the characterization of the processes originating from these currents, aiming to describe the dynamics of the sedimentary processes of the depositional system and to understand the variation of the tides during the Neoproterozoic. For this purpose, six Virtual Outcrop Models - three panels and three half-blocks with two faces - and petrographic analyses of five thin sheets were performed. Thus, characterizing and classifying the bedforms originated from tidal processes as a Composite Dune Complex, with NW predominant paleocurrents, and architectural elements reflecting a frontal accretion, showing a migration towards the basin depocenter. Due to the superposition arrangement of the architectural elements - composite macroforms, simple macroforms, accretionary sand dunes and erosional sand dunes - it is possible to observe a decrease in energy, sedimentation rate, accommodation and erosion decreasing in the direction of the ebb tide. Considering the similar sizes of Proterozoic bedforms to those of today, but tidal currents have similar velocities to those of today, however, several authors propose models where the orbit of the Earth-Moon system has been moving away over time. The Quartz-sandstones of the FMC present high textural and mineralogical maturity, with quartz cementation has as a source of silica the release of this through pressure dissolution, this process also generates stylolites.

Keywords: Virtual Outcrop Models; Morro do Chapéu Formation; Neoproterozoic.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1- Mapa de localização da área de estudo.....	17
Figura 2- -Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco e das faixas orogênicas que o delimitam, mostrando em vermelho a área de estudo.....	18
Figura 3- Sucessão vertical de fácies Espinhaço Setentrional e Chapada Diamantina, com seus supergrupos, grupos e formações.....	19
Figura 4-Correlação regional do Supergrupo Espinhaço mostrando os tipos de bacia, sistemas deposicionais, discordâncias, unidades litoestratigráficas, sequências de primeira ordem e os principais eventos tectônicos globais.....	22
Figura 5- Sistema Terra-Lua, mostrando as forças geradoras de marés.....	24
Figura 6- Posição do sistema Terra-Lua, durante o ciclo Sizígia-Quadratura (Neap-Spring).	25
Figura 7- Durante a maré diurna a direção do fluxo inverte de vazante (offshore) a enchente (onshore). A velocidade da corrente varia nos picos marés de baixa e alta, gerando as águas paradas.....	25
Figura 8- Bloco diagrama identificando as zonas de marés e exemplos de formas de leito que podem ocorrer em cada.....	27
Figura 9- Estruturas geradas pelos processos de maré. (a) estratificação cruzada em espinha de peixe; (b) estratificações cruzadas com drapes de lama (c) superfícies de reativação formadas por erosão de parte de uma forma de leito quando uma corrente é invertida.....	29
Figura 10- A) Deposição de uma duna de maré, onde a areia é depositada durante o fluxo dominante, ocorre a diminuição de energia da corrente até o momento de água parada onde os drapes de mala são depositados por suspensão, em seguida a corrente subordinada volta a depositar areia, e retrabalha o forset podendo formar as superfícies de reativação. B) sucessão vertical mostrando um ciclo completo de maré.	30
Figura 11- Formação de uma duna simples, composta internamente por estratificações cruzadas.....	31
Figura 12-Diagramas ilustrando as diferentes estruturas internas das dunas compostas, proposto por Allen, 1980, associado com as diferentes superfícies de reativação (E2). Onde essas superfícies erosivas são formadas durante a corrente subordinada.	32
Figura 13- Duna composta.....	33
Figura 14- Distribuição das formas de leito segundo Desjardins et al., 2012.	34
Figura 15- Exemplo de dunas compostas (fig.a) internamente composta por diversas dunas simples, destacando a ordem deposicional das dunas, onde 1 é a primeira ordem, estratos do foreset da duna simples, e 2 as superfícies mestres de 2º ordem sobre qual as dunas migram (fig.b).	35
Figura 16- Perfil de uma Barra de maré.....	36
Figura 17- Modelo de cordões de marés segundo Desjardins (2012), são formadas com um fluxo oblíquo as correntes de marés, com baixa a alta energia, taxa de sedimentação varia de acordo com a porções do cordão, mostram abundantes superfícies de reativação.	36
Figura 18- As janelas ecológicas e tafonômica, propostas por Noffke trata-se das características do ambiente necessárias para a formação e preservação das MISS.	38
Figura 19- Categorias de arredondamento e esfericidade dos grãos.....	47
Figura 20-- Comparação entre os tipos de seleção de grãos em lâminas petrográficas proposta por Jerram, 2001.	48
Figura 21- – Exemplos de empacotamento, contatos, orientação de grãos e relação entre matriz-grão.	48

Figura 22– Modelos Virtuais de Afloramento interpretados, sendo a) meio bloco 1;b) meio-bloco 2; c) meio-bloco3; d) painel 2; e)painel 3; f) painel 4, respectivamente com duas, três, três, uma, três e duas formas de leito distintas.	49
Figura 23- A) Meio bloco 1 destacando os sets de dunas cavalgantes erosivas; B) Meio bloco 2, destacando os sets de duas cavalgantes erosivas; C) Sets amalgamados sobrepostos, com estratificações cruzadas tangenciais regularmente espaçadas, que caracterizam o cavalgamento de dunas erosivas. Destaca-se também a presença de superfícies de reativação característicos da bidirecionalidade das marés;E) Desenho representando os sets sobrepostos de dunas erosivas, compostos internamente por estratificações cruzadas tangenciais e sigmoidais que localmente truncam-se gerando superfícies de reativação, além de drapes de lama no topo e base dos foresets registrando os momentos de água parada.	52
Figura 24- a) Painel 3 destacando os sets sobrepostos, compostos por estratificações cruzadas tangenciais, que caracterizam dunas cavalgantes erosivas; b) Meio bloco 3 destacando os sets sobrepostos compostos de estratificações cruzadas tangenciais, caracterizando as dunas cavalgantes erosivas; b) Destaque dos sets de dunas cavalgantes erosivas, compostos por estratificações cruzadas tangenciais, com drapes de lamas entre alguns estratos e/ou no topo e base dos forestes d) Desenho representando os sets sobrepostos, destacando a mudança de direção dos estrato cruzados, caracterizando a bidirecionalidade das marés.	54
Figura 25- a e b) Painel 3 e painel 4 destacando os sets de estratificações cruzadas tangenciais espaçadas regularmente e laminações de baixo ângulo, caracterizando dunas compostas acrescionárias; c) Destaque do painel 4, sets de estratificações cruzadas tangenciais regularmente espaçadas e sets com baixo ângulo entre as superfícies limítrofes e os estratos internos; d) desenho destacando a acresção dos sets e as estratificações cruzadas tangenciais regularmente espaçadas, formadas devido a periodicidade das marés.	56
Figura 26- Meio-bloco1, painel 3 e meio-bloco três, respectivamente: a, b, c, destacando as macroformas simples, compostos por fácies de tidal bundle, que registram os ciclos de Sizígia/Quadratura por meio da deposição de areia/lama e os seus espaçamentos e geometria. Onde as marés de quadratura são registradas por um espaçamento menor entre os estratos de lama, e o oposto para de sizígia, como mostra os traços S/Q na fig. b. Observa-se marcas de onda na base dos foresets, com sentido oposto do fluxo caracterizando a corrente subordinada.	59
Figura 27- Meio-bloco 1, meio bloco 2 e painel 2 (fig. a,b,c), destacando os sets de macroformas compostas, observa-se as 3 superfícies propostas por Olariu et al. (2012) para explicar a formação de um complexo de dunas compostas, onde a primeira é o estrato em azul, e caracteriza o foreset de uma duna simples, a de segunda ordem a de cor vermelha, caracteriza a superfície migratória sob a qual a duna simples migra, e pôr fim a 3 sendo a superfície mais extensa, e caracteriza a superfície limítrofe de duna composta (fig. d, e). ..	62
Figura 28– meio bloco 3, painel 4, painel três (fig. a, b, c) destacando os co-sets de macroformas compostas, observasse no meio bloco 3 (fig a) estratificações cruzadas acanaladas, quando perpendicular ao fluxo, caracterizando dunas 3D. Já no painel 4(b) observa se laminações de baixo ângulo, podendo caracterizar o sentido perpendicular ao fluxo de uma duna 2D.	64
Figura 29- Diferença de direção dos estilólitos (180°) e esteiras microbianas (45°).	67
Figura 30– Lâminas petrográficas descritas e interpretadas, respectivamente 0,20, 021, 022, 023, 024 e 025 (fig. A, B, C, D, E, F), mostram grão de quartzo de areia muito fina a média,	

bem selecionados, com texturas heterolíticas características de depósitos de mares, e texturas onduladas de possíveis MISS.	68
Figura 31- Modelos de elementos arquiteturais formados por marés ao longo das três zonas do complexo de dunas compostas, sendo o núcleo caracterizado por macroformas compostas (macroformas compostas) (fig.B). A frente com dunas simples (macroformas simples) (fig.C). e a margem composta por dunas cavalgantes.....	70
Figura 32- Meio bloco 2 (fig.a) destacando sets de macroformas compostas (fig.b) com as quatro superfícies segundo Olariu et al., 2012. As de 1° ordem, sendo os forestsde dunas simples, as 2° ordem superfície sobre qual dunas simples migram, as de 3° ordem superfícies limítrofes de macroformas individuais e as de 4° que limitam os elementos arquiteturais (macroformas compostas).	71
Figura 33- sistema Terra-Lua, devido a força de rotação (torque) gera uma desaceleração da rotação que junto com o bulbo conduz o eixo do sistema a um ângulo. A terra também exerce força de rotação sobre a lua fazendo com que ela se afaste.	73
Figura 34- Estratificações cruzadas tidal bundle (fig. a,b), mostrando marés de Sizígia (S) onde ocorre camadas de areia mais espessas e marés de Quadratura (Q) onde drapes duplos de lama recobrem os estratos.....	75
Figura 35 – Modelo deposicional.	78

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Estratigrafia e ambientes de deposição do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Oriental.	21
Tabela 2- Tamanhos e classes de grãos segundo Udden and Wentworth, modificado por Blair & McPherson (1999).....	45
Tabela 3- Código de fácies segundo Miall (1996).	45
Tabela 4- fácies observadas nos meio-blocos e painéis descritos e interpretados.....	50
Tabela 5- Composição (%) das lâminas descritas.	65
Tabela 6- Formas de leito dominadas por marés em ambientes atuais.	72
Tabela 7- associações de fácies dos elementos arquiteturais encontrados nos MVA's dos depósitos de inframarés da FMC.	76

LISTA DE ABREVIATURAS

Fm - Formação

FMC - Formação Morro do Chapéu

MVA - Modelo de Afloramento Virtual

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	14
1.1 Objetivos	15
1.2 Justificativa.....	16
2. ÁREA DE ESTUDO	17
3. CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA.....	18
3.1 Contexto geológico.....	18
3.2 Supergrupo Espinhaço	20
3.3 Formação Morro do Chapéu.....	22
3.4 Marés	23
3.5 Estruturas e processos gerados	28
3.6 Estruturas sedimentares induzidas por micróbios (Microbially induced sedimentary structure, MISS)	37
3.7 Modelos Virtuais de Afloramento.....	40
4. MATERIAIS E MÉTODOS	42
4.1 Revisão bibliográfica	42
4.2 Aquisição dos dados e produção dos Modelos Virtuais de Afloramento.....	42
4.3 Análise faciológica em MVA's	43
4.4 Análise petrográfica	46
5. RESULTADOS	49
5.1 Análises faciológicas dos Modelos Virtuais de Afloramento.....	49
5.1.1 Elementos Arquiteturais.....	52
5.1.1.1 <i>Dunas cavalgantes erosivas</i>	52
5.1.1.2 <i>Dunas compostas acrescionárias</i>	56
5.1.1.3 <i>Macroformas simples</i>	58
5.1.1.4 Macroformas compostas	61
5.3 Petrografia.....	65
6. DISCUSSÕES	69
6.2 Correntes de marés Proterozóicas	73
6.3 Modelo deposicional.....	76
7. CONCLUSÕES.....	79
REFERÊNCIAS	82

1. INTRODUÇÃO:

A ação das marés pode caracterizar diversos sistemas deposicionais costeiros, como: planícies de marés, deltas dominados por maré, estuários e sabkhas costeiros (DALRYMPLE *et al.*, 1992). Tais depósitos sedimentares registram a mudança periódica na velocidade e direção das correntes entre as marés alta e baixa, produzindo estruturas sedimentares características, tais como os ritmitos, estratificações tipo espinha-de-peixe, *tidal bundles*, cordões de maré e dunas compostas de marés. Esses começaram a ser estudados em análogos modernos por Le Beche (1851) e Lyell (1853), mas somente em 1925, com Dangeard, que os primeiros trabalhos sobre a relação direta das correntes de marés com os sedimentos foram publicados (STRIDE, *et al.*, 1982).

A distribuição das fácies de maré está relacionada a fatores como: (i) regime hidráulico que, embora dominado pelas marés, também é influenciado pelas tempestades; (ii) natureza e origem do suprimento de sedimentos; e (iii) nível do mar (REINECK, 1963; FARRELL, 1970; KLEIN, 1970; RUBIN & HUNTER, 1982; ALLEN, 1984; ASHLEY, 1990; JOHNSON E BALDWIN, 1996). As fácies típicas de ambientes costeiros, portanto, são definidas pelos processos acima mencionados aliados à ação das marés. O reconhecimento destas fácies e dos depósitos dominados de marés somente poderá ser realizado através da análise das relações verticais e laterais das diferentes fácies sedimentares associadas definidas anteriormente (DALRYMPLE, *et al.*, 1992). Existe uma grande complexidade na análise e reconhecimento das sequências sedimentares formadas no Proterozóico, devido ao fato de que as rochas sedimentares desse período estão extremamente metamorfizadas, deformadas ou com um alto grau de diagênese, o que muitas vezes dificulta ou até impossibilita a identificação e a interpretação das arquiteturas internas das fácies, assim como a caracterização das sucessões verticais de fácies.

A Formação Morro do Chapéu (FMC – Proterozóico/BA), está localizada na região da Chapada Diamantina, Bahia, recobrimo uma discordância regional associada a um rebaixamento do nível do mar que escava os sedimentos marinhos da Formação Caboclo subjacente (PEDREIRA, 1988; GUIMARÃES & PEDREIRA,

1990; ROCHA, 2003; BATTILANI et al., 1997; SOUZA et al., 2019). A base da FMC é caracterizada por sistemas fluviais que dão lugar em direção ao topo a depósitos estuarinos influenciados por correntes de maré e onda (PEDREIRA et al., 1994; GUIMARÃES & PEDREIRA, 1990; ROCHA, 2003; BATTILANI et al., 1997). Segundo Souza et. al (2019) a formação é caracterizada por um sistema plataforma dominado por onda em que por um dado momento tem a ação das marés incrementada devido a mudanças morfológicas.

Segundo Archer *et al.*, (1990) a análise de dados de maré atual (Fanerozóico) indica que as premissas básicas sobre os processos de maré do Pré-Cambriano podem ter sido simplificadas, com conseqüente atenuação das incertezas envolvidas. Assim, o presente estudo tem como objetivo a interpretação faciológica dos depósitos de maré contidos nas rochas sedimentares da FMC, a partir de seis Modelo Virtuais de Afloramentos (três painéis e três meio-blocos, com duas faces cada) e análise petrográfica de cinco lâminas visando a reconstrução das formas de leito e a compreensão da dinâmica deposicional durante o intervalo de estudo.

Os resultados demonstram uma distribuição das formas de leito semelhante à proposta por autores como Desjarins (2012) e Olariu (2012): macroformas compostas, macroformas simples e dunas cavalgantes, que formam um Complexo de dunas compostas. Essa seqüência caracteriza uma diminuição da energia da corrente, taxa de sedimentação e acomodação (DALRYMPLE, 2010). As formas de leito da FMC, apresentam tamanhos semelhantes às modernas, sendo assim, seguindo o proposto por Eriksson & Simpson (2012) pode-se concluir que a Terra-Lua vem se afastando com o tempo, mas as correntes de marés Proterozóicas apresentam velocidades semelhantes às atuais.

1.1 Objetivos:

O presente estudo tem como objetivo geral a reconstrução arquitetural das formas de leito e sua dinâmica deposicional, por meio da caracterização e

classificação faciológica dos depósitos de maré, da FMC, Supergrupo Espinhaço – BA contribuindo para a compreensão da variação das marés durante o Neoproterozóico.

Tendo como objetivos específicos:

- (I) levantamento bibliográfico detalhado os depósitos de marés e mecanismos controladores da sedimentação;
- (II) análise de Modelos Virtuais de Afloramentos por meio do *software* Metashape, identificando diferentes fotofácies;
- (III) descrição e interpretação das formas de leito a partir de sua geometria externa, configuração interna (cor, textura e estruturas), tamanho (comprimento e espessura) e características internas;
- (IV) análise petrográfica de lâminas delgadas para compreensão de processos deposicionais e diagenéticos.

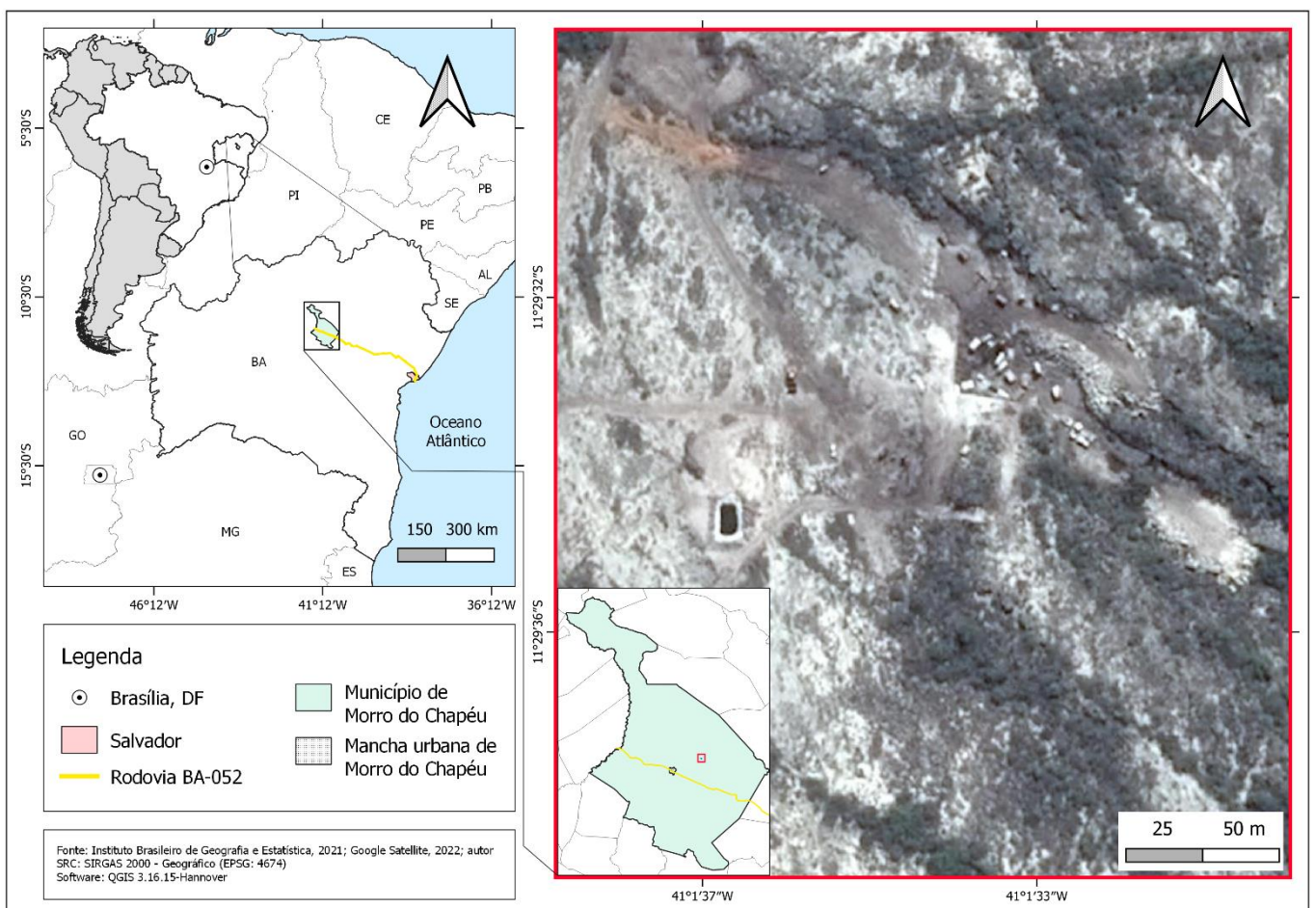
1.2 Justificativa:

A compreensão da dinâmica das marés pré-cambrianas é relativamente limitada e simplificada, considerando sobretudo a baixa preservação do registro sedimentar de depósitos de tal idade (e.g. LONGHITANO et al., 2010, 2014; DESJARDINS et al., 2012; OLARIU et al. 2012). Apesar de diversos autores (PEDREIRA et al., 1994, GUIMARÃES & PEDREIRA, 1990, ROCHA, 2003, BATTILANI et al., 1997, DE SOUZA et al., 2019) terem estudado a FMC no âmbito sedimentológico e estratigráfico, há poucos trabalhos direcionados somente ao entendimento das marés proterozóicas que dominavam o sistema costeiro e das respectivas sucessões faciológicas. A análise de tais elementos, assim, contribui para o contexto de sistemas deposicionais siliciclásticos pré-cambrianos.

2. ÁREA DE ESTUDO:

Localizada na porção central do estado da Bahia, Chapada Diamantina, no centro do cráton São Francisco. A área do presente estudo trata-se de uma pedreira, $11^{\circ}29'52.8''\text{S}$ e $41^{\circ}01'29.3''\text{W}$, próxima a cachoeira do Agreste no município Morro do Chapéu (fig.1).

Figura 1- Mapa de localização da área de estudo.



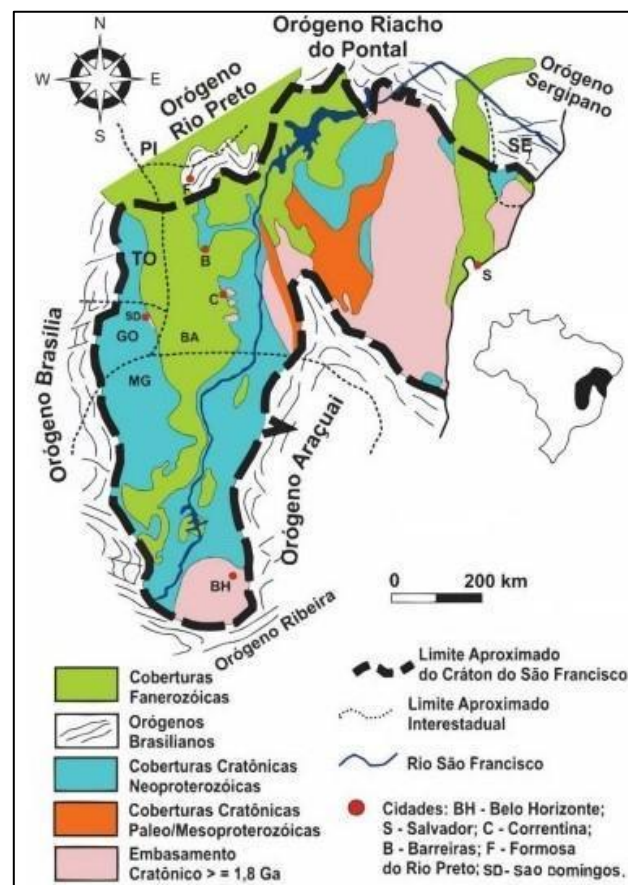
Fonte: Instituto de Geografia e Estatística, 2021; Google satélites,2012; Autor.

3. CONTEXTUALIZAÇÃO TEÓRICA

3.1 Contexto geológico:

O cráton São Francisco é definido por Almeida (1997) como uma grande unidade tectônica que compreende a maior parte do estado da Bahia se estendendo até Minas Gerais, Sergipe, Pernambuco e Goiás (fig. 2). Em conjunto a três crátons do continente da América do Sul, compõe as porções internas do Gondwana Ocidental (Proterozóico). Os cinturões orogênicos brasileiros correspondem então às margens dessas mesmas placas (BRITO NEVES et al., 1999; ALMEIDA et al., 2000; ALKMIM et al., 2001). Devido a esta configuração no supercontinente Gondwana, o cráton São Francisco tem um homólogo, o cráton do Congo no continente Africano (ALKMIM et al., 2012).

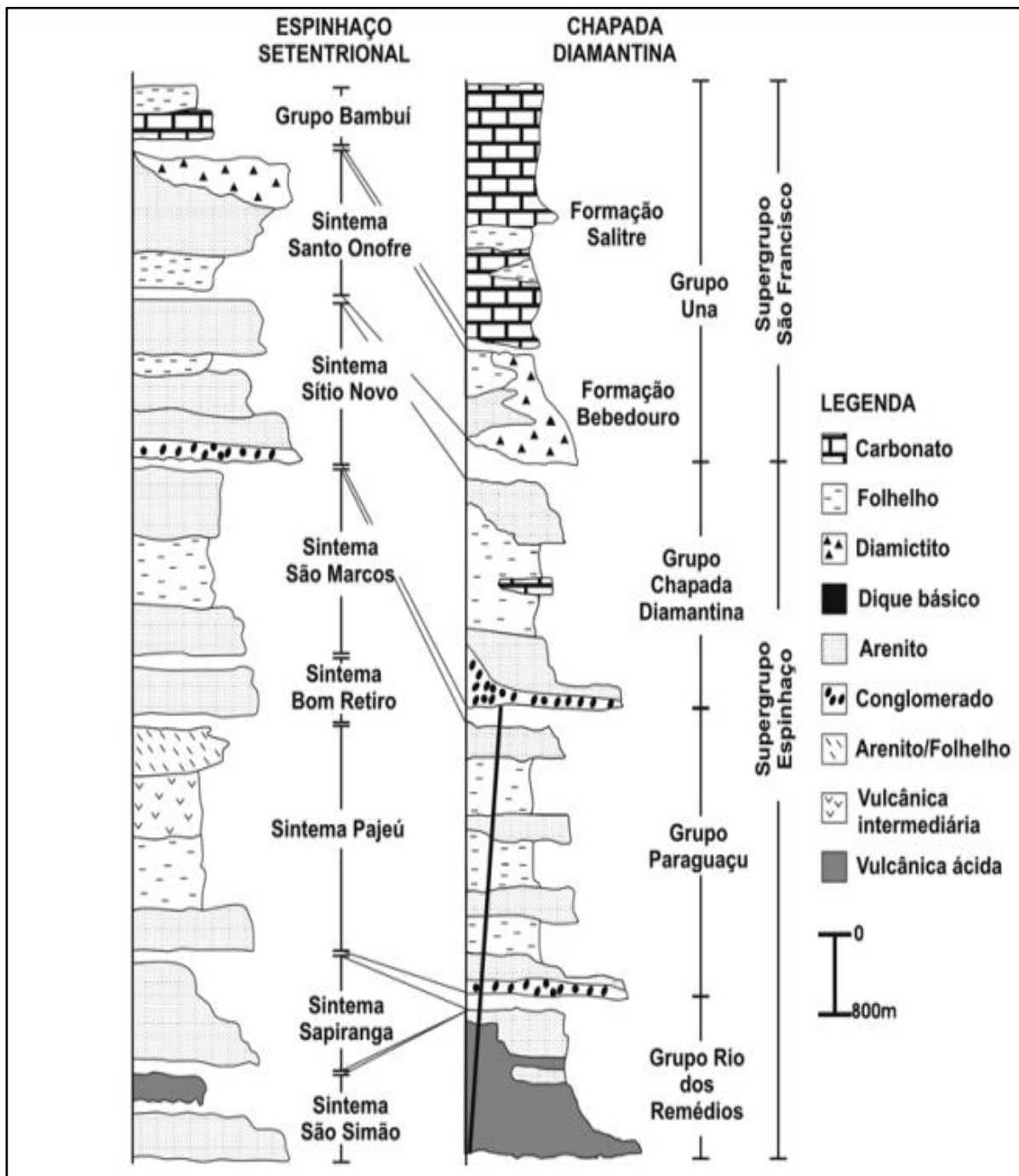
Figura 2- Mapa geológico simplificado do Cráton do São Francisco e das faixas orogênicas que o delimitam, mostrando em vermelho a área de estudo.



Fonte: Caxito et al. (2012).

O embasamento do cráton divide-se em dois conjuntos (figura 2): um núcleo arqueano e dois segmentos de um orógeno paleoproterozóico (ALKMIM E MARSHAK, 1998; TEIXEIRA et al., 2000; BARBOSA E SABATÉ, 2004; ALKMIM et al., 2012). O núcleo arqueano é quase inteiro coberto por unidades sedimentares Proterozóicas e Fanerozóicas.

Figura 3 - Sucessão vertical de fácies Espinhaço Setentrional e Chapada Diamantina, com seus supergrupos, grupos e formações.



Fonte: Caxito et al. (2012).

Já a porção paleoproterozóica corresponde ao Quadrilátero Ferrífero (DORR, 1969), localizado no *foreland* do cinturão mineiro. A cobertura proterozóica do cráton corresponde a dois domínios tectônicos, com coberturas metassedimentares pré-cambrianas e fanerozoicas: da Bacia do São Francisco e o aulacógeno do Paramirim, separados pelo Corredor de deformação do Paramirim. O aulacógeno do Paramirim é constituído por dois domínios morfotectônicos (fig.3) do cráton do São Francisco: serra norte do Espinhaço e Chapada Diamantina, compostos pelos Supergrupos Espinhaço, Mesoproterozóico, e São Francisco, Neoproterozóico. Esses são considerados por Angelim, et al. (2001) como uma bacia sedimentar intracratônica poli-histórica, do tipo sucessora (KLEIN, 1991), tendo-se originado como rifte e abortado por volta de 1,79 Ga.

É no Supergrupo Espinhaço, que seis sequências foram depositadas: Paraguaçu, Rio dos Remédios, Tombador-Caboclo e Morro do Chapéu (Província Chapada Diamantina); Borda Leste, Espinhaço e Gentio (Província do Espinhaço Setentrional) (BARBOSA, et al., 2003). Dominguez (1993) subdividiu o Grupo Chapada Diamantina em duas sequências deposicionais, como sejam: Sequência Depositional Tombador-Caboclo (basal) e Sequência Depositional Morro do Chapéu (topo).

3.2 Supergrupo Espinhaço:

O supergrupo Espinhaço, no domínio geomorfológico da Chapada Diamantina, pode ser subdividido de acordo com Pedreira (1994) em três grupos (tabela 1): Grupo Rio dos Remédios, Grupo Paraguaçu e Grupo Chapada Diamantina.

O Rio dos Remédios, é caracterizado por arenitos, com estratificação cruzada acanalada e tabular, conglomerados, siltitos e argilitos, depositados em um sistema fluvial, desértico e marinho, além de rochas efusivas ácidas oriundas de um vulcanismo subaéreo. O Grupo Paraguaçu é representado por três ambientes deposicionais: deltaicos, desérticos e planícies aluviais. Sendo os dois primeiros a Formação Mangabeira e a última a Formação Guiné. Já o Grupo Chapada Diamantina é composto, ainda segundo Pedreira (1988) pelas Formações: Tombador, planície

aluvial com rios entrelaçados e dunas eólicas; Caboclo e Morro do Chapéu representam depósitos marinhos rasos.

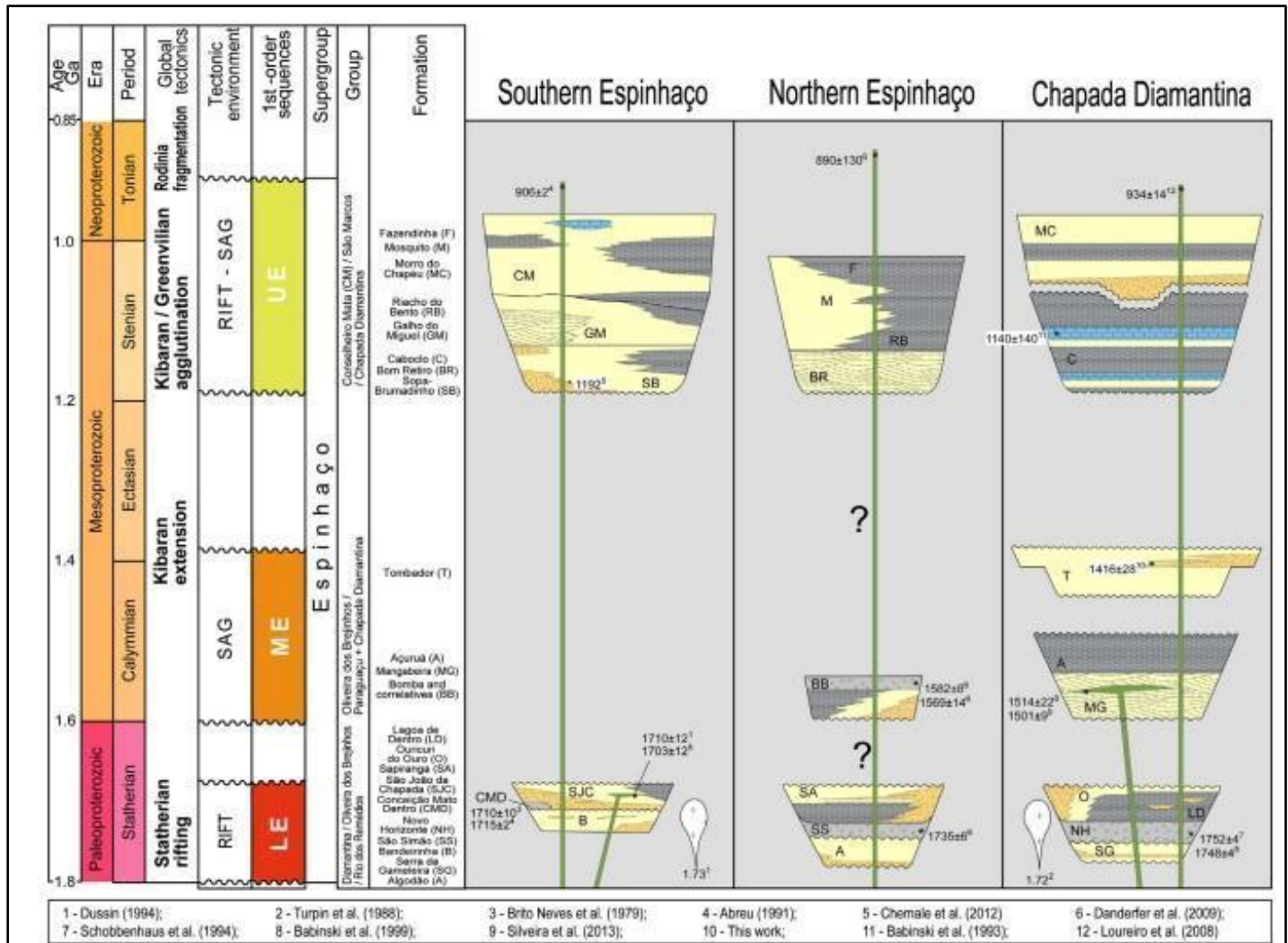
Chemale et al., (2012), Santos et al., (2013) e Guadagnin et al., (2015) dividem o Supergrupo em três megasequências (Inferior, Médio e Superior) que se acumularam numerosas bacias desenvolvidas em resposta a pelo menos duas fases de rifteamento (fig. 4).

Tabela 1- Estratigrafia e ambientes de deposição do Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Oriental.

GRUPO	FORMAÇÃO	DESCRIÇÃO	INTERPRETAÇÃO	
CHAPADA DIAMANTINA	Morro do Chapéu	Arenitos e conglomerados; estratificação cruzada sigmoidal, acanalada e tabular	Lobos deltáicos, leques aluviais, dunas	
	Caboclo	Folhelhos, argilitos e siltitos, camadas de arenito; fendas de dessecação, marcas onduladas, ondulações truncadas (HCS), espinha de peixe; lentes de calcário com estromatólitos	Planícies de maré, barras de plataforma e litoral	
	Tombador	Arenitos e conglomerados; estratificação cruzada acanalada e tabular	Leques aluviais e rios entrelaçados com dunas eólicas	
PARAGUAÇU	UNIDA DE INFER IOR M A L	CAMADAS SINCORÁ	Argilitos e siltitos, arenitos finos; estratificação plano-paralela, cruzada sigmoidal, fendas de ressecamento, marcas onduladas	Sistema deltáico: fácies de frente deltáica e pro-delta
		CAMADAS IBICOARA	Arenitos finos a grossos, argilas; estratificação cruzada acanalada e tabular, brechas sedimentares, queda e fluxo de grãos	Sistemas desértico: campo de dunas, fácies inter e extra dunas
		CAMADAS BARRA DA ESTIVA	Arenitos, siltitos, microconglomerados; estratificação cruzada acanalada e tabular, marcas onduladas linguóides	Planície aluvial com rios entrelaçados
RIO DOS REMÉDIOS	Não dividido em formações	Arenitos, conglomerados siltitos e argilitos, rochas efusivas ácidas; estratificação cruzada acanalada e tabular nos arenitos	Sistemas fluvial, desértico e marinho; vulcanismo subaéreo	

Fonte: Pedreira et al., 1989.

Figura 4-Correlação regional do Supergrupo Espinhaço mostrando os tipos de bacia, sistemas deposicionais, discordâncias, unidades litoestratigráficas, seqüências de primeira ordem e os principais eventos tectônicos globais.



Fonte: Guadagnin et al. (2015).

3.3 Formação Morro do Chapéu:

Para Pedreira (1989) a Fm. Morro do Chapéu é formada por arenitos e conglomerados com estratificação cruzada acanalada e sigmoidal, depositados em ambientes de lobos deltaicos, leques aluviais e dunas eólicas, com uma espessura de 390 metros. Esse assume também que se tem um contato basal da Fm. com a Fm. Caboclo transicional. Devido à intercalação a oeste da cidade Morro do Chapéu, dos

depósitos de planícies de maré da Fm. Caboclo com os depósitos fluviais deltaicos da FMC.

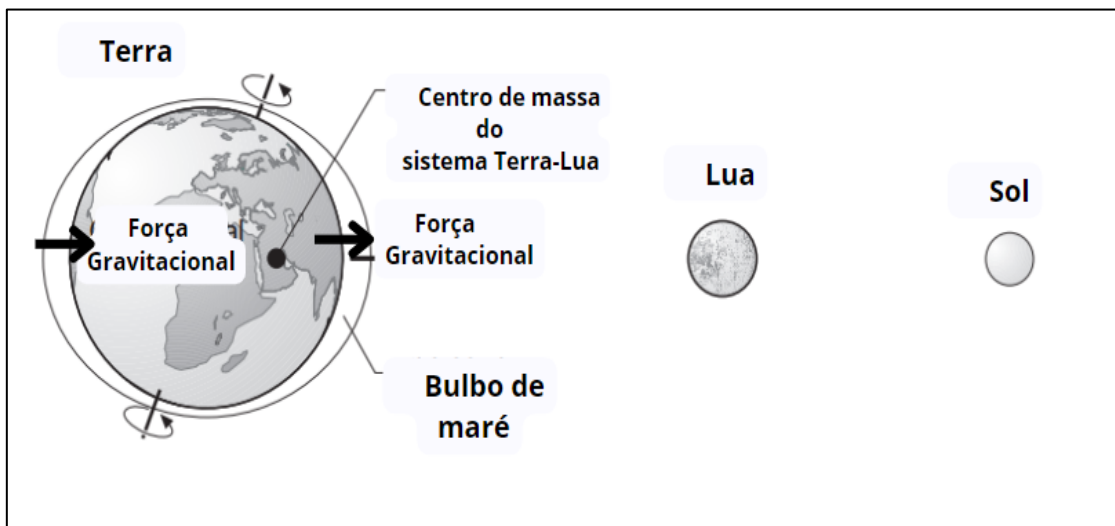
Já Brito Neves (1967) descreve a Fm. na Serra de Martim Afonso, separada do Grupo Una por uma falha de empurrão, como ortoquartzitos brancos e róseos, com estratificações plano-paralelas e cruzadas. Possuem intercalações com argilitos micáceos. O mesmo autor coloca que a espessura da Fm. Morro do chapéu é de mais de 250 m. Guimarães e Pedreira (1990) caracterizam a Fm. Morro do Chapéu, a partir de afloramentos situados na região nordeste, como ciclos de sedimentação que tem início em conglomerados sucedidos por argilitos ou arenitos finos. As estruturas das litologias são as estratificações plano-paralelas, cruzadas sigmoidal, tabular e acanalada. Monteiro et al., (1984) caracteriza a Fm. Morro do chapéu como uma formação homônima. Devido a sua sucessão faciológica caracterizada por clásticos grosseiros a conglomeráticos e conglomerados de origem fluvial, gradando para arenitos bem selecionados e lamitos ondulados, oriundos de um ambiente estuarino. Já ao norte da chapada ocorreria um sistema deposicional predominantemente desértico. Souza et al (2019) interpreta a Fm. Morro do Chapéu como depósitos de leques aluviais, fan-deltas retrabalhados por ondas, inundações não confinadas, como também depósitos de inframarés e sedimentos marinhos rasos dominados por ondas. Sendo então uma área litorânea conectada a uma planície aluvial ampla e de baixo gradiente (fig.4).

3.4 Marés:

A Lei de Gravitação proposta por Newton, em 1687 no livro "*Philosophiae Naturalis Principia Mathematica*", coloca que todos os objetos irão exercer forças gravitacionais uns sobre os outros, a qual está relacionada com as massas e distâncias dos corpos. Seguindo a lei, a Lua exerce uma força gravitacional sob a Terra gerando uma força centrífuga igual por toda superfície terrestre. A força gravitacional gera um acúmulo da água dos oceanos formando dois "bulbos" um do lado da superfície terrestre voltada para a Lua e o outro do lado oposto (NOEL P. JAMES AND ROBERT W. DALRYMPLE, 2010) (fig. 5). Devido a rotação da Terra

esses bulbos são transportados ao redor do globo formando a maré cheia (aumenta o nível do mar) e a maré vazante (queda do nível do mar), caracterizando o fluxo bidirecional das marés (READING,1996).

Figura 5- Sistema Terra-Lua, mostrando as forças geradoras de marés.

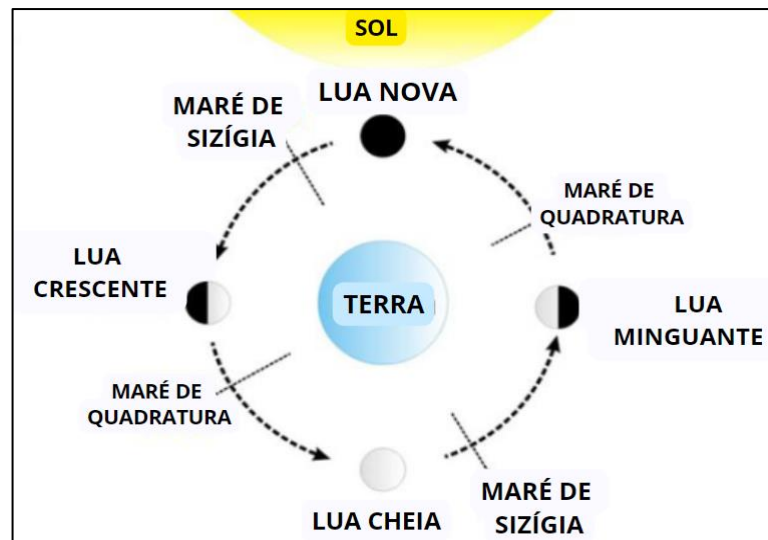


Fonte: Modificado de Longhitano, et al., 2012.

As marés são processos periódicos, quando a altura da maré e velocidade das suas correntes variam duas vezes ao dia com um intervalo de 12:42h ocorre a maré semi-diurna, dependendo do local da Terra pode ocorrer marés com uma só variação, conhecidas como marés diurnas (DALRYMPLE, 2010). Devido à relação direta com a Lua, as marés sofrem alterações durante as suas diferentes fases.

Logo, quando a Terra e o Sol estão alinhados (Lua cheia e nova), gerando uma maior força gravitacional, a amplitude e altura das marés são maiores, o que caracteriza marés de sizígia (*spring tides*). Por outro lado, quando o sol e a Terra formam um ângulo de 90º graus (Lua minguante e crescente), a amplitude e altura das marés são mínimas, caracterizando as marés de quadratura (*Neap tides*). Esse ciclo sizígia-quadratura (fig.6) (Neap-Spring) possui cerca de 14 e 28 ciclos de maré cheia e vazante nos regimes diurnos e semi-diurnos (SILVA, ET AL., 2008).

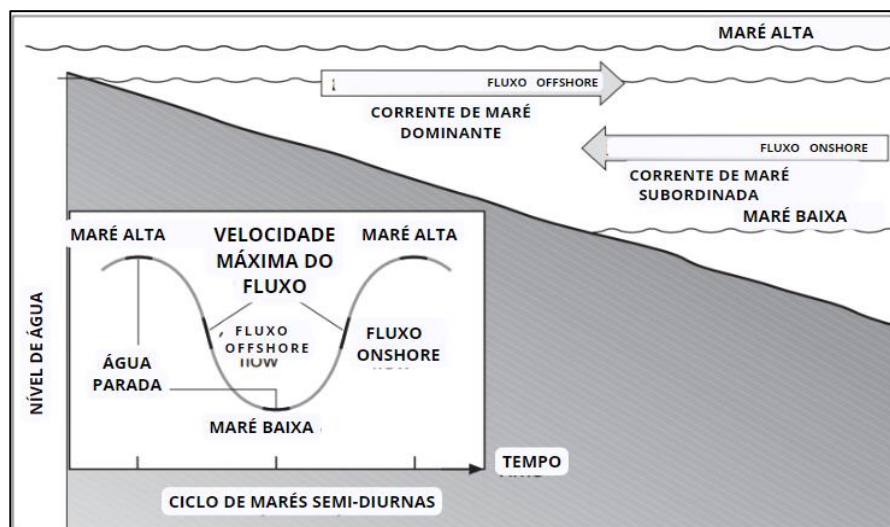
Figura 6- Posição do sistema Terra-Lua, durante o ciclo Sizígia-Quadratura (Neap-Spring).



Fonte: Modificado de Longhitano, et al., 2012.

As variações oriundas da periodicidade das marés impactam a velocidade, direção do fluxo principal e amplitude das correntes de marés produzindo assim diferentes formas de leito, existe também o período de água parada permitindo a deposição por suspensão de lama e argila (fig. 7)

Figura 7- Durante a maré diurna a direção do fluxo inverte de vazante (offshore) a enchente (onshore). A velocidade da corrente varia nos picos marés de baixa e alta, gerando as águas paradas.



Fonte: Modificado de Nichols, 2009.

Devido às suas diferentes amplitudes, que aumentam em direção à costa, as marés são classificadas em três regimes: macromarés, mais do que 4 metros de

amplitude: megamaré (> 8 m), macromaré (> 4 m), mesomaré (2 a 4 m) e micromaré (<2m) (NICHOLS, 2009).

I) Mega e macromarés: são dominadas por fortes correntes de maré e menos processos de onda, são caracterizadas por lama, sendo cobertas na maré alta e expostas na baixa. Os sedimentos maiores, como areia fina, podem ser transportados e depositados durante tempestades. Normalmente as costas dominadas por mega e macromarés não desenvolvem sistemas de barreiras devido a bidirecionalidade das marés, no lugar das ondas, controlam a distribuição dos sedimentos (NICHOLS, 2009).

II) Mesomaré: as correntes de maré exercem significativa influência junto com os processos de onda (NICHOLS, 2009). Podem ser encontradas em deltas, estuários e ilhas-barreiras. As barras de maré são importantes formas de leito de estuários e deltas dominados por mesomarés, formadas na zona de desembocadura (LONGHITANO et al., 2012).

III) Micromaré: Nessa região os processos de onda exercem maior influência do que as correntes de maré. Logo, com a existência de ambos os processos, enquanto as correntes de marés depositam os sedimentos, as ondas muitas vezes são os agentes responsáveis pela erosão (KVALE ET AL., 1995). As formas de leito comum são planícies e bancos de areia (LONGHITANO et al., 2012)

Essas amplitudes de marés podem ocorrer em três distintas zonas (fig.8) atingidas pelas marés:

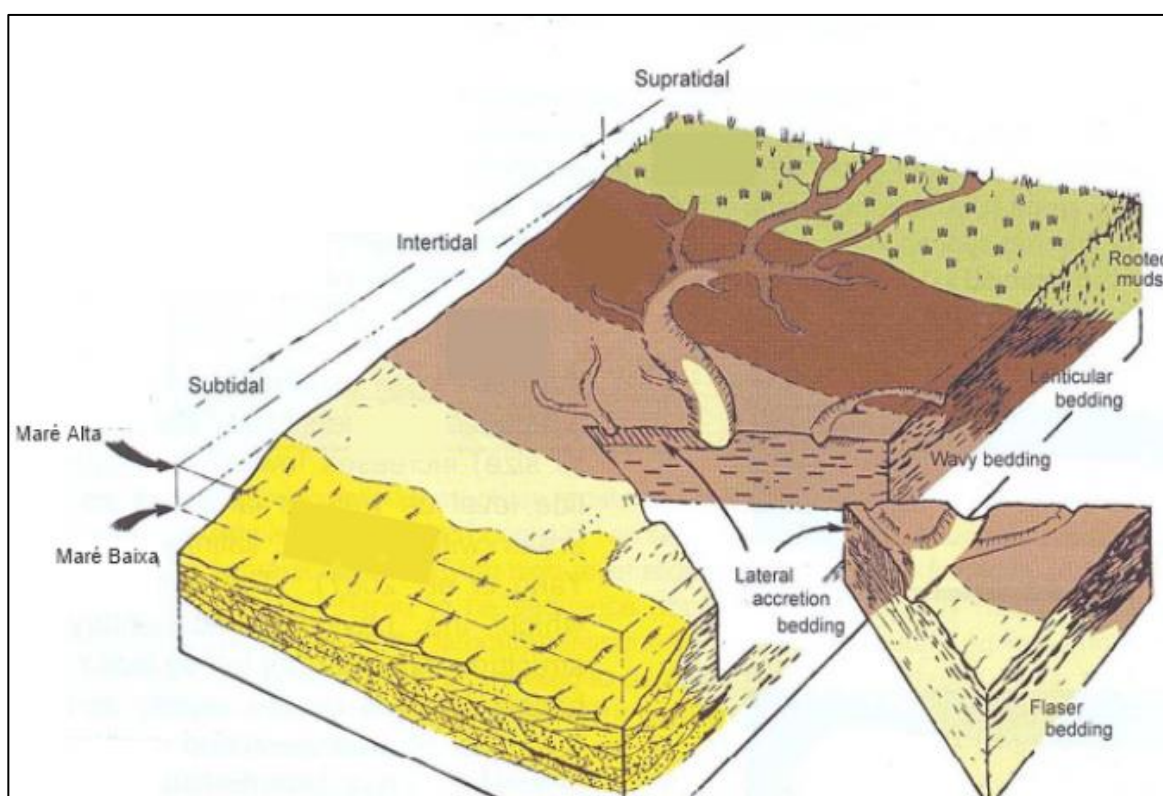
(i) Zona *supratidal* (supramaré): área costeira acima do nível médio da maré alta (*backshore*) e é inundada pelo mar apenas durante as marés

mais altas e tempestades, inclui ambientes como planícies de maré, mangues, salinas e leques de *washover*.

(ii) Zona intermarés (*intertidal*): área costeira entre os níveis médios de baixa-mar e médios (*foreshore*), pode ocorrer canais e planícies de marés.

(iii) zona de submaré (*subtidal*): abaixo do nível médio de maré baixa (*shoreface*), onde predominam as correntes de maré e de ondas, canais de maré distais de estuários e deltas, frentes de deltas influenciadas por ondas e marés e *shoreface* influenciadas por marés (LONGHITANO EL AL., 2012).

Figura 8- Bloco diagrama identificando as zonas de marés e exemplos de formas de leito que podem ocorrer em cada.



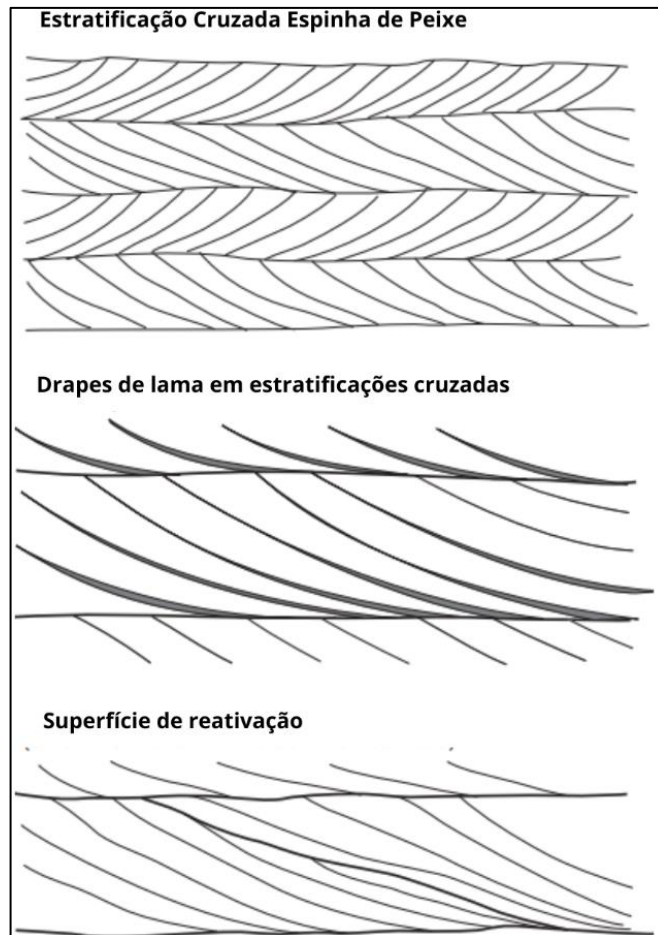
. Fonte: Modificado de Dalrymple, et al., 2004

3.5 Estruturas e processos gerados:

Estruturas sedimentares primárias são definidas como aquelas formadas durante a deposição dos sedimentos ou logo após a deposição e antes da consolidação da rocha (PETTIJOHN *and* POTTER, 1964). As estruturas inorgânicas são geradas devido a interação entre a gravidade, características químicas e físicas do sedimento e fluidos no local de deposição, podendo incluir estruturas biogênicas (PROTHERO, ET AL. 2013). Nesse contexto, de acordo a variação das suas velocidades, amplitudes e capacidades de carga de sedimento das correntes de marés, são geradas diferentes estruturas (fig.9) em variados depósitos ao longo dos ambientes costeiros. Começando no limite da ação de maré em ambientes fluviais (DALRYMPLE, 2010).

Belderson, Kenyon, Stride e Stubbs, 1972, foram importantes autores que identificaram, por meio de sonógrafos das superfícies marinhas, as estruturas geradas pela dominância das marés, relacionando as mesmas diretamente os sedimentos com as correntes de marés (PROTHERO, ET AL., 2013). As correntes de marés apresentam duas direções de fluxo com sentidos opostos, conhecido como fluxo bidirecional. Como os fluxos podem não apresentar a mesma velocidade ou estarem amplamente separados, muitas vezes não são deixados no registro rochoso (DALRYMPLE & CHOI 2007). Quando esse fluxo bidirecional é registrado aparece no registro sedimentar como estratificações cruzadas espinha de peixe, oriundas de uma corrente de maré que flui preferencialmente em uma direção. Essa mudança de padrão de fluxo dominante não é analisada em marés semi-diurnas ou diurnas, visto que é necessário muito tempo para a formação dessas formas de leito (NICHOLS, G 2009).

Figura 9- Estruturas geradas pelos processos de maré. (a) estratificação cruzada em espinha de peixe; (b) estratificações cruzadas com drapes de lama; (c) superfícies de reativação formadas por erosão de parte de uma forma de leito quando uma corrente é invertida



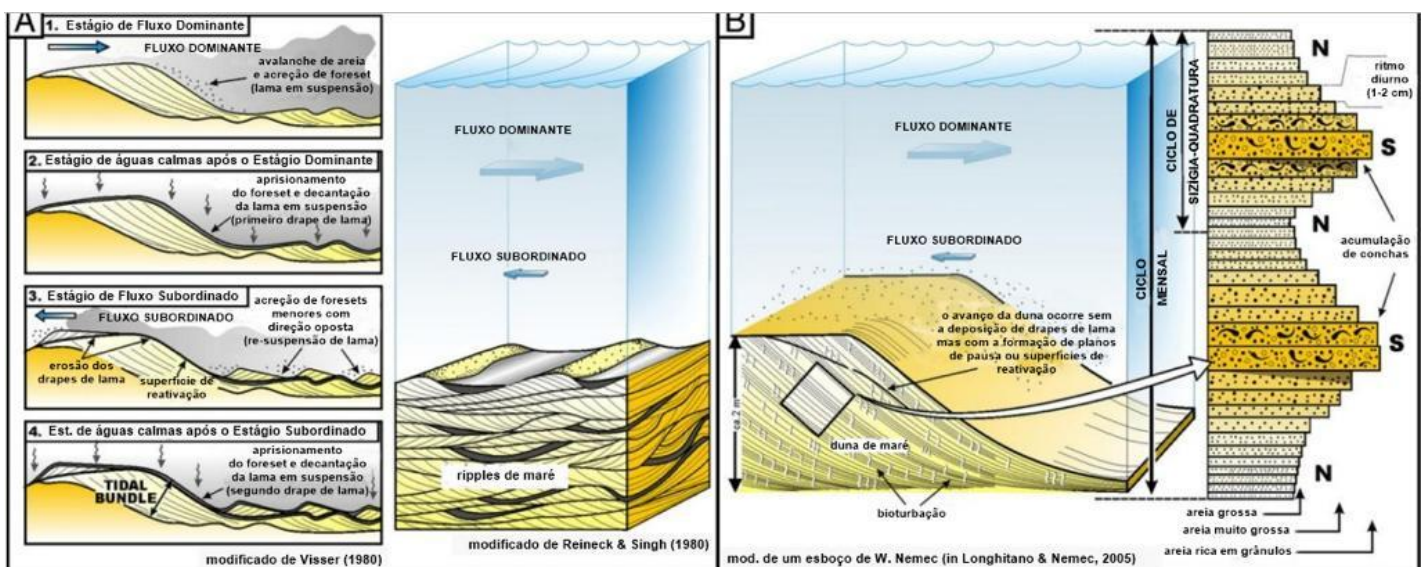
Fonte: modificada de Nichols, 2009.

Devido a ciclicidade da maré que provoca mudanças nas correntes de marés, a capacidade do fluxo de transporte também é influenciada. Sendo assim nas marés de sizígia (*spring*), a corrente é mais forte e favorece o transporte e deposição de areia nas formas de leito. Já o oposto ocorre nas marés de quadratura (*neap*), com correntes fracas podendo ser até nulas. A variação cíclica gerada pelo sistema Terra-Lua é registrada como estratificações cruzadas e são chamados de *Tidal bundles* (YANG & NIO 1985 apud. DESJARDINS, ET AL., 2012). É raro a ocorrência de sedimentação ou o registro desta forma de leito durante as fases mais fracas do ciclo de maré, logo esse padrão utópico é raro de ser encontrado (DALRYMPLE, ET AL.,

2010). Logo *tidal bundle* pode ser caracterizado por estratificações cruzadas que são geradas devido ao ciclo sizígia-quadratura.

Uma das características das estruturas geradas pelos processos de marés é a possível presença de superfícies de reativação (fig.10a). Essas formam-se quando após a deposição do *foreset*, durante a fase da corrente dominante, e o primeiro *drape* de lama, durante a água parada. A maré subordinada erode o topo do *foreset* e deposita pequenos *foresets* em direções opostas, em seguida acontece a segunda fase de água parada, depositando por suspensão o segundo *drape* de lama (fig.10) (DALRYMPLE, ET AL., 2010;).

Figura 10- A) Deposição de uma duna de maré, onde a areia é depositada durante o fluxo dominante, ocorre a diminuição de energia da corrente até o momento de água parada onde os drapes de lama são depositados por suspensão, em seguida a corrente subordinada volta a depositar areia, e retrabalha o *foreset* podendo formar as superfícies de reativação. B) sucessão vertical mostrando um ciclo completo de maré.



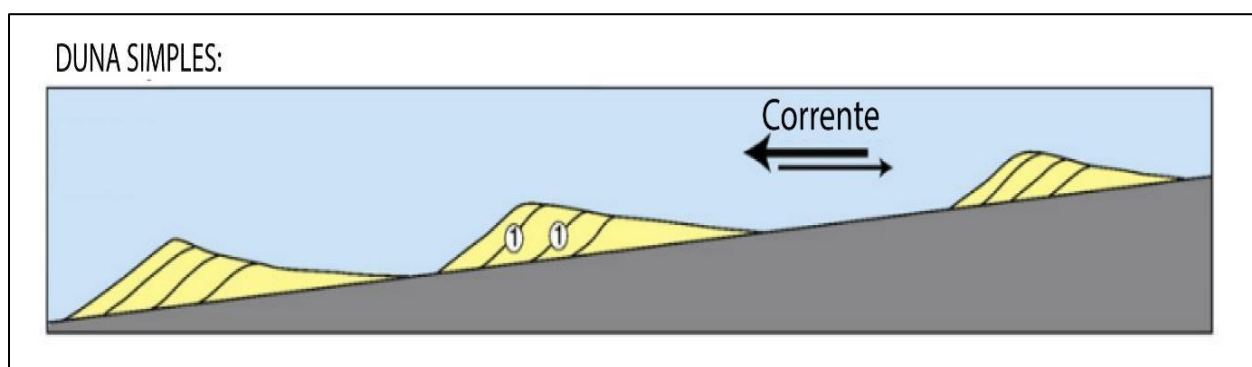
Fonte: modificado de Longhitano, 2012.

Dalrymple et al., 1991; Williams, 1991; Tessier et 1995, e outros autores, definem que ritmitos são laminações horizontais que intercalam areia e silte ou argila. Quando depositados pelas correntes de marés mostram mudanças cíclicas, devido a variação das correntes de maré (fig.10b). Podem mostrar um ou mais ciclos de marés completos, o ideal é o semi-diurno, composto por 28 pares de lâminas intercalando areia-lama, em um ciclo de sizígia-quadratura (*Neap-spring*) (DALRYMPLE, ET AL. 2010). Contudo para que os 28 pares de lama sejam depositados é necessário um ambiente e processos especiais favoráveis à deposição de sedimentos a cada 12

horas e um ambiente protegido para que eventos estranhos, como tempestades, não perturbem a regularidade da deposição das marés. Isso só ocorre em margens de canais e em configurações de frente deltaica e pro-delta (DALRYMPLE, ET AL. 2010).

Dunas (fig.11) são estruturas onipresentes e características de ambientes de maré (DALRYMPLE, 1984; DALRYMPLE & RHODES, 1995). A estabilidade, tamanho e forma da duna são definidos em função do tamanho do grão, velocidade das correntes e a profundidade da água; contudo a profundidade da água não é um fator essencial para a existência das dunas (RUBIN & MCCULLOCH, 1980; ALLEN 1982; SOUTHARD & BOGUCHWAL, 1990; REYNAUD & DALRYMPLE, 2012).

Figura 11- Formação de uma duna simples, composta internamente por estratificações cruzadas.



Fonte: modificada de Olariu, 2012.

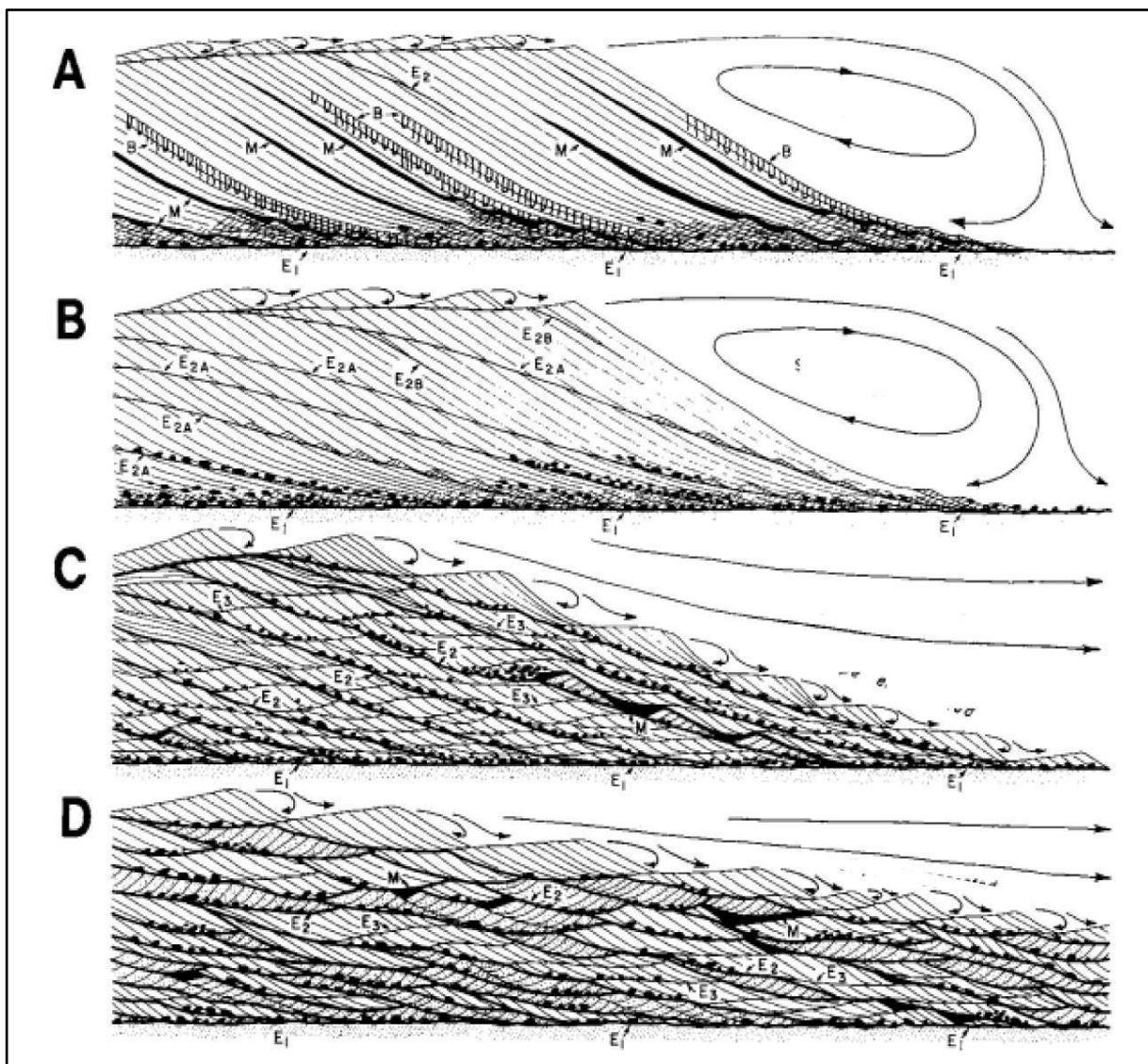
A crista das dunas tende a ser orientada de forma perpendicular ao fluxo. Dunas de maré, no entanto, podem mostrar a crista oblíqua à direção da corrente, caso os fluxos da maré dominante e subordinada não sejam colineares. Neste cenário, o grau de obliquidade da crista depende da razão entre a carga sedimentar transportada pela corrente dominante e subordinada (REYNAUD & DALRYMPLE, 2012).

Ashley, (1990), considera uma duna simples, dunas que não possuem outras sobrepostas, com um forte componente de migração no sentido do depocentro da bacia (ALLEN, 1980; ASHELY, 1990; DALRYMPLE, 1984; DALRYMPLE AND RHODES, 1995; SUTER, 2006; DARLYMPLE, 2010). Tais formas de leito apresentam

granocrescência ascendente, pois a velocidade da corrente de maré é maior na crista da duna (OLARIU, ET AL., 2012).

Dunas compostas (*sand waves*, Allen 1980) são resultado da sobreposição de dunas simples, sendo um arranjo complexo de grandes formas de leito (fig.13). As dunas dos ambientes dominados por maré são normalmente assimétricas (REYNAUD, ET AL., 2012). Essas formas de leito geralmente estão associadas a barreiras de canais arenosos e nas zonas baixas e médias dos estuários (ALLEN, 1980).

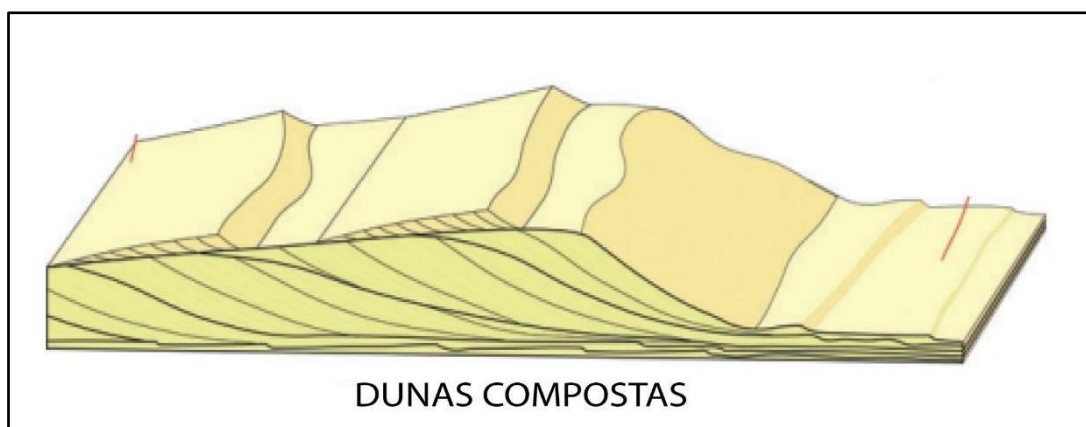
Figura 12-Diagramas ilustrando as diferentes estruturas internas das dunas compostas, proposto por Allen, (1980), associado com as diferentes superfícies de reativação (E2), onde essas superfícies erosivas são formadas durante a corrente subordinada.



Fonte: modificado de Allen, 1980.

Os depósitos de dunas compostas (fig.12) contém descontinuidades internas, grandes cruzadas na direção do fluxo dominante, com estruturas menores na direção oposta, no fluxo subordinado (DALRYMPLE, 2010). A direção do mergulho das descontinuidades internas é semelhante à das estratificações cruzadas, resultando em fácies de arenitos granocrescentes ascendentes (DESJARDINS, ET AL., 2012). Caso as dunas que estejam sobrepostas forem menores, então a erosão será mínima. Assim a duna maior terá formas de leito de grandes estratificações cruzadas com superfícies de reativação na base, essas não são geradas pelo fluxo subordinado. As geradas por esse fluxo estarão dentro das estratificações cruzadas, com *drapes* de lama sendo depositados na água parada. Por outro lado, se as dunas sobrepostas apresentarem tamanho maior, as dunas terão estratificações cruzadas com superfícies de reativação, podendo ou não ter *drapes* de lama (DALRYMPLE, 2010).

Figura 13- Duna composta.



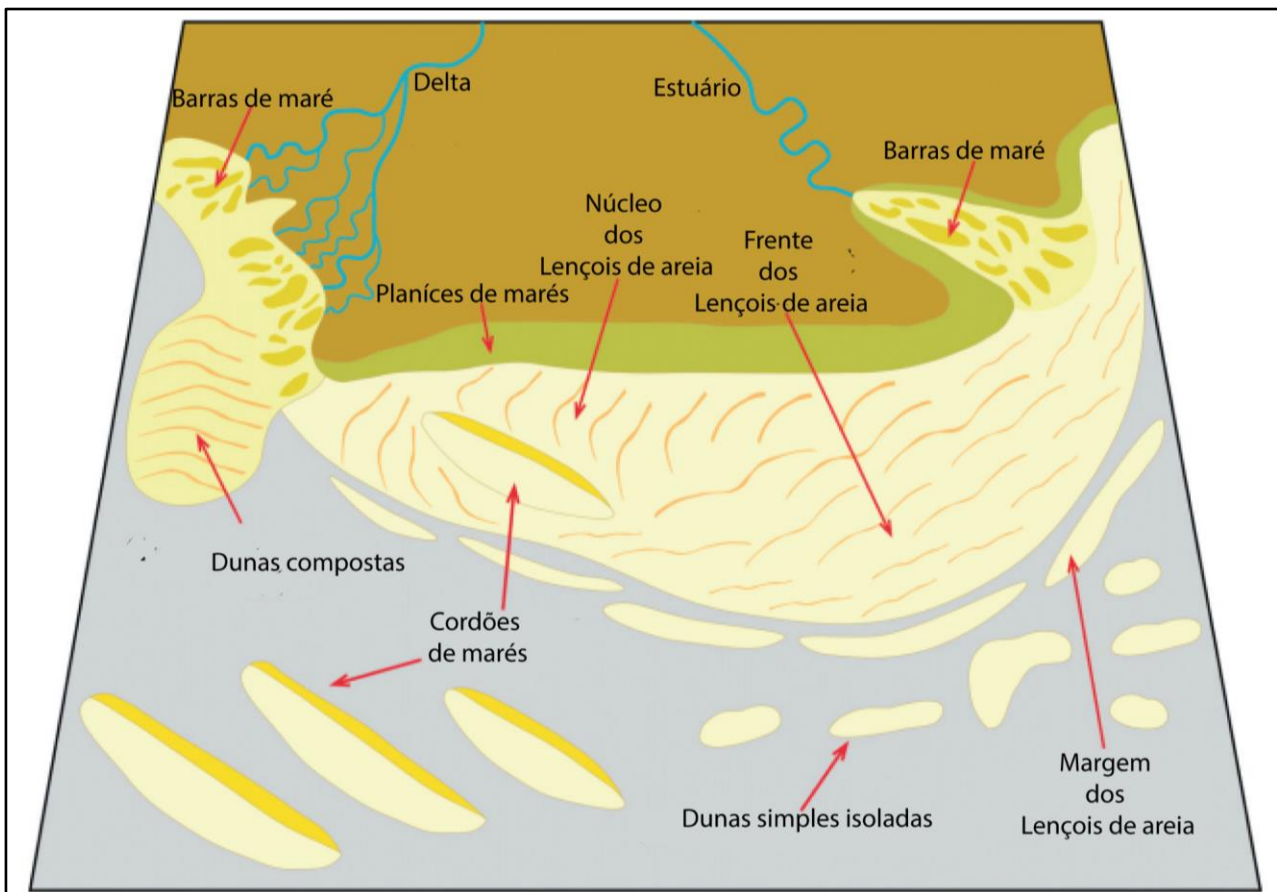
Fonte: modificada de Desjardins 2012.

Dunas compostas podem migrar uma sobre as outras formando lençóis de areia (DESJARIDNS ET AL., 2012) ou Complexos de dunas compostas (OLARIU et al., 2012). Para explicar esse processo, Desjardins (2012) propôs uma separação em subambiente: núcleo estratos cruzados sobrepostos que apresentam maior energia de fluxo e traços erosivos (fig.14). A frente é composta por arenitos com estratificações cruzadas *Tidal bundles*, além de descontinuidade na taxa de sedimentação, e uma energia de fluxo moderada, pode ser observado localmente *drapes* de lama. Por fim a margem, característica por ter fácies de arenitos com marcas de onda, estratificações cruzadas, hummockys e pelitos, com sets amalgamados e sobrepostos. Mostra descontinuidade na taxa de sedimentação, ambiente com baixa

energia, e mostra deposição de lama. Suas formas de leito são maiores, chegando a formar cordões de marés.

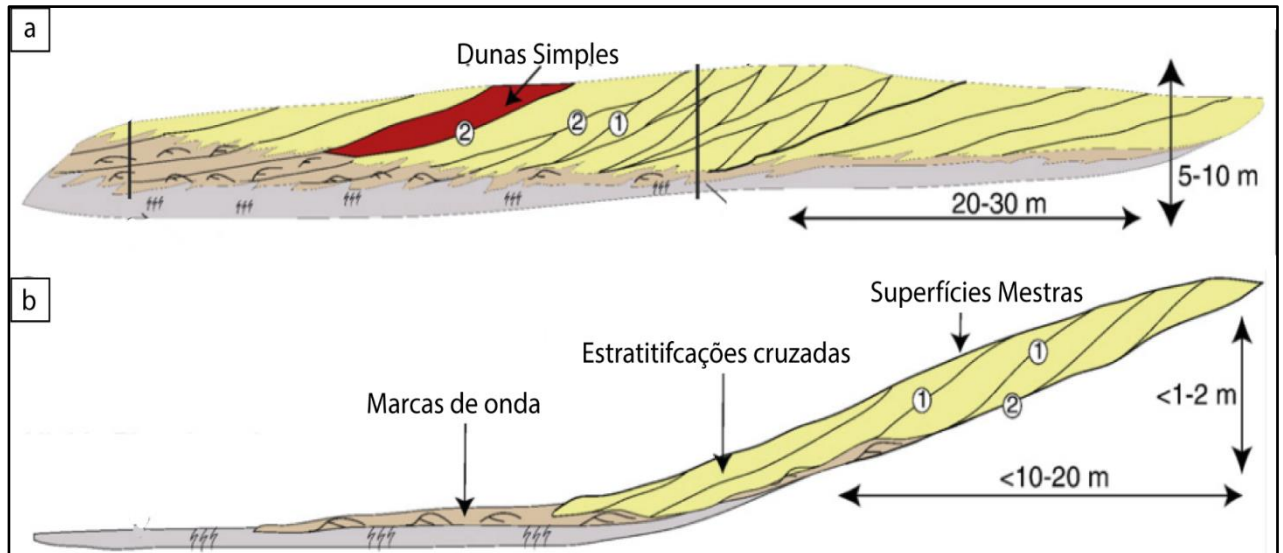
Olariu (2012) explica as formações dos complexos de dunas compostas, por meio de superfícies classificadas em quatro ordens, que seguem a sua deposição e sobreposição (fig.15). As de 1º ordem são menores, e caracterizam as dunas simples que migram sobre superfícies inclinadas, chamadas de superfícies mestras ou de 2º ordem. Essas superfícies mestras sobrepõem-se a planos mais extensos de 3º ordem que limitam as dunas/macroformas individuais, sendo assim dunas compostas migram umas sobre as outras. Logo as superfícies de 3ª ordem são inclinadas na direção da migração dessas dunas compostas que se sobrepõem. As superfícies de 4º ordem representam os limites das dunas/macroformas compostas, que podem se estender por quilômetros em direção paralela e/ou transversal ao fluxo.

Figura 14- Distribuição das formas de leito segundo Desjardins et al., 2012.



Fonte: modificado de Desjardins et al., 2012.

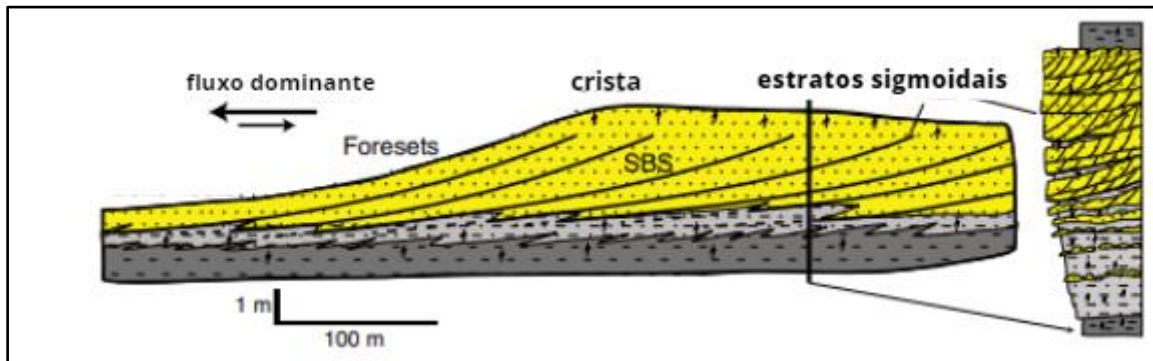
Figura 15- Exemplo de dunas compostas internamente composta por diversas dunas simples (fig.a), destacando a ordem deposicional das dunas, onde 1 é a primeira ordem, estratos do foreset da duna simples, e 2 as superfícies mestras de 2º ordem sobre qual as dunas migram (fig.b).



Fonte: modificado de Olariu et al., 2012.

As barras de maré apresentam uma geometria alongada e quase sempre são paralelas às correntes de marés, essas são normalmente bidirecionais e retilíneas (OLARIU, ET AL., 2012). Ocorrem em ambientes como estuários e deltas (DALRYMPLE AND ZAITLIN, 1994; FENIES AND TASTET, 1998; DALRYMPLE ET AL., 2003) podendo ainda estar junto a canais de marés, independentes ou ainda junto aos bancos arenosos nos canais fluviais. Normalmente migram lateralmente devido à erosão no exterior ou ao lado do banco de areia, gerando os depósitos de acreção lateral (DALRYMPLE, 2010). São caracterizadas por depósitos de dunas compostas com estratificações cruzadas tabulares a sigmoidais (fig.16), assim como ripples, drapes de lama e superfícies de reativação (DALRYMPLE, 2010).

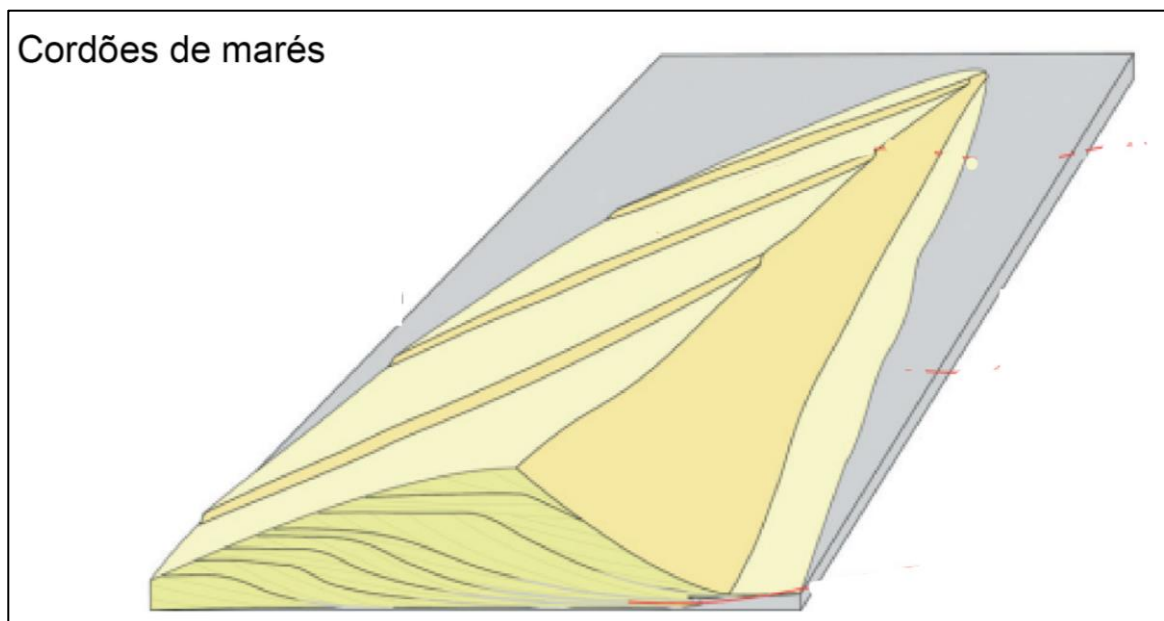
Figura 16- Perfil de uma Barra de maré.



Fonte: modificado de Mutti et al., 1985

O modelo mais aceito da formação dos cordões de marés, foi proposto por Hunthnace (1982) e modificado por Hulscher et al. 1993, onde devido a uma irregularidade no assoalho oceânico o fluxo acelera, no lado do barlavento, por causa do fluxo de constrição formado pela irregularidade, enfraquecendo sob a crista e lado do sotavento. Esse processo perturba o crescimento da crista, já que o lado com o fluxo mais veloz é erodido e a areia é depositada na crista e no sotavento, causando um crescimento ascendente ou/e migração no sentido do sotavento. Essa migração pode ocorrer tanto no lado do barlavento como do sotavento (fig.17)

Figura 17- Modelo de cordões de marés segundo Desjardins (2012), são formadas com um fluxo obliquo as correntes de marés, com baixa a alta energia, taxa de sedimentação varia de acordo com a porções do cordão, mostram abundantes superfícies de reativação.



Fonte: Modificado de Desjardins et al., 2012.

Cordões de marés são caracterizados como barras, sem ocorrência de canais, que caracterizam grandes formas de leito, podendo medir quilômetros, sendo composto por dunas simples e dunas compostas de tamanhos variados que podem migrar tanto nas fácies de sotavento como as de barlavento (DESJARDINS, ET AL., 2012). São corpos alongados e mais estáveis que as dunas, apresenta uma orientação característica onde forma um ângulo oblíquo com a corrente mais forte (DESJARDINS, ET AL., 2012).

Para a geração dos cordões é preciso de quatro fatores principais: (1) uma irregularidade inicial, como um corpo de areia transgressivo em um ambiente costeiro; (2) suprimento de areia suficiente; (3) correntes fortes o suficiente para transportar e depositar areia e (4) tempo suficiente para “modelar” o cordão (DESJARDINS, ET AL., 2012). Como consequência dessas correntes, o transporte residual local é em direções opostas em ambos os lados da crista, como também a migração lateral das cristas (DALRYMPLE, 2010).

As estruturas internas são compostas por estratificações cruzadas de pequena escala, com paleocorrentes bidirecionais, mas com um ângulo de orientação que mostra acreção (DESJARDINS, ET AL., 2012). Intervalos estratocrescentes e granocrescentes ascendentes são comuns e registram a progradação de dunas nos flancos das faces de sotavento de menor energia e nas depressões entre cristas (DESJARDINS, ET AL., 2012).

3.6 Estruturas sedimentares induzidas por micróbios (Microbially induced sedimentary structure, MISS):

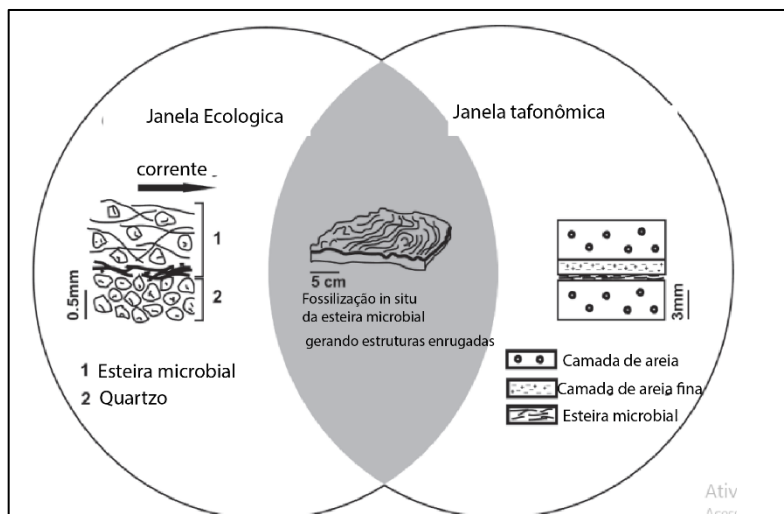
São estruturas sedimentares primárias (geradas junto com a deposição dos sedimentos), formadas devido a interação de biofilmes e esteiras microbianas. Foram reconhecidas por Kalkowsky (1908), com a nomenclatura de “estromatólitos”. O termo estruturas sedimentar induzidos por micróbios foi dado por Noffke (1996) baseado em análises quantitativas em esteiras microbianas moderadas em um ambiente de *Tidal flats* (Noffke et al. 1996).

Estudos mais recentes como de Nofke (2010), colocam que as MISS se restringem a ambientes de sedimentação siliciclásticos, a partir da colonização do substrato por microbiotas bênticas, que devido a produção de uma substância polimérica extracelular e formação de lâminas orgânicas respondem de maneiras diferentes aos processos físicos no ambiente de deposição, sendo classificadas em 17 diferentes tipos de interação dos biofilmes com as esteiras microbiana e os processos físicos do ambiente de deposição. Em contrapartida, muitos autores, ainda utilizam o conceito mais amplo de MISS, onde essas estruturas sedimentares são formadas por indução microbiana relacionadas a ambientes sedimentares siliciclásticos, carbonáticos ou evaporíticos (HFFMAN 1976; RIDING 2000). Essas estruturas ocorrem em ambientes de marés e costeiros, em arenitos do Fanerozóico, Proterozóico e Arqueano (NOFFKE 2000; NOFFKE ET AL. 2002, 2003, 2006, 2008).

Para a preservação e geração da Miss é preciso de processos sedimentares específicos (NOFFKE, ET AL., 2002) (fig.18). Primeiro, durante uma pausa na sedimentação a areia já depositada é colonizada pela esteira microbiana, grãos finos que estão em suspensão são ligados a esteira formando uma nova camada. Quando a sedimentação retorna os novos sedimentos são depositados sob a esteira, que devido a suas propriedades bioestabilizantes não sofre erosão durante a deposição dos grãos, contudo a esteira se decompõe com o passar do tempo, restante então uma fina camada granulometria fina “aprisionada”. Essas estruturas são observadas em lâmina delgadas, onde os grãos mais finos estão acumulados microbialmente formando uma textura que indica a presença da esteira microbiana (NOFKE, ET AL., 2010).

As estruturas podem ser geradas por meio de processos secundários, divididos em dois tipos: biomineralização destrutiva durante a diagênese inicial e recristalização durante a diagênese. São encontradas no registro como componentes biológicos e sedimentológicos das esteiras (NOFFKE 2000; NOFFKE ET AL. 2002, 2003B, 2006A, B, 2008).

Figura 18- As janelas ecológicas e tafonômica, propostas por Noffke (2010). Trata-se das características do ambiente necessárias para a formação e preservação das MISS.



Fonte: modificada de Noffke 2010.

Segundo Noffek, (2010), os critérios necessários para ser uma estrutura induzida por micróbios, são:

1. Registro fóssil de MISS ocorre em rochas sedimentares.
2. Na estratigrafia, as estruturas irão estar presentes somente quando relacionadas com as fases transgressivas da linha de costa.
3. Para a formação e registro de MISS precisa existir um ambiente apropriado. Noffek (2010), denomina esse fato como “janela ecológica” e “janela tafonômica” (fig. 18). As três características indispensáveis para isso, são: finos grãos de areia, composição principal dos grãos de quartzo, e um retrabalhamento moderado por meio de agentes hidráulicos.
4. A distribuição da MISS irá refletir o comportamento hidráulico e meteorológico, por exemplo nos *tidal flats* as esteiras microbianas irão refletir as características dos processos dominantes em cada zona de maré, e como também a profundidade da água.
5. As dimensões e geometrias das estruturas no registro precisam ser semelhantes às estruturas modernas.
6. Precisa apresentar as texturas características das MISS causadas pela esteira microbiana. Em lâminas petrográficas, é possível observar em MISS modernas

nove tipos de texturas. Já no registro é possível observar cinco tipos dessas estruturas:

a) Texturas que registram o biofilme ou esteira microbiana: mostram-se como “lâmina onduladas e enrugada”, essas são formadas por inúmeras esteiras microbianas que podem possuir até 2cm de espessura.

b) Texturas geradas pelo bloqueio e aprisionamento microbiano, registram-se pelos grãos aprisionados e ligados a esteira microbiana. Os grãos podem ser compostos por metais pesados e micas, além de quartzo.

c) Texturas relacionadas a ligação entre o biofilme e a esteira microbiana. Podem aparecer como estruturas sinoidais, que representam antigos biofilmes e esteiras que revestem marcas de ondas.

d) Texturas relacionadas com a bioestabilização da esteira microbiana ou biofilme. O processo de bioestabilização é considerado a resposta da esteira microbiana ou biofilmes à erosão e o comportamento flexível – biologicamente controlado – de uma camada de sedimentos que, caso não houvesse influência de fatores biológicos, seria rúptil.

e) Texturas geradas devido a interferência de todas as atividades microbiana. Mostram-se como micro sequências de camadas de areia, estratogranocrescentes cada uma delas cobertas por esteiras microbianas, essas micro sequências são resultado da interação microbiana com a dinâmica sedimentar.

3.7 Modelos Virtuais de Afloramento:

A produção dos Modelos Virtuais de afloramento começou a ser explorada para diversas áreas nos últimos 20 anos, incluindo trabalhos em sedimentologia e estratigrafia (HODGETTS ET AL., 2004; ENGE ET AL., 2010; FABUEL-PEREZ ET

AL., 2010; EIDE AND HOWELL, 2014; RARITY ET AL., 2014; RITTERSBACHER ET AL., 2014) principalmente devido ao fato de que nesse período ocorreu um grande avanço nas técnicas de aquisição de dados para modelos 3D (Tavani et al, 2016).

A construção dos MVAs pode ser realizada de duas formas: por meio do Light Detection and Ranging (LIDAR) que promove uma nuvem de pontos com mais alta resolução de superfícies mais complexas (Hodgetts, 2013) onde os dados são obtidos por meio de scanners a laser, posicionados em diferentes locais, distantes cerca de 1 km do afloramento, para obtenção de uma nuvem de pontos (PRINGLE et al., 2006), ou por partir da fotogrametria digital SfM-MVS (Structure from Motion – Multi View Stereo).

A maneira mais utilizada para a produção de um MVA é o LIDAR (Hodgetts, 2013), contudo esse exige equipamentos com mais altos custos e um conhecimento mais avançado sobre o processamento dos dados (Tavani et al., 2016). Devido a esse fator, é utilizado a estereofotografia, que é a sobreposição de no mínimo duas imagens do mesmo alvo, tiradas de pontos diferentes.

Segundo Tavani (2014), durante a sobreposição das imagens é detectado pontos em comum e realizado o reconhecimento dos parâmetros da câmera, como a posição, orientação e distância focal das imagens. Esses parâmetros são utilizados para que qualquer ponto no espaço possa ser calculado com base nas suas coordenadas (Szeliski, 2010), permitindo assim a visibilidade da superfície em 3D.

A estereofotografia é utilizada nessa área por meio dos algoritmos Structure From Motion (SfM), permitindo a geração rápida e de mais baixo custo de Modelos Virtuais de Afloramento sem que se perdesse a alta definição (Casini et al., 2016; Cawood et al., 2017; de Paor, 2016; Tavani; Corradetti; Billi, 2016; Vollger; Cruden, 2016).

A qualidade dos MVAs dependerá de parâmetros básicos como a resolução das fotos, e os citados anteriormente, além das configurações de hardware e software utilizados no processamento dos dados. Grounding Sample Distance (GSD) é definido pela relação entre a resolução da foto e distância da superfície, esse irá definir o tamanho de um pixel e unidades de terreno, essas podem ser em cm ou mm (VOLLGER; CRUDEN, 2016).

A aquisição dos dados (fotos) pode ser realizada de maneira aérea por meio de Veículos Aéreos Não-Tripulados (VANT), ou tripulados como helicópteros ou terrestres com câmeras fotográficas.

4. MATERIAIS E MÉTODOS:

Para a realização da reconstrução arquitetural dos depósitos de marés, é preciso analisar as relações entre as geometrias internas e externas das associações de fácies. Para isto serão seguidas as seguintes etapas: revisão bibliográfica, análise de modelos de afloramentos virtuais, e análise petrográfica de lâminas delgadas. Com a finalidade de descrever e interpretar as principais litofácies, para então caracterizar as sucessões de fácies de dispositivos de marés

4.1 Revisão bibliográfica:

Levantamento de informações presentes na literatura sobre os seguintes assuntos:

- (I) Supergrupo Espinhaço;
- (II) Fm. Morro do chapéu;
- (III) Sistemas deposicionais dominados por marés e suas estruturas;
- (IV) Petrografia sedimentar;
- (V) Modelos virtuais de afloramento.

A revisão bibliográfica foi realizada em conjunto com todas as etapas deste trabalho.

4.2 Aquisição dos dados e produção dos Modelos Virtuais de Afloramento:

A aquisição das fotos foi realizada no ano de 2021, por meio terrestre.

O processamento dos dados e produção do MVAs foram realizados no software Agisoft Metashape 1.5.2 seguindo as seguintes etapas: (1) avaliação e edição, (2) alinhamento, (3) geração da nuvem densa, (4) construção da malha triangulada ou MDS, (5) texturização da malha.

(1) Avaliação e edição: é realizado a análise dos parâmetros que influenciam na construção do MVA (posição, orientação e distância focal das imagens), além de uma validação visual e manual das fotos, verificando as que não estão com a qualidade desejada e retirando-as, é realizado a estimativa de qualidade automática das fotos, onde as com qualidade inferior a 0,7 são removidas. Além da verificação do sistema de coordenadas.

(2) Alinhamento: reconhecimentos dos pontos em comum nas fotos, para que seja realizada a sobreposição correta, o resultado dessa etapa é a nuvem esparsa de pontos. As fotos que não foram alinhadas são removidas.

(3) Nuvem densa de pontos: é produzida pelo posicionamento das fotos que foram utilizadas na nuvem esparsa.

(4) Malha triangulada: formada por triângulos irregulares unindo os pontos da nuvem densa por triangulação.

(5) Texturização: é a textura sobre a malha triangulada. Para isso, são utilizadas duas coordenadas (U e V) em cada vértice dos triângulos e junta-se com as coordenadas dos pontos das fotos, permitindo que seja possível cortar um triângulo da textura da foto e colá-lo no triângulo correspondente da malha.

4.3 Análise faciológica em MVA's:

Uma fácies é caracterizada como um corpo de rocha composto por uma combinação particular de estruturas litológicas, físicas e biológicas características de seu ambiente deposicional (DALRYMPLE, et al., 2010). A interpretação das rochas sedimentares agrupa diversas análises qualitativas e quantitativas. As qualitativas são

as que descrevem os aspectos sedimentológicos, como: textura, estruturas, cor, geometria.

A análise faciológica, foi realizada por meio do *software Agisoft Metashape*, utilizando a ferramenta *Draw Polyline* para as demarcações necessárias (estruturas sedimentares, estruturas chaves, sets e co-sets). Para um melhor entendimento das características das marés Proterozóicas, a análise foi dividida em duas etapas:

(I) Descrição:

Caracterização das propriedades granulométricas/texturais, geométricas e estruturais da rocha. Tucker (2014) coloca como as duas principais características para a descrição de uma rocha sedimentar como: as estruturas e texturas.

As estruturas sedimentares foram descritas em cada painel para isso foram destacadas no MVA as mudanças verticais e laterais, além dos co-sets e sets, assim como seus tamanhos, para que fosse possível subdividir o mesmo. Após foi destacado as estruturas sedimentares observadas segundo Ashely 1990, a fim de encontrar as características deixadas pelas marés. As características texturais são descritas por meio dos grãos que compõem a rocha. Para os tamanhos de grão foram utilizadas as classes propostas por Blair & McPhesn (1999), junto com isto é descrito o quanto o tamanho de grão é homogêneo no arcabouço da rocha, sendo classificado em: bem-selecionado, moderadamente selecionado e mal selecionado (TUCKER, 2014). Outros três aspectos a serem observados são: a forma, esfericidade e arredondamento dos grãos do arcabouço, esses não foram descritos macroscopicamente, somente na descrição das lâminas.

Para nomenclatura e codificação será utilizado código proposto por Miall (1996) para fácies. Tendo a primeira letra maiúscula e para o tamanho de grão predominante; a segunda letra minúscula a estrutura presente na rocha (tabela 2). Para que seja possível realizar a caracterização das sucessões faciológicas de ambientes dominados por marés.

(I) Interpretação:

Para a interpretação das demarcações feitas nos MVA's, foram utilizadas bibliografias para a comparação, o entendimento marés Proterozóicas e suas diferenças das Fanerozóicas, assim como para a reconstrução da forma de leito.

Tabela 2– Tamanhos e classes de grãos segundo Udden and Wentworth, modificado por Blair & McPherson (1999).

Tamanho (mm)		Classe	Rocha Sedimentar	
— 4096 —	—12			
— 2048 —	—11	vc	Conglomerado	
— 1024 —	—10	c		
— 512 —	—9	m		
— 256 —	—8	f		
— 128 —	—7	c		
— 64 —	—6	f		
— 32 —	—5	vc		
— 16 —	—4	c		
— 8 —	—3	m		
— 4 —	—2	f		
— 2 —	—1		Granulo	
— 1 —	0	vc	Arenito	
— 0.50 —	1	c		
— 0.25 —	2	m		
— 0.125 —	3	f		
— 0.063 —	4	vf		
— 0.031 —	5	c	Siltito	
— 0.015 —	6	m		
— 0.008 —	7	f		
— 0.004 —	8	vf		
			Argila	Pelito

Fonte: modificada de Tucker,2001.

Tabela 3- Código de fácies segundo Miall (1996).

Código	Fácies	Estruturas	Interpretação
Sl	Arenito fino a muito grosso	Laminação de baixo ângulo	Preenchimento de suaves depressões, em condições de transição entre o regime de fluxo inferior e superior.
Ss	Arenito fino a grosso	Estratificação cruzada sigmoidal	Migração de formas de leito com cristas sinuosas sob fluxo de tração desacelerado unidirecional, com alta taxa de sedimentação em regime de baixo fluxo

St	Arenito fino a muito grosso	Estratificações cruzadas	Migração de formas de leito subaquático de crista sinuosa (3D), sob regime de fluxo inferior unidirecional
Sr	Arenito fino a grosso	Laminações cruzadas de marcas ondulares	Migração de marcas onduladas em fluxo trativo, unidirecional, subaquoso em regime de fluxo inferior.
St	Arenito muito fino a médio	Tidal bundle	A migração de leitos subaquáticos de cristas sinuosas (3D) influenciou a migração sob regime de fluxo mais baixo alternando sedimentação relacionada a vazante e enchente.

Fonte: Autor.

4.4 Análise petrográfica:

A descrição petrográfica de seis lâminas delgadas conta com as características mineralógicas, incluindo tamanho modal, seleção, esfericidade e arredondamento dos grãos, bem como a descrição do arcabouço e análise composicional. A classificação das rochas foi baseada em Folk (1974), de acordo com as porcentagens modais dos principais minerais formadores do arcabouço das rochas. As análises e descrições microscópicas quantitativas e qualitativas foram realizadas por meio do microscópio petrográfico da marca Zeiss modelo Axio Lab, com charriot acoplado, para o controle da distância entre os pontos.

Para a descrição das lâminas petrográficas foram considerados os parâmetros propostos por Tucker (2001):

(I) Textura: granulometria, distribuição (%) de cada intervalo de classe (tabela 2), e sua seleção (fig.20). Características morfológicas como:

forma, arredondamento e esfericidade (fig.19), assim como contatos (fig.21) e orientação dos grãos.

(II) Composição dos grãos do arcabouço: Descrição da composição da rocha, distribuição mineralógica (quartzo/feldspato/fragmentos líticos/minerais acessórios).

(III) Matriz: não foi descrita, pois as lâminas não apresentam matriz.

(IV) Cimentação: identificação do tipo de cimento.

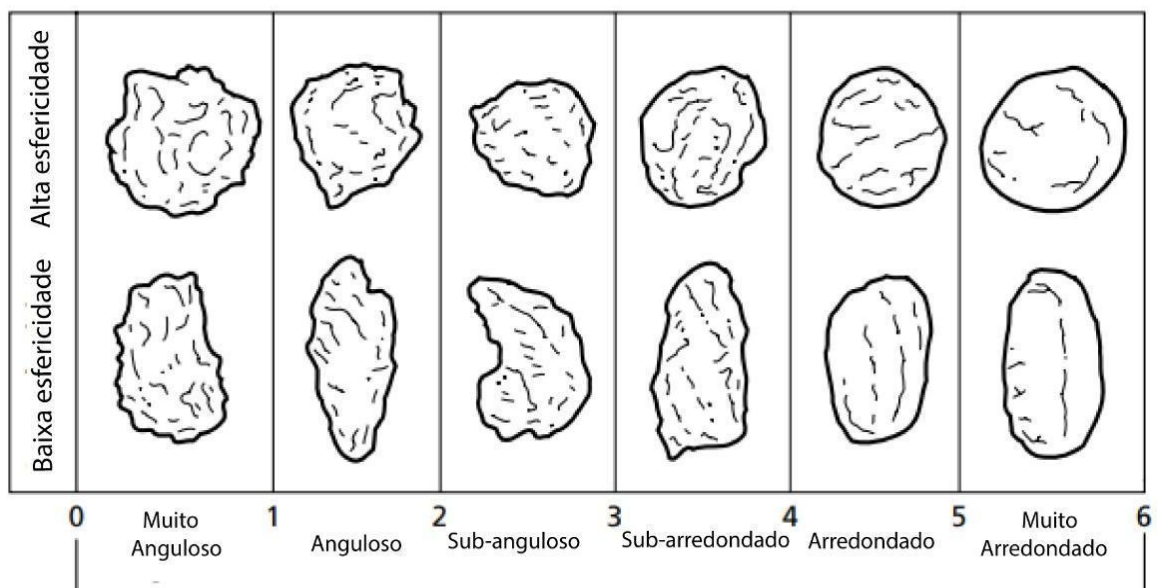
(V) Compactação: descrição de possíveis marcas da compactação, como os tipos de contatos, para a quantificação e classificação do empacotamento.

(VI) Substituição/dissolução de grãos: verificou-se se existia presença de argilominerais, dissolução parcial ou completa dos grãos.

(VII) Porosidade: determinação do tipo e origem da porosidade

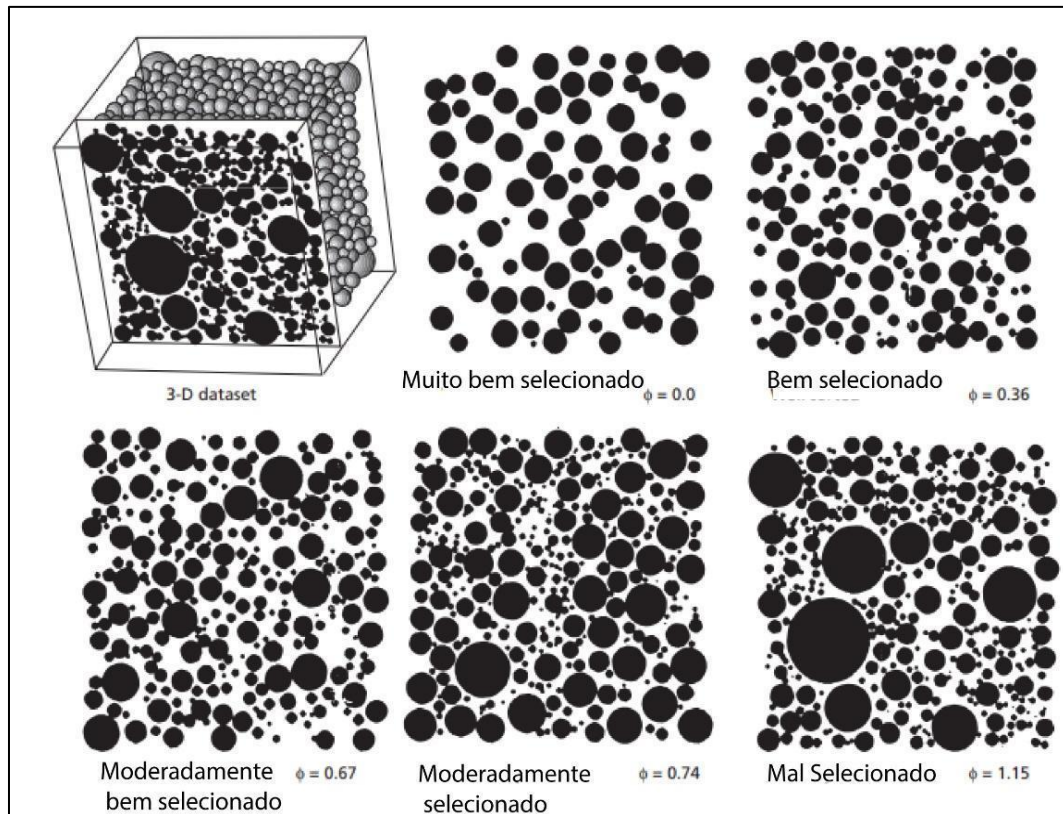
(VIII) Interpretação: descrição das características deixadas pelas marés, e comparação das mesmas com a bibliografia.

Figura 19- Categorias de arredondamento e esfericidade dos grãos.



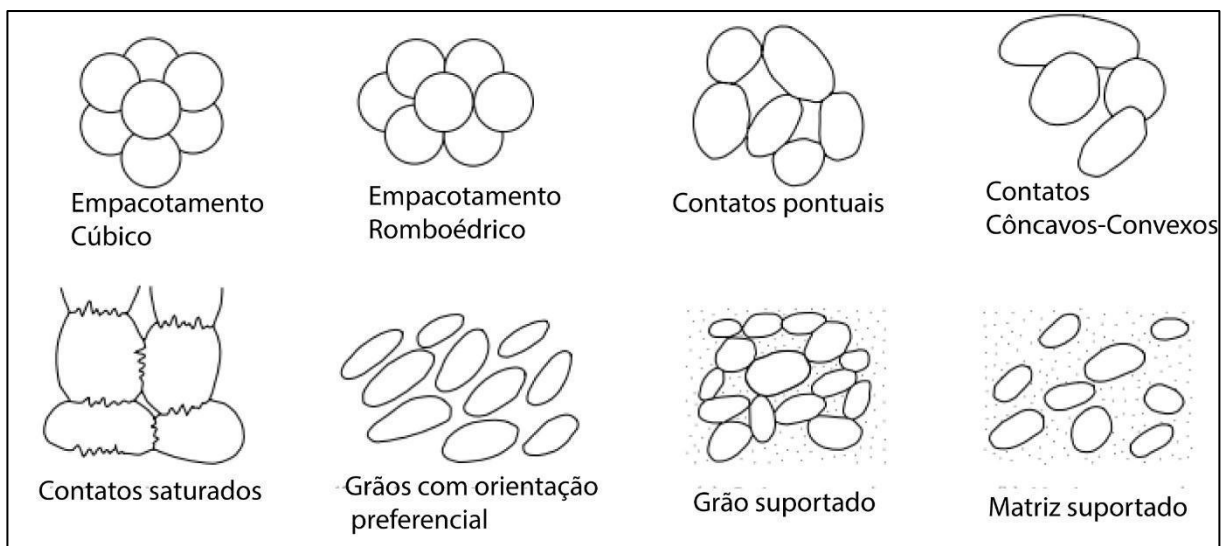
Fonte: modificada de Tucker, 2001

Figura 20-- Comparação entre os tipos de seleção de grãos em lâminas petrográficas proposta por Jerram, 2001.



Fonte: modificado de Tucker, 2001.

Figura 21- Exemplos de empacotamento, contatos, orientação de grãos e relação entre matriz-grão.



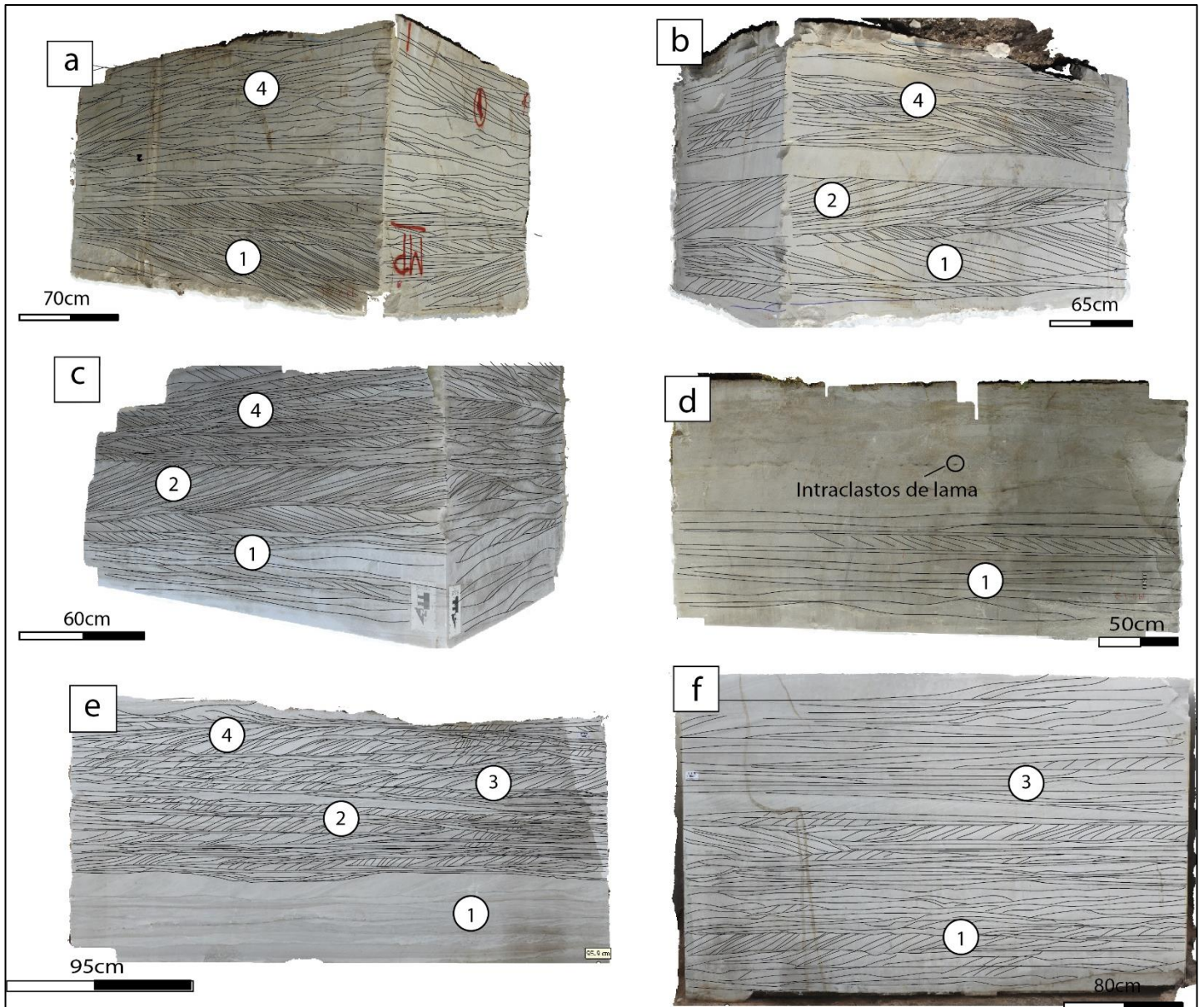
Fonte: modificado de Tucker, 2001.

5. RESULTADOS:

5.1 Análises faciológicas dos Modelos Virtuais de Afloramento:

Foram analisados 3 painéis e 3 blocos com duas faces (fig.22). Nestes foram descritas quatro formas de leito que representam características distintas das correntes de marés durante a plataforma costeira: profundidade, tamanho de sedimentos e velocidade do fluxo. As fácies descritas estão resumidas na tabela 4.

Figura 22– Modelos Virtuais de Afloramento interpretados, sendo a) meio bloco 1; b) meio-bloco 2; c) meio-bloco3; d) painel 2; e) painel 3; f) painel 4. Compostos por macroformas compostas (1); Macroformas simples (2); Dunas cavalgantes acrescionárias (3) e dunas cavalgantes erosivas (4).



Fonte: autor

Tabela 4- fácies observadas nos meio-blocos e painéis descritos e interpretados.

Fácies	Código	Descrição	Interpretação
Arenitos com laminações de baixo ângulo	SI	Arenitos finos a médios bem selecionados com laminações de baixo ângulo de pequena a grande escala	Migração de formas de leito com altas razões de comprimento de onda/altura em condições transicionais entre o regime de fluxo alto e baixo.

		chegando até a 3 metros	
Arenitos com estratificações cruzadas Tidal Bundle	St	Arenitos finos a médios, bem selecionados, com estratificações cruzadas de pequena a grande escala, regularmente espaçadas (entre 3 e 40 cm), localmente apresentam drapes de lamas entre os estratos, como também na base dos foresets;	Migração de formas de leito subaquosa com cristas sinuosas, sob regime de fluxo inferior relacionada a sedimentação alternando entre fluxo de maré enchente e vazante.
Arenitos com marcas de onda	Sr	Arenitos finos a médios, bem selecionados, com marcas de onda de pequena escala assimétrica ocorrendo na base e/ou topo dos foresets de St e Ss.	Migração de marcas de ondas (ripples) sob um regime de baixo fluxo unidirecional.
Arenitos com estratificações cruzadas sigmoidais	Ss	Arenitos finos a médios, bem selecionados, com estratificações cruzadas sigmoidais de pequena a média escala, localmente apresentam marcas e drapes de lama na base do foreset.	Migração de formas de leito com cristas sinuosas sob um fluxo trativo unidirecional desacelerando, com alta sedimentação em um regime de fluxo baixo.
Arenitos com estratificações cruzadas tangenciais	St	Arenitos finos a médios, bem selecionados, com estratificações cruzadas tangenciais de pequena a média escala. Localmente possuem drapes de lama entre os estratos.	Migração de formas de leito subaquosas com cristas sinuosas sob um regime de fluxo baixo e unidirecional.

Fonte: Autor.

5.1.1 Elementos Arquiteturais:

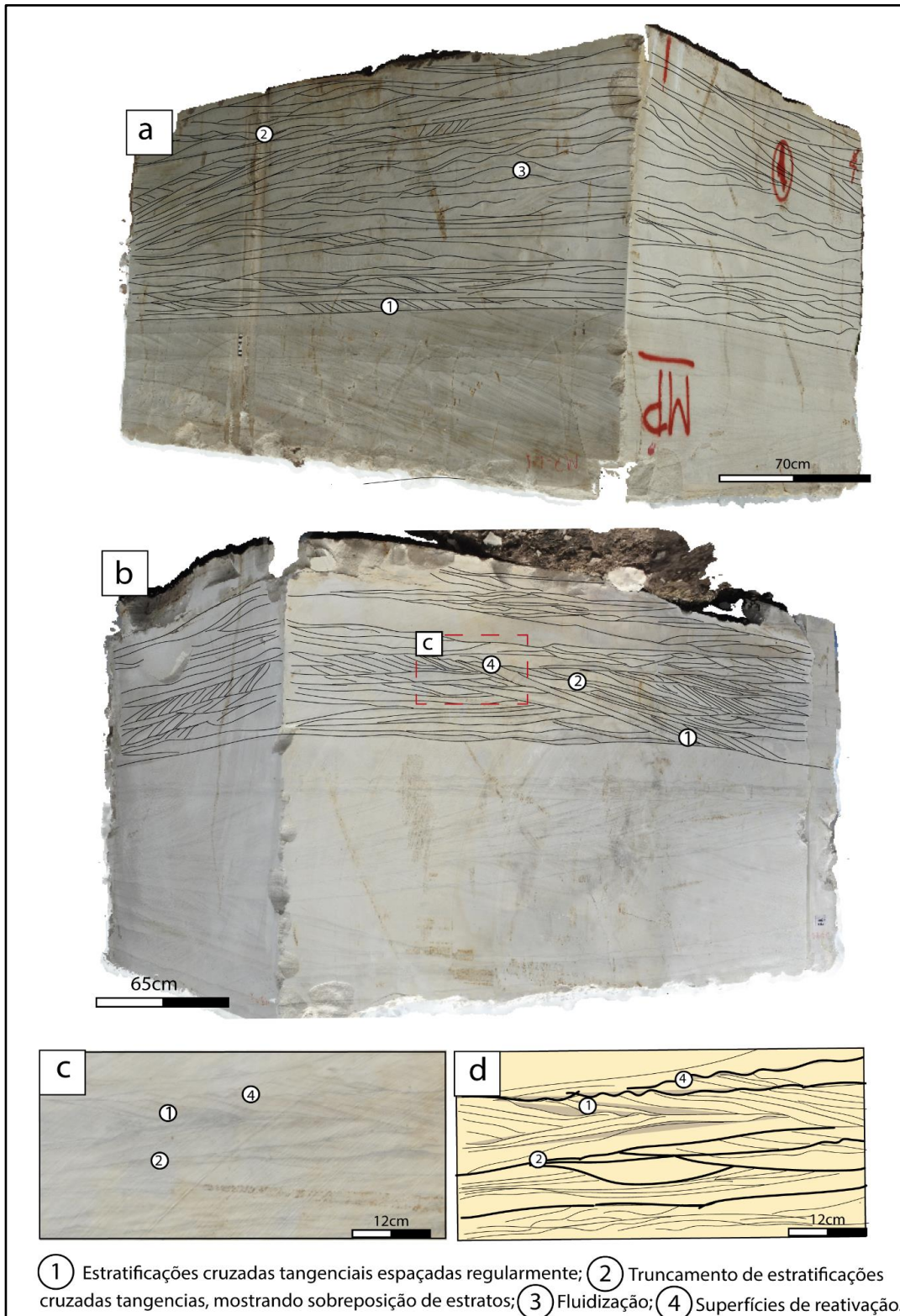
5.1.1.1 Dunas cavalgantes erosivas:

Descrição:

Arenito fino a médio, bem selecionado, com sets amalgamados sobrepostos de até 12 cm compostos por estratificações cruzadas tangenciais, com espaçamento médio de 5 cm (fig.23 e 24). Localmente apresenta marcas onduladas na base do foreset, drapes de lama marcam o topo das marcas onduladas e as superfícies limítrofes. Essas superfícies são irregulares, côncavas, sigmoidais, erosivas e mergulham de forma oblíqua aos estratos. Localmente ocorrem arenitos maciços ou com estratificação cruzada de baixo ângulo. Sets com sentidos opostos de mergulho são observados, separados dos estratos adjacentes por superfícies erosivas, além de um co-set de 20 cm de espessura, composto por sets marcados por superfícies geradas devido a processos de fluidização.

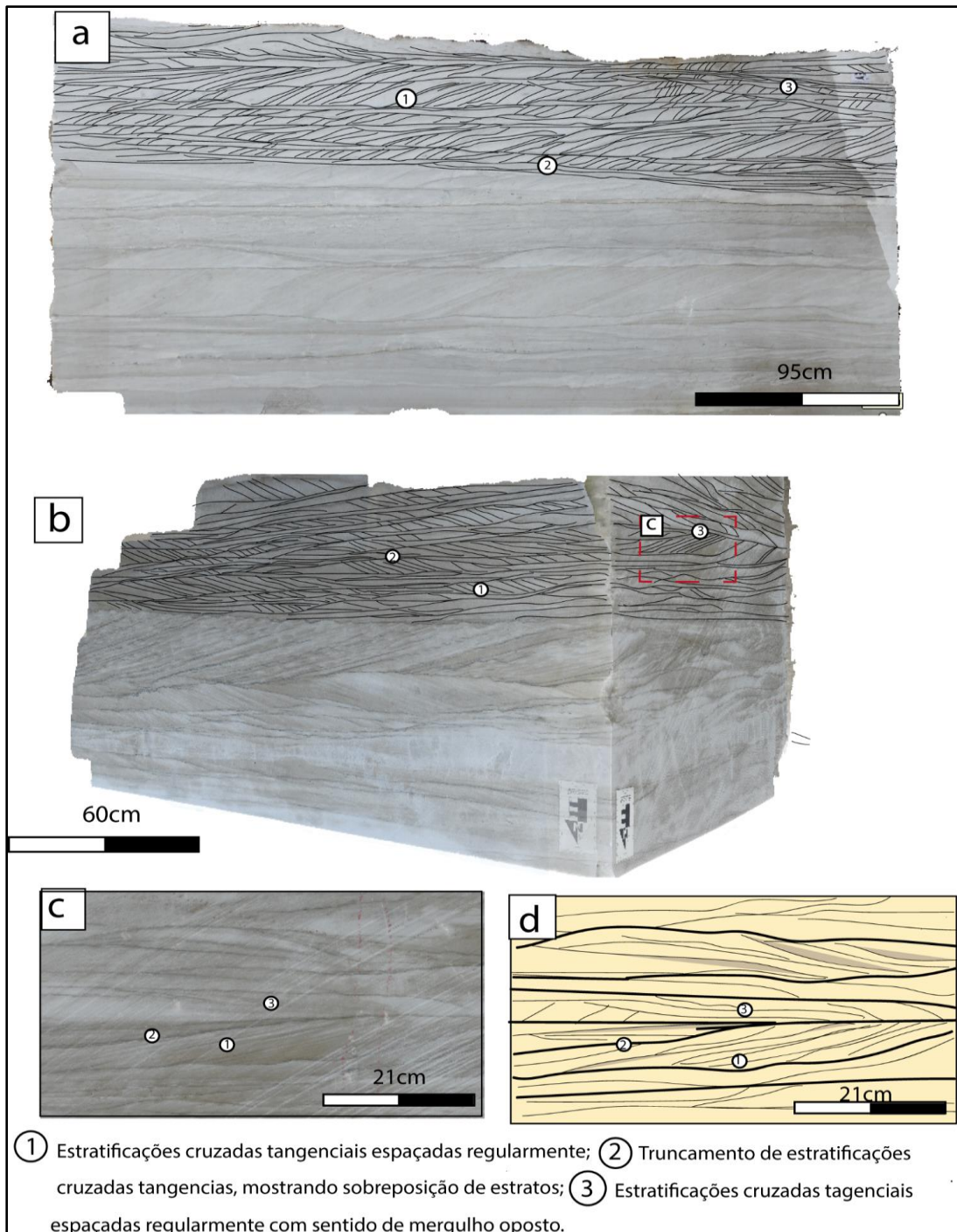
Figura 23- A) Meio bloco 1 destacando os sets de dunas cavalgantes erosivas; B) Meio bloco 2, destacando os sets de duas cavalgantes erosivas; C) Sets amalgamados sobrepostos, com estratificações cruzadas tangenciais regularmente espaçadas, que caracterizam o cavalgamento de dunas erosivas. Destaca-se também a presença de superfícies de reativação característicos da bidirecionalidade das marés;E) Desenho representando os sets sobrepostos de dunas erosivas, compostos internamente por estratificações cruzadas tangenciais e sigmoidais que localmente

truncam-se gerando superfícies de reativação, além de drapes de lama no topo e base dos foresets registrando os momentos de água parada.



Fonte: autor.

Figura 24- a) Painel 3 destacando os sets sobrepostos, compostos por estratificações cruzadas tangenciais, que caracterizam dunas cavalgantes erosivas; b) Meio bloco 3 destacando os sets sobrepostos compostos de estratificações cruzadas tangenciais, caracterizando as dunas cavalgantes erosivas; c) Destaque dos sets de dunas cavalgantes erosivas, compostos por estratificações cruzadas tangenciais, com drapes de lamas entre alguns estratos e/ou no topo e base dos forestes d) Desenho representando os sets sobrepostos, destacando a mudança de direção dos estrato cruzados, caracterizando a bidirecionalidade das marés.



Fonte: autor.

Interpretação:

Dunas cavalgantes (ou *sand waves*, Allen 1980) são formas de leito geradas pela perturbação do fundo oceânico devido ao efeito das correntes de marés, com cristas perpendiculares à direção da corrente de maré (STRIDE, 1982. ALLEN, 1984; ASHLEY, 1990). Em ambientes dominados por marés, em geral se formam quando há areia fina a média disponível, em profundidades abaixo de 2000 cm e velocidade de corrente acima de 0,5 m/s (DALRYMPLE, 2010). Os sets compostos por estratificações cruzadas tangenciais sobrepostas entre si, marcadas internamente por superfícies tangenciais e sigmoidais (fig.23d), podem ser comparadas, segundo a classificação de Allen (1980) com as dunas compostas da quinta classe, assim a velocidade mais alta do fluxo varia desde a formação de marcas onduladas até as estratificações cruzadas. A migração das dunas ocorre pelos fluxos de grão na face frontal, e deposição de grãos em suspensão na porção basal, produzindo os conjuntos de estratos cruzados (REYNAUD & DALRYMPLE, 2012).

Sendo as estratificações cruzadas marcadas internamente por superfícies tangenciais e sigmoidais, alternam deposição de acordo com as correntes de marés (REINECK, 1963, FARRELL, 1970, KLEIN, 1970, ALLEN, 1980, REYNAUD & DALRYMPLE, 2012). As sigmoidais que localmente truncam os estratos cruzados, são superfícies de reativação (fig.23d). Essas se formam devido ao ciclo periódico de mudança do fluxo das marés, quando a corrente da maré subordinada tem energia suficiente para erodir os depósitos da maré dominante, resultando em ondulações na base dos estratos cruzados (ALLEN, 1980, DALRYMPLE, 2010). Antes de ocorrer a maré subordinada, tem-se um período de água parada, interrupção da corrente de maré, onde deposita-se os drapes de lama por decantação (REYNAUD & DALRYMPLE, 2012).

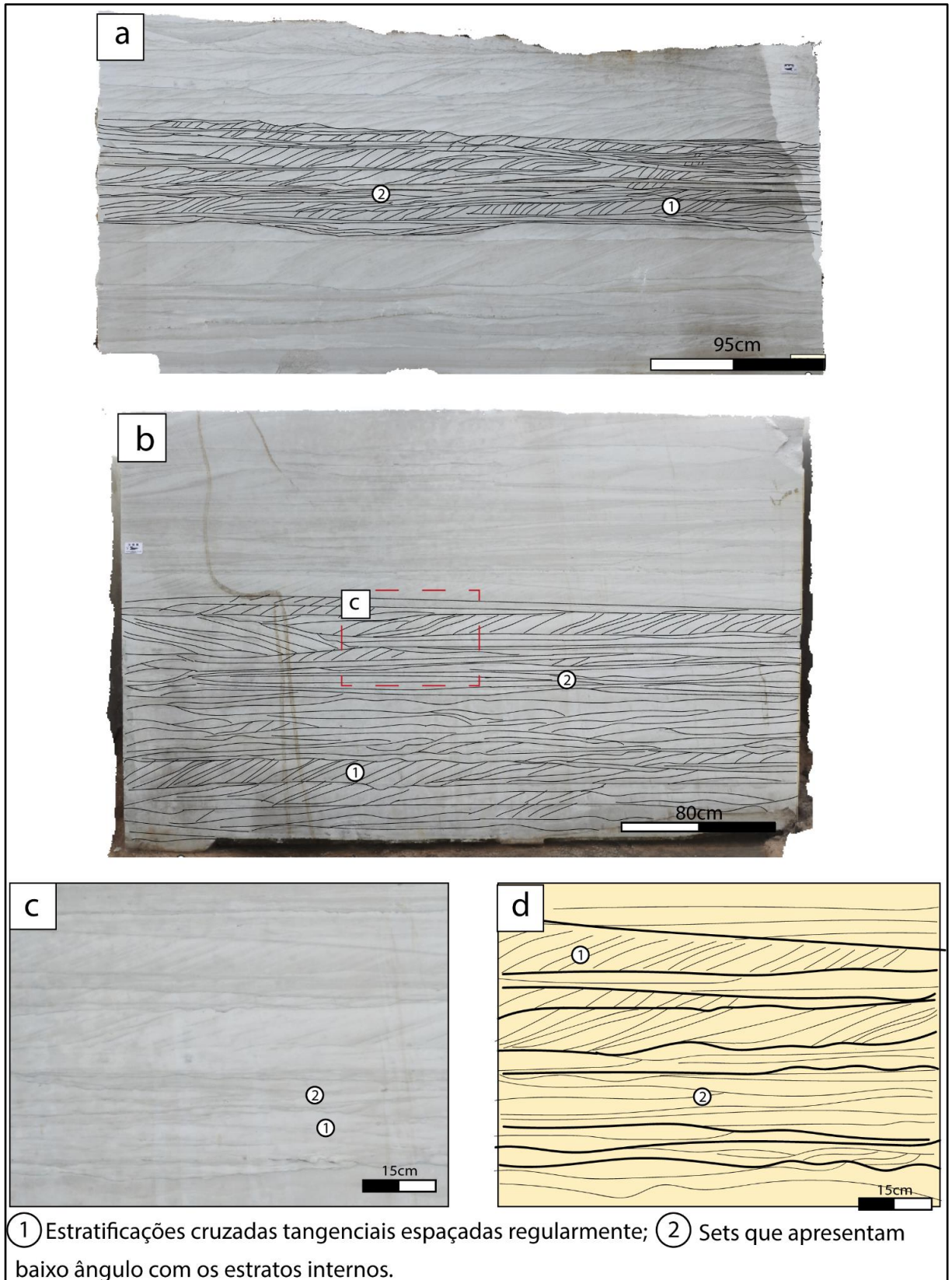
A sobreposição dos sets de estratos cruzados mostra o cavalgamento das dunas. Por outro lado, os sets de laminações de baixo ângulo e os de arenito maciço, marcam o cavalgamento das dunas com ângulos muito baixo ou ainda erosivos, assim as estruturas não ficam no registro rochoso (ALLEN, 1980, RUBIN & HUNTER, 1982). As estratificações cruzadas junto com as superfícies de erosão, formam as estruturas principais. As superfícies de erosão registam a erosão durante o fluxo de maré subordinado, gerando o truncamento de dunas (sets), essas caracterizam as dunas cavalgantes erosivas e as diferenciam das acrescionárias.

5.1.1.2 Dunas compostas acrescionárias:

Descrição:

Arenito fino a médio, bem selecionado, disposto em sets de até 18 cm compostos por estratificações cruzadas tangenciais regulares e estratos cruzados de baixo ângulo, localmente apresenta marcas onduladas na base dos foresets (fig.25). Os sets se sobrepõem, ora estratos cruzados sobre laminações de baixo ângulo e ora laminações de baixo ângulo sobre estratos cruzados, com superfícies limítrofes regulares, por vezes onduladas que mergulham aparentemente no sentido oposto dos estratos. Mostra sets com ângulos baixos entre as superfícies limítrofes e os estratos cruzados que o compõem, característico de acresção de dunas. Os co-sets de dunas acrescionárias sobrepõem os co-sets de dunas cavalgantes erosivas.

Figura 25- a e b) Painel 3 e painel 4 destacando os sets de estratificações cruzadas tangenciais espaçadas regularmente e laminações de baixo ângulo, caracterizando dunas compostas acrescionárias; c) Destaque do painel 4, sets de estratificações cruzadas tangenciais regularmente espaçadas e sets com baixo ângulo entre as superfícies limítrofes e os estratos internos; d) desenho destacando a acresção dos sets e as estratificações cruzadas tangenciais regularmente espaçadas, formadas devido a periodicidade das marés.



Fonte: Autor.

Interpretação:

Os sets de estratificações cruzadas tangenciais e laminações de baixo ângulo, limitados por superfícies sub-horizontais, que se sobrepõem são interpretados como dunas acrescionárias (DE RAAF & BOERSMA, 1971, ALLEN, 1980; RUBIN & MCCULLOCH, 1980; ASHLEY, 1990). Sendo os sets compostos internamente por estratos cruzados, que alternam sua forma e tamanho de acordo com as correntes de marés (REINECK, 1963, FARRELL, 1970, KLEIN, 1970, ALLEN, 1980, REYNAUD & DALRYMPLE, 2012). Os drapes de lama, por sua vez, caracterizam os períodos de água parada, já as laminações de baixo ângulo uma diminuição na velocidade do fluxo. Os sets que mostram baixo ângulo entre os estratos cruzados internos e as superfícies limítrofes mostram que as dunas maiores depositadas anteriormente caracterizadas pelas superfícies limítrofes, “moveram-se” devido a acresção dos estratos. Além dessa característica de acresção, Dalrymple e Rhodes (1995) e Berné (2000) caracterizam a acresção dos sets das dunas, devido às superfícies internas deixadas pelas dunas simples mergulharem na mesma direção que a corrente dominante, mostram assim a acresção para frente das dunas (fig.25d). As estratificações cruzadas internas e superfícies limítrofes tangenciais são as principais estruturas, diferente das dunas erosivas, mostram sets mais regulares, além da predominância da migração dos estratos e não o truncamento.

5.1.1.3 Macroformas simples:

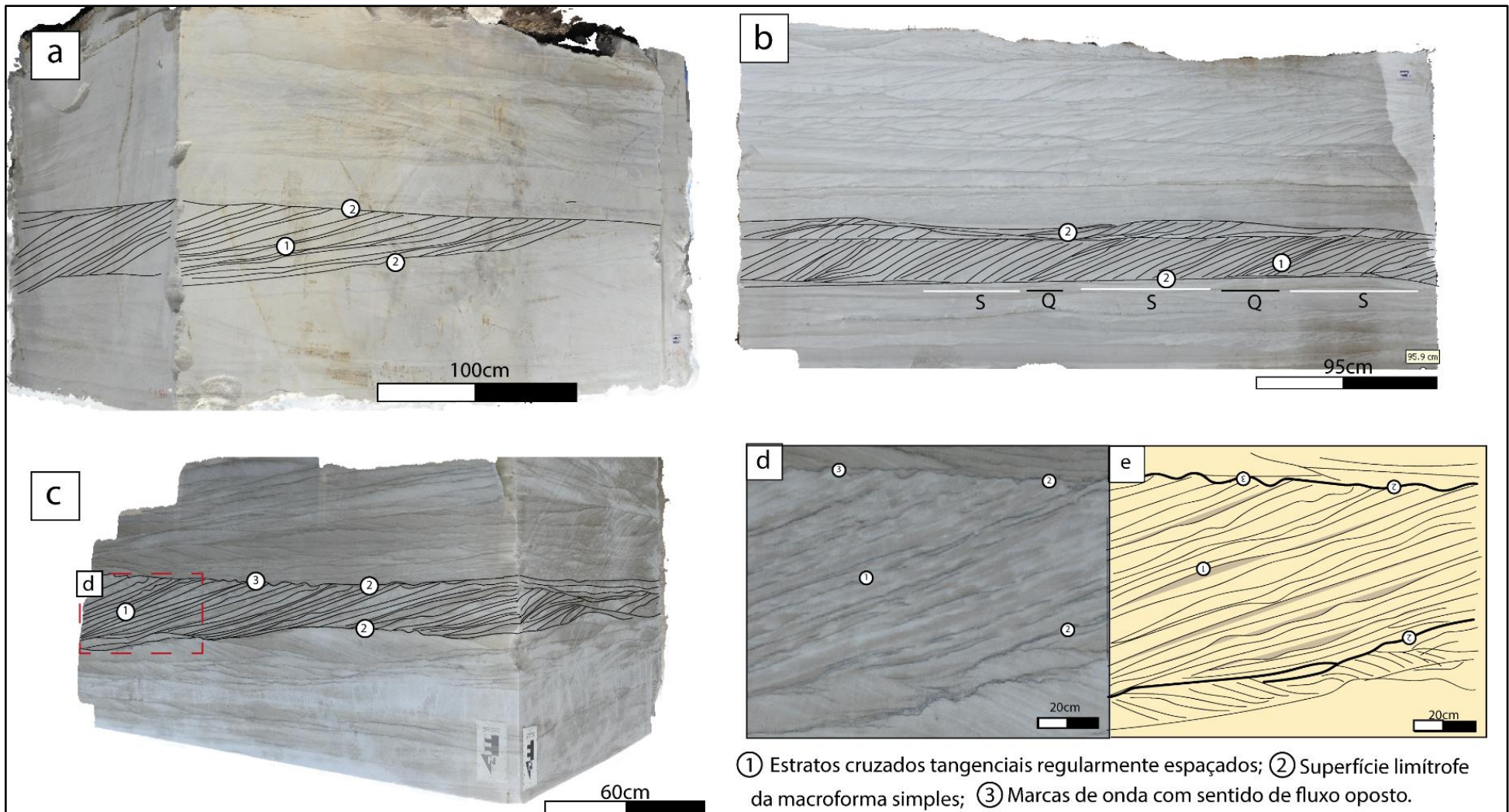
Descrição:

Arenito fino à médio bem selecionado, composto por sets de até 45 cm, estratos cruzados com até 200 cm, espaçados entre 1 e 33.1 cm. As superfícies limítrofes dos sets são tangenciais e erosivas, e mergulham no mesmo sentido que os estratos. Drapes de lamelas são observados recobrimdo essas superfícies, como também na base e topo dos foresets. Mostra marcas onduladas na base dos estratos cruzados internos dos foresets. Localmente as marcas onduladas mostram-se nas superfícies erosivas com sentido de fluxo oposto em relação aos estratos cruzados e superfícies limítrofes (fig.26).

Interpretação:

Dunas originadas pelas correntes de marés são formas de leito características e podem estar por todas as porções dos ambientes de maré (ALLEN 1980, ASHELY, 1990, DALRYMPLE 1984). Os sets compostos por estratos cruzados tangenciais limitados por superfícies onduladas erosivas, são interpretados como macroformas simples (dunas simples) (fig.26), essas são compostas por um conjunto único de estratos cruzados de uma maré única e dominante, os drapes de lama caracterizam os períodos de água parada (NIO AND YANG, 1991), já as marcas onduladas na base dos estratos e nas superfícies limítrofes, são geradas devido a bidirecionalidade das marés, registrando a ação da corrente subordinada. Boersma (1969) define os mesmos como *tidal bundles* (fig. 26d), sendo essas formas de leito maiores e mais estáveis do que elementos arquiteturais menores (ASHELY, 1990), geradas por maior velocidade da corrente e maior espaço de acomodação. Essas camadas espessas de estratos cruzados regularmente espaçados, são consideradas características essenciais dos ambientes de marés (YANG E NIO, 1989; DALRYMPLE E RHODES, 1995; LONGHITANO,2011; OLARIU et al., 2012)

Figura 26- Meio-bloco1, painel 3 e meio-bloco três, respectivamente: a, b, c, destacando as macrformas simples, compostos por fácies de tidal bundle, que registram os ciclos de Sizígia/Quadratura por meio da deposição de areia/lama e os seus espaçamentos e geometria. Onde as marés de quadratura são registradas por um espaçamento menor entre os estratos de lama, e o oposto para de sizígia, como mostra os traços S/Q na fig. b. Observa-se marcas de onda na base dos foresets, com sentido oposto do fluxo caracterizando a corrente subordinada.



Fonte: autor.

5.1.1.4 Macroformas compostas:

Descrição:

Arenito fino a médio, bem selecionado, com sets de até 30 cm sobrepostos, internamente formados por estratos cruzados com sentido de mergulho opostos as superfícies limítrofes dos sets, podendo medir até 50 cm (fig.27 e 28), localmente apresenta porções internas formadas por laminações de baixo ângulo. As superfícies limítrofes, são erosivas, côncavas, tangenciais e de baixo ângulo. Drapes de lama mostram-se recobrimdo as superfícies tanto no topo quanto na base dos sets, como também estratos cruzados do foresets. Já as marcas de onda são observadas no topo e base do foreset.

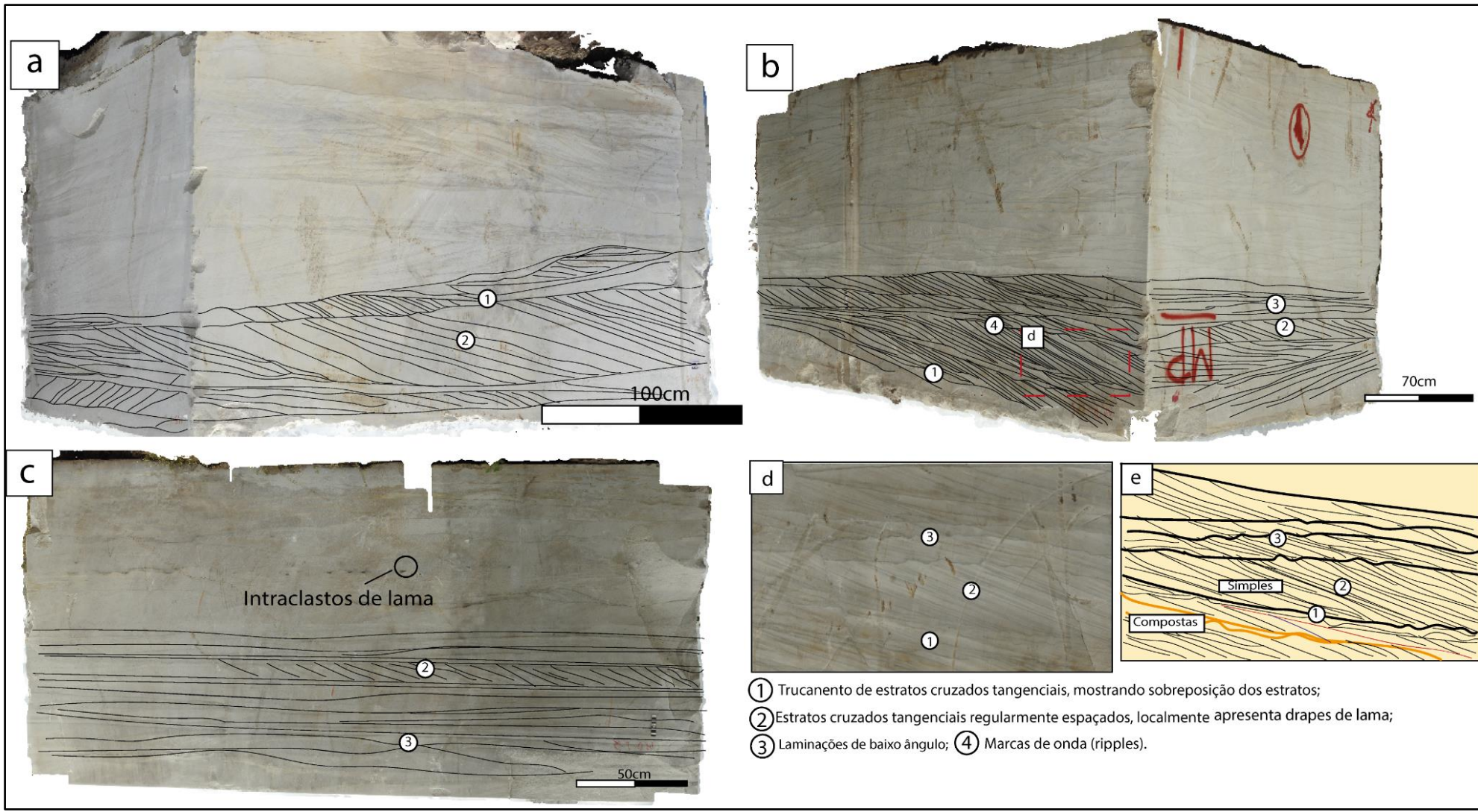
Interpretação:

Os sets compostos por estratificações cruzadas que se truncam com as adjacentes, são interpretados como macroformas compostas (dunas compostas) formadas devido o empilhamento de macroformas simples (dunas simples) (DALRYMPLE, 1984, DALRYMPLE E RHODES, 1995, BERNÉ, 2000), em resposta ao aumento da velocidade da corrente e um maior espaço de acomodação (ALLEN, 1980, DALRYMPLE, 1995, LONGHITANO ET AL., 2010, REYNAUD & DALRYMPLE, 2012). As correntes com mais alta velocidade, produzem “redemoinhos” na fácies de sotavento, gerando erosão e a “movimentação” lateral dos sedimentos, esse processo é responsável pela migração oblíqua da duna de crista sinuosa (ASHELY, 1990). Esse processo é registrado como as estratificações acanaladas compostas internamente por estratificações cruzadas, caracterizando a migração de dunas com cristas sinuosas (3D) (fig.28a). Observa-se também a migração de dunas de crista reta (2D) (fig.28b), onde durante o deslocamento do fluxo ao longo de uma duna de maré cria-se um “salto hidráulico” quando o fluxo chega sob a crista, no caso das dunas 2d essa perturbação não irá produzir movimentos laterais relevantes nos sedimentos na fácies de sotavento (Ashley, 1990). sendo assim os foresets, que migram na direção da

corrente dominante, tem uma geometria tabular compostos por estratos com ângulos muito baixos ou quase paralelos em uma seção transversal ao fluxo.

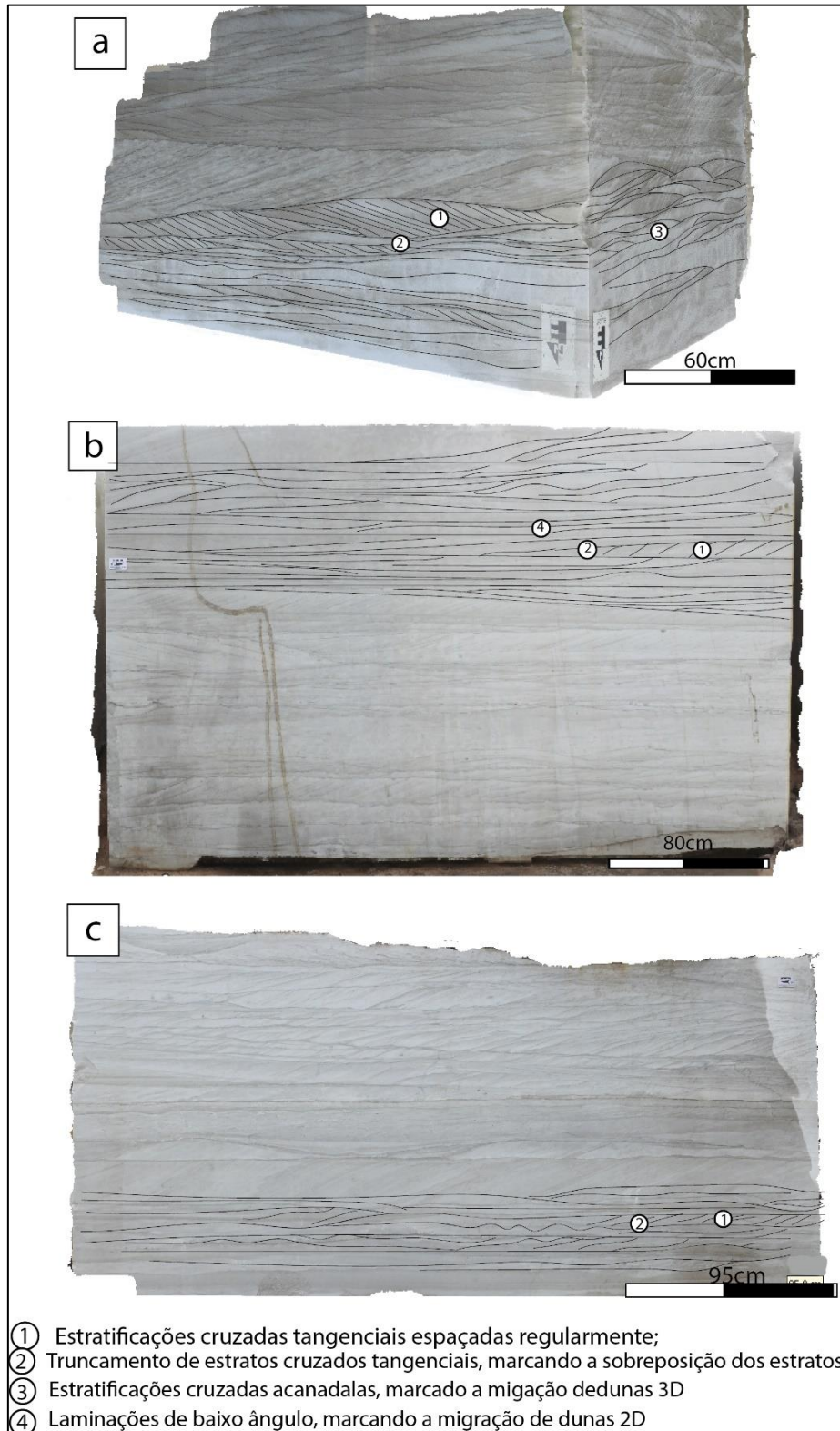
Os drapes de lama e marcas de onda, caracterizam a existência de um período de água parada e a bidirecionalidade das marés, respectivamente. Os sets menos espessos de laminações de baixo ângulo mostram um regime de fluxo com velocidades mais baixas do que os demais (OLARIU, et al., 2012)

Figura 27- Meio-bloco 1, meio bloco 2 e painel 2 (fig. a,b,c), destacando os sets de macroformas compostas, observa-se as 3 superfícies propostas por Olariu et al. (2012) para explicar a formação de um complexo de dunas compostas, onde a primeira é o estrato em azul, e caracteriza o foreset de uma duna simples, a de segunda ordem a de cor vermelha, caracteriza a superfície migratória sob a qual a duna simples migra, e pôr fim a 3 sendo a superfície mais extensa, e caracteriza a superfície limítrofe de duna composta (fig. d, e).



Fonte: Autor.

Figura 28– meio bloco 3, painel 4, painel três (fig. a, b, c) destacando os co-sets de macroformas compostas, observa-se no meio bloco 3 (fig a) estratificações cruzadas acanaladas, quando perpendicular ao fluxo, caracterizando dunas 3D. Já no painel 4(b) observa se laminações de baixo ângulo, podendo caracterizar o sentido perpendicular ao fluxo de uma duna 2D.



Fonte: autor.

5.2 Petrografia:

As rochas analisadas foram classificadas como Quartzarenitos, segundo Folk (1974). A composição principal do arcabouço é resumida nos seguintes minerais: quartzo detrítico monocristalino, quartzo detrítico monocristalino com extinção ligeiramente ondulante, quartzo detrítico monocristalino com extinção fortemente ondulante, fragmentos de rochas, argilomineral autigênico indiferenciado e sílica diagenética. Já as proporções individuais de cada lâmina delgada estão resumidas na tabela 5. O cimento é predominantemente constituído por sílica diagenética sintaxial, não possui matriz. O tamanho dos grãos varia de 0,2 a 0,7mm (areia fina a areia grossa), arredondados a bem arredondados, baixa esfericidade. A trama é caótica, localmente apresenta uma orientação dos grãos menos esféricos, e suportada pelos grãos e cimento. Apresentam alguns modificadores de forma como crescimentos e deformações, e porosidade secundária devido a dissolução por pressão.

Tabela 5- Composição (%) das lâminas descritas.

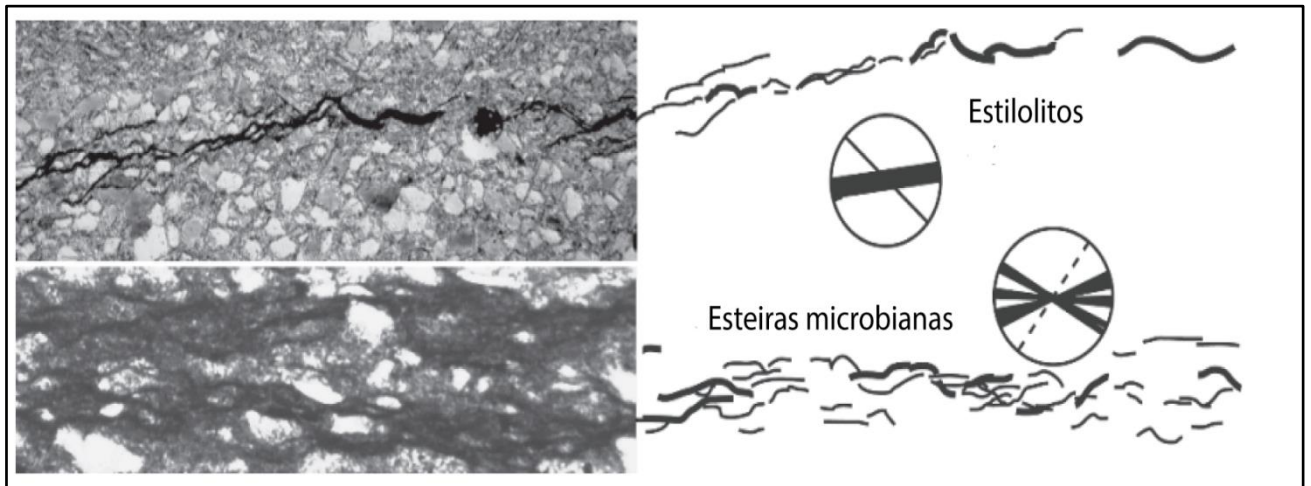
	Lâmina 020	Lâmina 021	Lâmina 022	Lâmina 023	Lâmina 024	Lâmina 025
Quatrzo detrítico monocristalino	140 (46.6%)	172 (57,3%)	173 (57,6%)	154 (51.3%)	172 (57.3%)	183 (61%)
Quatrzo detrítico com monocristalno extinção fortemente ondulante	74 (24.6%)	14 (4,6%)	12 (4%)	33 (11%)	23 (7.6%)	18 (6%)
Quatrzo detrítico com monocristalno extinção ligeiramente ondulante	69 (23%)	75 (25%)	69 (23%)	76 (25.3%)	71 (23.6%)	65 (21,6%)

Argilomineral autigêno indiferenciado	9 (3%)	0	0	1 (0,33%)	0	0
Fragmento de rocha	0	3 (1%)	12 (4%)	3 (1%)	5 (1.6%)	5 (1.6%)
Silíca diagenética	0	36 (12%)	34 (11.3%)	33 (11%)	29 (9.66%)	29 (9.66%)
Poros mólidos	7 (2.3%)	0	0	0	0	0
Poros intracristalino	0	0	0	0	0	0

Fonte: autor.

A rocha é bem selecionada, predominando os contatos longos e côncavos convexos, contatos suturados são comuns, e raramente mostra contatos pontuais, caracterizando um empacotamento apertado. Ainda apresenta estruturas de laminações heterolíticas, marcadas por intervalos não regulares de areia fina e areia grossa. As lâminas 020,023,024, e 025, apresentam estruturas “onduladas” opacas, contornando os menores grãos de quartzo, essas poderiam ser possíveis estruturas sedimentares induzidas por micróbios (MISS). Contudo, mesmo que quase todos os critérios propostos por Noffke (2010) sejam cumpridos. A textura semelhante apresentada pelo autor é formada por Estilólitos, devido a essas marcas onduladas seguirem uma direção preferências de 180° e não 45° como as esteiras microbianas (fig.29), gerados pela dissolução por pressão. Battilani et al. (1997) diz que esse processo ocorre nos arenitos da FMC, pois as argilas ao serem dissolvidas liberam elementos químicos que alteram sensivelmente o pH da água de formação favorecendo o processo de dissolução por pressão. Esse mostra-se durante toda a FMC, contudo é predominante nos arenitos fluviais.

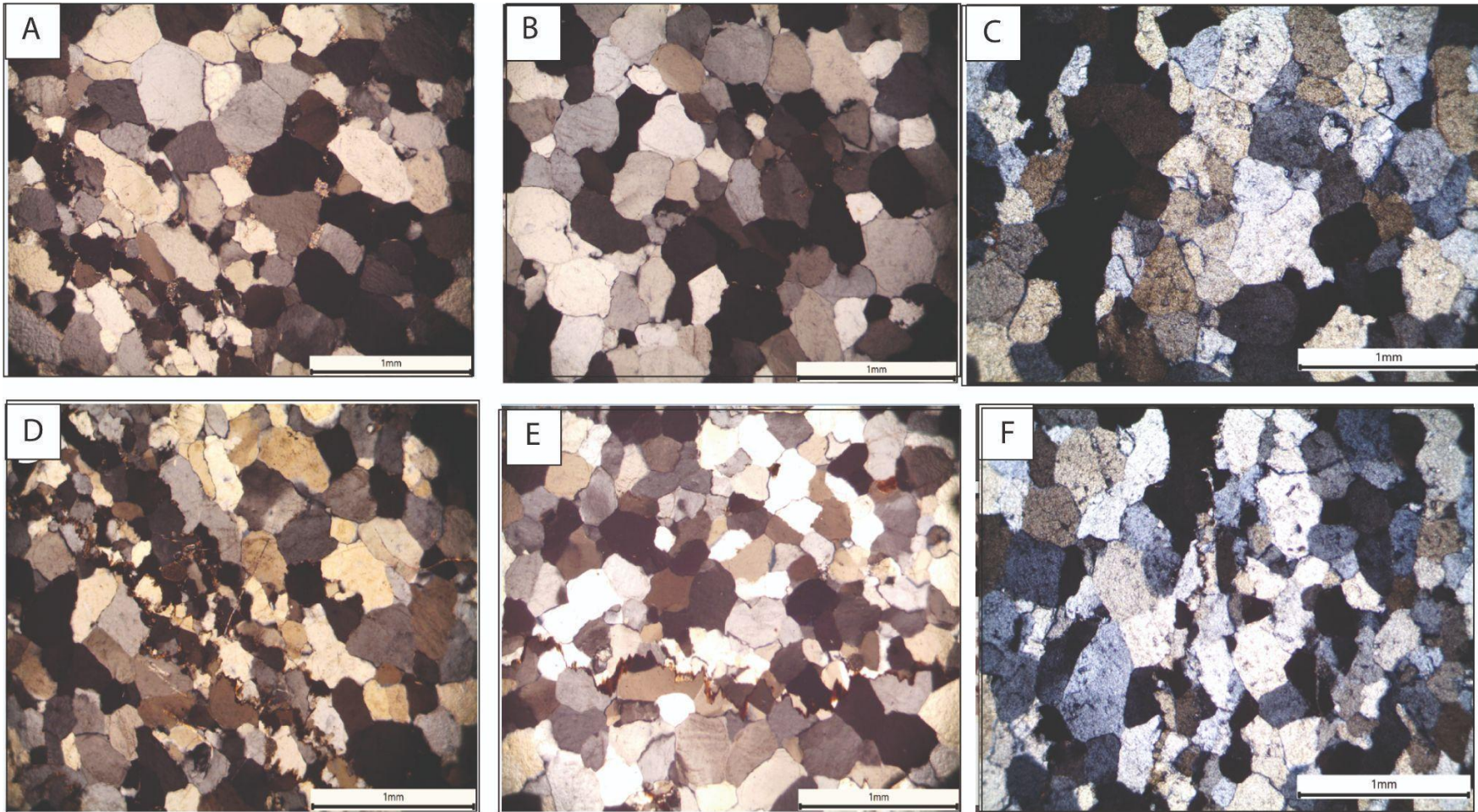
Figura 29- Diferença de direção dos estilólitos (180°) e esteiras microbianas



(45°).

Fonte: modificado de Noffke 2010.

Figura 30– Lâminas petrográficas descritas e interpretadas, respectivamente 020, 021, 022, 023, 024 e 025 (fig. A, B, C, D, E, F), mostram grão de quartzo de areia muito fina a média, bem selecionados, com texturas heterolíticas características de depósitos de mares, e texturas onduladas de possíveis MISS.



Fonte: autor

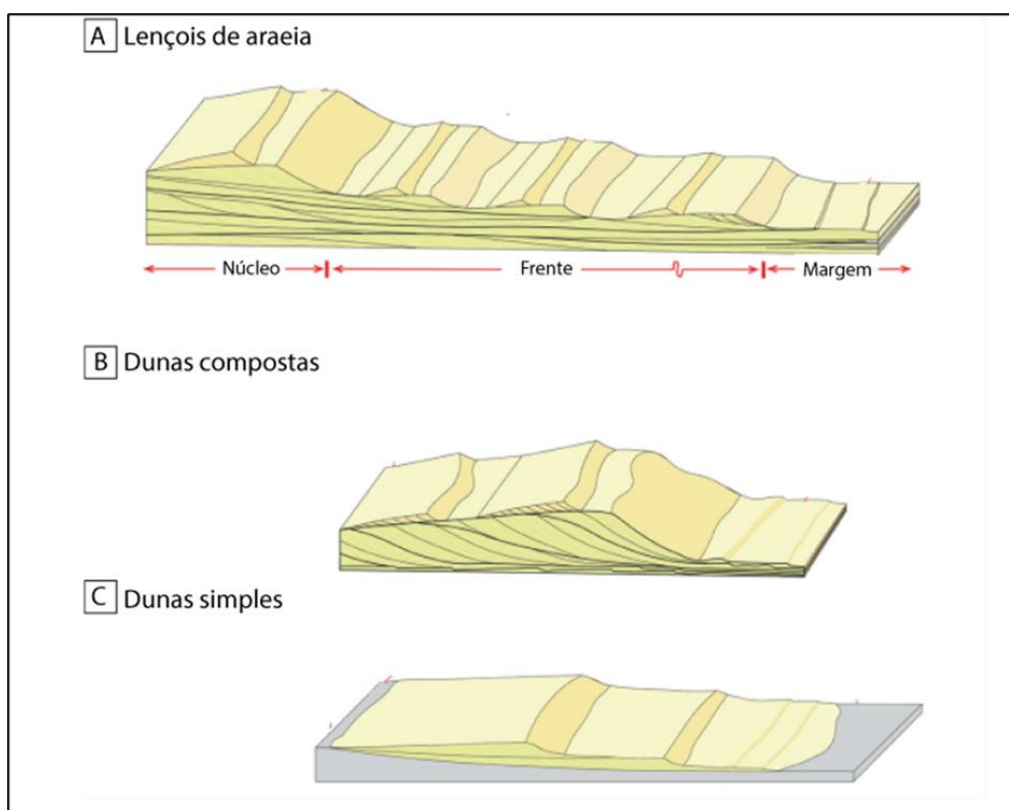
6. DISCUSSÕES:

As clássicas estruturas sedimentares analisadas para a reconstrução e o entendimento dos depósitos de marés, como estratificações cruzadas espinha de peixe, estratificações lenticulares/wavy/flaser, duplos drapes de lama e tidal bundles, são elementos típicos da zona de intermarés, tendo em vista que nesta área ocorre a maior dominância dos processos gerados pelas correntes de marés (NIO & YANG, 1991 apud. DESJARDINS et al., 2012). Contudo, depósitos de extensas faixas costeiras apresentam dificuldades para a descrição dos processos de marés, considerando que entre a margem e os *tidal flats* existem inúmeros fatores influenciadores, destacando-se as ondas (DASHTGARD et al., 2009).

Complexos de dunas compostas (OLARIU et al., 2012; LONGHITANO et al., 2014) ou lençóis de areia (DESJARDINS et al., 2012) são formados por um empilhamento de dunas compostas, apresentando formas de leito com estratificações cruzadas sigmoidais, tangenciais e laminações de baixo ângulo, limitadas por superfícies com geometrias côncavas, sigmoidais e erosivas. Ademais, mostram características de acreção frontal no sentido do fluxo dominante, como o espaçamento dos sets que compõem as formas de leito apresentar um aumento ascendente (DESJARDINS et al., 2012) e baixo ângulo entre os estratos internos e superfícies limítrofes (LONGHITANO et al., 2014; STRIDE et al., 1982). Os complexos de dunas compostas apresentam uma sequência de formas de leito característica: zona de grandes dunas compostas; uma zona com dunas compostas de pequena escala e uma zona de *sand ripples* (BELDERSON et al., 1982). Desjardins (2010) propôs um modelo de fácies para os complexos de dunas compostas, subdividido em três sub-ambientes (fig.31): núcleo, frente e margem. O núcleo é caracterizado por sub-horizontais internamente por estratificações cruzadas sendo um ambiente com alta energia, sedimentação e de taxa erosiva, podendo apresentar localmente deposição de lama (fig.31b). A frente é composta por arenitos que internamente apresentam estratificações cruzadas, e uma sobreposição de sets, mostram uma acreção frontal, além de descontinuidade na taxa de sedimentação, moderada energia de fluxo, e pode ser observado localmente drapes de lama (fig.31c). Por fim a

margem, característica por ter fácies de arenitos com marcas de onda, estratificações cruzadas, hummockys e pelitos. Mostra descontinuidade na taxa de sedimentação, ambiente com baixa energia, e mostra deposição de lama.

Figura 31- Modelos de elementos arquiteturais formados por marés ao longo das três zonas do complexo de dunas compostas, sendo o núcleo caracterizado por macroformas compostas (macroformas compostas) (fig.B). A frente com dunas simples (macroformas simples) (fig.C). e a margem composta por dunas cavalgantes.

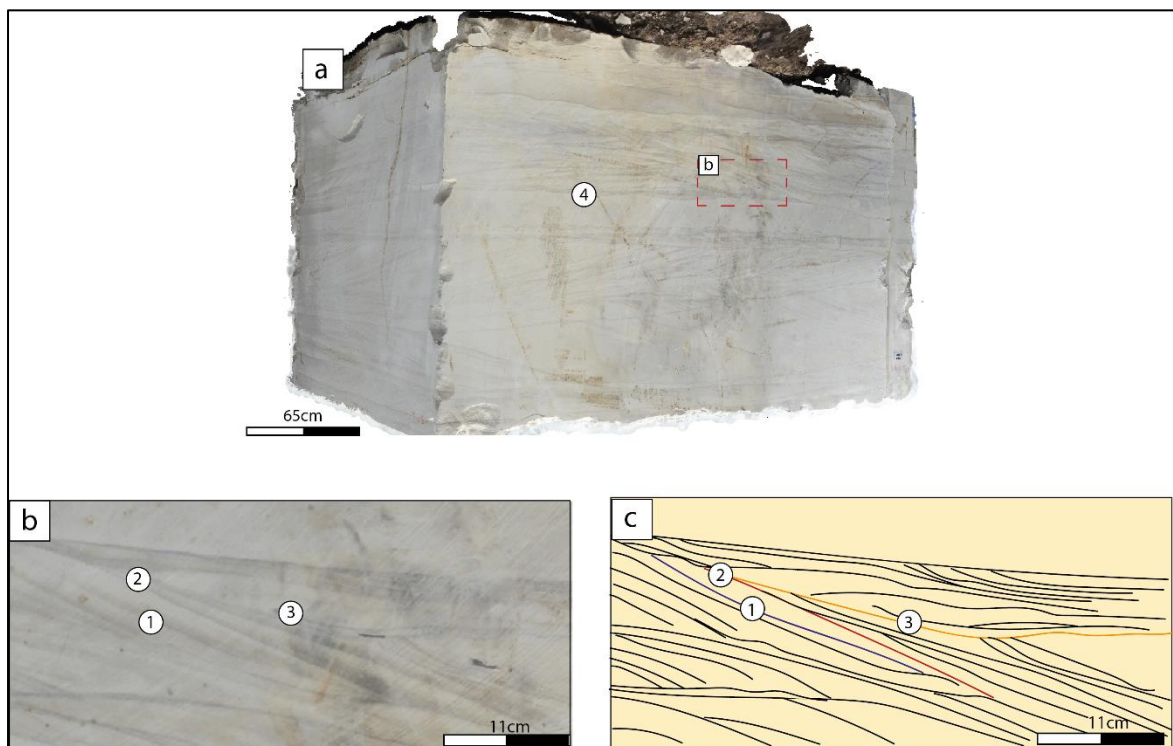


Fonte: Modificado de Desjardins et al., (2012).

Os elementos arquiteturais do presente trabalho podem ser interpretados como componentes de um Complexo de dunas compostas (lençóis de areia), principalmente em função das superfícies mestres e dos estratos cruzados exibirem sutil diferença de ângulo de mergulho, o qual se dá em direção comum para ambas (OLARIU et al., 2012). Observa-se semelhança entre as fácies descritas e o modelo proposto por Desjardins et al. (2012), explicado anteriormente. As macroformas compostas, mostram um regime de fluxo de mais alta energia, caracterizam o núcleo. Já a frente é caracterizada pelos sets de macroformas simples que mostram características de um ambiente com um regime de fluxo moderado abaixo, com uma taxa de

sedimentação menor e potencial erosivo também menor. A margem é caracterizada pelos sets de dunas cavalgantes, erosivas e acrescionárias. Além disso, as formas de leito interpretadas seguem a classificação das superfícies propostas por Olariu et al., 2014 para explicar a formação de um complexo de dunas compostas. Sendo as superfícies de menor escala os foresets das dunas simples que são superfícies de 1° ordem. Os forests migram sobre superfícies mestras, suavemente inclinadas, que representam as superfícies internas das dunas e superfícies de 2° ordem. Essas superfícies mestras sobrepõem-se a planos mais extensos de 3° ordem que limitam as dunas/macroformas individuais, sendo assim dunas compostas migram umas sobre as outras. Logo as superfícies de 3ª ordem são inclinadas na direção da migração dessas dunas compostas que se sobrepõem. As superfícies de 4° ordem representam os limites das dunas/macroformas compostas, que podem se estender por quilômetros em direção paralela e/ou transversal ao fluxo.

Figura 32- Meio bloco 2 (fig.a) destacando sets de macroformas compostas (fig.b) com as quatro superfícies segundo Olariu et al., 2012. As de 1° ordem, sendo os forests de dunas simples, as de 2° ordem superfície sobre qual dunas simples migram, as de 3° ordem superfícies limítrofes de macroformas individuais e as de 4° que limitam os elementos arquiteturais (macroformas compostas).



Fonte: autor.

Os processos deixados no registro sedimentar da FMC são vistos em ambientes atuais influenciados por marés, como os lençóis de areia do Mar do Norte (STRIDE, 1982), onde são observadas três zonas de diferentes tamanhos e características, a saber: zonas de grandes dunas compostas, zona de pequenas dunas compostas e simples e zona externa com intercalações entre marcas de onda e lama (STRIDE, 1982) como também outros locais exemplificados na tabela 6. Os ambientes modernos apresentam dominância de regimes de macromarés;

Tabela 6- Formas de leito dominadas por marés em ambientes atuais.

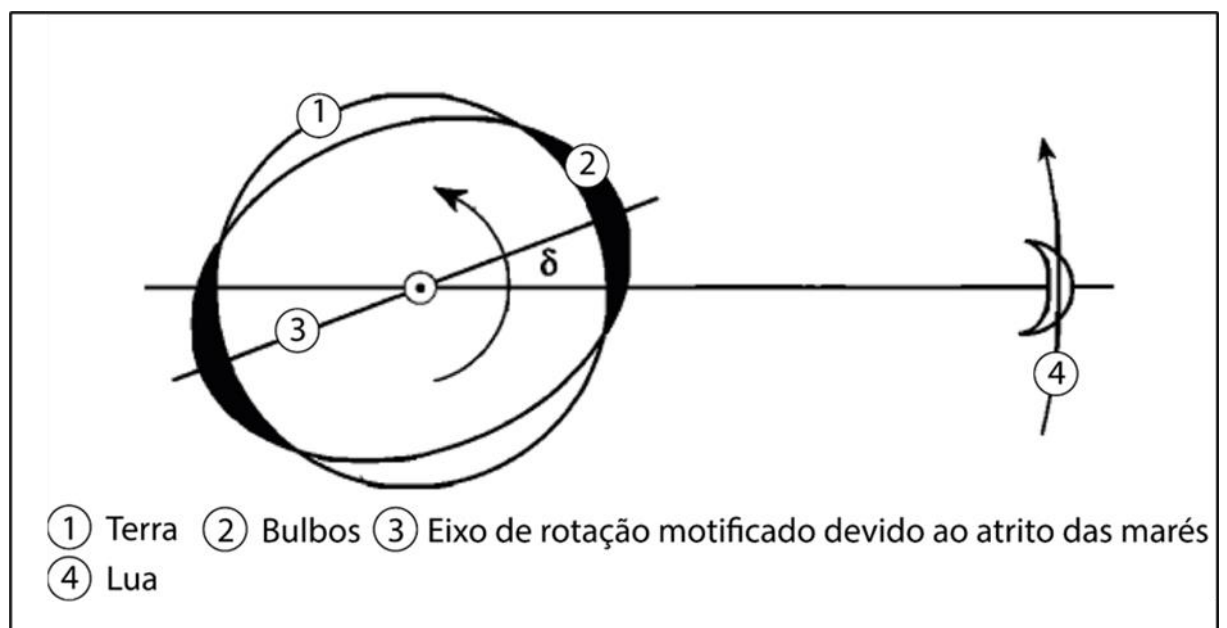
	Forma de leito	Lâmina d'água	Altura	comprimento	Velocidade da corrente
Baía de Gyeonggi, Coreia do Su	Duna simples	macromaré	30 a 70cm	3 a 7m	0.2 a 0.5m/s (quadratura) 0.8 a 1.4m/s (Sizígia)
Baía de São Francisco, USA	Dunas simples	30 a 100m	Até 10m	Até 220m	1m/s a 2.5m/s
Estreito de Dover	Dunas compostas	20 a 40m	4 a 12.5m	200 a 1100m	1,65 a 1,85m/s (sizígia)
Enseada de Cook, Alasca	Sand waves (médios)	40m-60m	2 a 3m	78 a 150m	2 a 3.3m/s
Estreito de Messina, Itália	Sand waves	200-320m	0.92m a 1.16m	88.42 a 173m	Até 2.30m/s

Fonte: Autor.

6.2 Correntes de marés Proterozóicas:

A atração gravitacional entre a Terra-Lua-Sol, gera bulbos oceânicos ao redor da Terra que influenciam a rotação do planeta e geram, num período de um dia (24 horas), duas marés altas e duas marés baixas. O atrito entre a massa de água e o assoalho oceânico (dissipação das marés), potencializado pelos bulbos de maré, provoca um sutil atraso na rotação da Terra (Lambeck 1980, Brosche, 1984; Coughenour et al., 2009; Tyler, 2021). Devido a força de rotação (torque) que a lua exerce sob esse bulbo, ocorre uma desaceleração da rotação da Terra e o aumento da duração de um dia. Por outro lado, a Terra também irá exercer uma força rotacional (torque) sob a Lua fazendo com que ocorra uma aceleração orbital da Lua, fazendo com que ela se afaste da Terra (fig.33) (Lambeck 1980). Sendo assim, pode-se concluir que o Sistema Terra-Lua Proterozóico tinha uma órbita menor que a atual, logo a atração gravitacional entre o sistema também era mais forte. (Kvale et al., 1999; Williams, 2000; Mazumder, 2005; Coughenour et al., 2009; Tyler, 2021).

Figura 33- sistema Terra-Lua, devido a força de rotação (torque) gera uma desaceleração da rotação que junto com o bulbo conduz o eixo do sistema a um ângulo. A terra também exerce força de rotação sobre a lua fazendo com que ela se afaste.



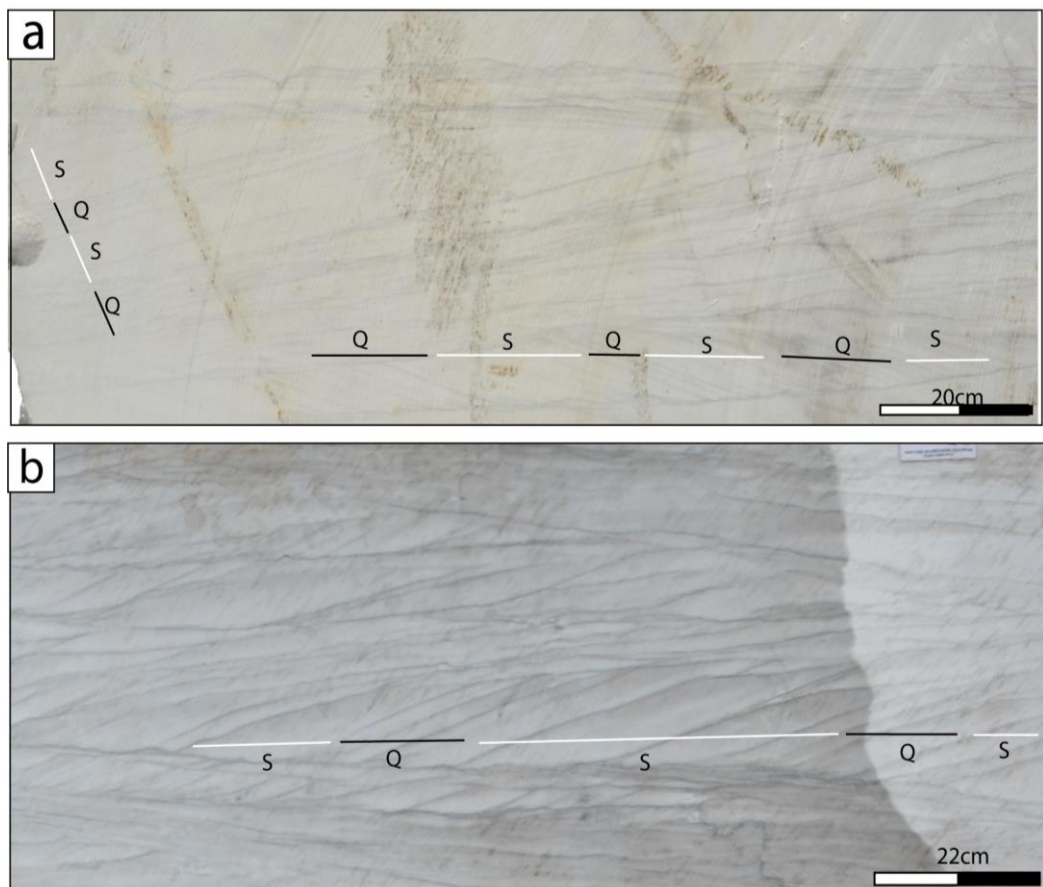
Fonte: Modificado de Williams, 2000

As características paleolunares são deixadas no registro sedimentar por meio dos depósitos influenciados pela ação das marés. Em ritmitos e/ou tinal bundles é possível estimar a distância entre o sistema Terra-Lua e os seus parâmetros paleorotacionais (MAZUMDER & ARIMA, 2005). Estudos mostram características das marés Pré-cambrianas (ERIKSSON ET AL 1977, 1994, 2013; TANKARD ET AL., 1982; TIRSGAARD, 1993; SONETT ET AL., 1996, 1998; WILLIAMS ET AL., 2000,2004; Coughenour et al., 2009; HEUBECK ET AL., 2022). Heubeck et al (2022), analisou tidal bundles do Grupo Moodies, África do Sul, observando um ciclo de 26 a 28 dias lunares, sendo valores semelhantes aos atuais – 29,5 ou 27,6. Mesmo os resultados sendo semelhantes, os autores colocam que o contexto dos dados interpretados é de uma lua Pré-cambriana mais próxima e de uma órbita mais rápida do que a atual. Para mesma área de estudo, Eriksson & Simpson (2000) propuseram que seria necessário a retirada de picos espectrais -13.11- do seu banco de dados, assim o mesmo encontro um período de 18 a 20 dias de duração do ciclo da órbita do sistema Terra-Lua. Contudo, Heubeck et al. (2022) colocam que esses resultados podem estar simplificados, devido à possibilidade de incompletude do registro das formas de leito. Williams (2000) propõe interpretando ritmitos Neoproterozóicos da Fm. Elatina que a duração de um dia seria de 21,9h, sendo um ano formado por 400,7 dias, com 13,1 meses. Com um afastamento do sistema Terra-Lua de 2,16 a 0,31 cm por ano.

Em ambas as análises é possível observar que devido o sistema de forças envolvido entre Terra-Lua-Sol, as características paleolunares são semelhantes, onde existe um aumento da distância entre a Lua e Terra o que conseqüentemente leva a uma diminuição das forças que o sistema possui, levando a afirmação de que a Lua estava mais próxima da Terra, sendo assim suas correntes de marés são mais fortes e com velocidades maiores do que as atuais. Contudo, segundo Eriksson & Simpson (2012), mesmo que exista uma maior velocidade de rotação da Terra e uma distância menor entre o sistema Terra-Lua, os tamanhos das formas de leitos atuais são semelhantes às do registro, o que mostra uma velocidade das correntes de marés próxima às modernas. Mas esse fato pode ser consequência tanto da dificuldade de reconstruir os parâmetros orbitais por meio do registro sedimentar, pois os produtos da maré são escassos ou incompletos, como de correntes mais fortes que impossibilitam o registro completo deste processo.

As formas de leito Proterozóicas analisadas no presente estudo (fig. 34), mostram preservados no registro tidal bundles intervalos de deposição de areia/lama, que caracterizam a periodicidade dos ciclos Sizígia/Quadratura. Em média as marés de sizígia apresentam um espaçamento médio de 12 a 33.1 cm, nessas é possível observar um espaçamento maior entre os estratos de lama, mostrando que durante esse intervalo ocorreu deposição de areia. Já o oposto é observado nos intervalos de quadratura que tem em espaçamento médio entre 4 e 15 cm, onde o intervalo é menor entre os estratos de lama. Essas formas de leito, apresentam tamanhos semelhantes às modernas, levando em consideração que os sistemas atuais predominam regimes de macromarés (Eriksson & Simpson, 2012). Sendo assim seguindo o proposto por Eriksson & Simpson (2012) pode-se concluir que a Terra-Lua vem se afastando com o tempo em ambos os modelos, mas as correntes de marés apresentam velocidades semelhantes às atuais.

Figura 34- Estratificações cruzadas tidal bundle (fig. a,b), mostrando marés de Sizígia (S) onde ocorre camadas de areia mais espessas e marés de Quadratura (Q) onde drapes duplos de lama recobrem os estratos.



Fonte: Autor.

6.3 Modelo deposicional:

Depósitos de marés Pré-Cambrianos apresentam características semelhantes: (i) estratificação espinha de peixe e paleocorrentes bimodais; (II) estratos cruzados tangenciais *tidal bundles* e/ou ritimitos, mostrando a ciclicidade das marés; (III) drapes de lama duplos entre os estratos cruzados;(IV) Estratificações cruzadas *flaser/wavy/lenticular*;(V) marcas de ondas (*ripples*) modificadas pelo desenvolvimento de estruturas sedimentares induzidas por micróbios (ERIKSSON & SIMPSON, 2012). As formas de leito principais Pré-Cambrianas são as dunas simples e/ou compostas, em uma zona de inframarés, em extensas costas, mais rasas que as atuais (ERIKSSON & SIMPSON, 2012).

O meio-bloco 1, 2 e 3 apresentam respectivamente: 2 formas de leitos, dunas cavalgantes erosivas e macroformas compostas, com 1m e 63.8m de espessura. 3 formas de leito, dunas cavalgantes erosivas, com 95 cm de espessura, macroforma simples com 26.7cm e macroforma composta com 81cm de espessura. 3 formas de leito, dunas cavalgantes com 28cm de espessura, macroforma simples com 22cm de espessura e macroformas compostas com 35cm de espessura. Os painéis 2, 3 e 4 apresentam, respectivamente: 1 forma de leito, macroformas compostas com 1,55m de espessura. 3 formas de leito: dunas cavalgantes, sendo erosivas com 54.6cm de espessura, migrando lateralmente para dunas cavalgantes acrescionárias com espessura de 90cm; macroforma simples com 22cm de espessura e macroformas compostas com 58cm de espessura. 2 formas de leito, macroformas compostas com 80cm de espessura e dunas cavalgantes acrescionárias com 1.36m.

Tabela 7- associações de fácies dos elementos arquiteturais encontrados nos MVA's dos depósitos de inframarés da FMC.

Elementos arquiteturais	Associações de fácies	Código	Descrição	Interpretação	Modelo
Dunas cavalgantes erosivas	Arenitos com estratificações cruzadas tangenciais; Estratificação cruzada sigmoidais; Laminações de baixo ângulo; Marcas de onda (ripples).	St SI Ss Sr	sets de até 12 cm amalgamados compostos por fácies de St,Ss e localmente abrepensatam Sr no topo e base dos foresets e superfícies limitrofes.	Dunas cavalgantes (ou sand waves, Allen 1980) são formas de leito geradas pela perturbação do fundo oceânico devido ao efeito das correntes de marés, com cristas perpendiculares à direção da corrente de maré (Stride, 1982, Allen, 1984; Ashley, 1990). Estratos Ss que e localmente truncam os estratos cruzados, são superfícies de reativação. As estratificações cruzadas junto com as superfícies de erosão, formam as estruturas principais. As superfícies de erosão registam a erosão durante o fluxo de maré subordinado, gerando o truncamento de dunas (sets), essas caracterizam as dunas cavalgantes erosivas e as diferenciam das acrescionárias.	
Dunas cavalgantes acrescionárias	Arenitos com estratificações cruzadas tangenciais; Laminações de baixo ângulo; Marcas de onda (ripples).	St SI Sr	Sets de até 18cm compostos por St,SI e na base e topo de foreset SI, com superfícies limitrofes regulares ou onduladas, com sentido de mergulho oposto dos estratos internos. Drapes de lama são localmente observados entre os estrato e/ou nos topos e bases dos foresets.	Os sets de St e SI, limitados por superfícies sub horizontais que se sobrepõem são interpretados como dunas acrescionárias (De Raaf & Boersma, 1971, Allen, 1980; Rubin & McCulloch, 1980; Ashley, 1990). Acresção dos sets das dunas, é caracterizado devido às superfícies internas deixadas pelas dunas simples mergulharem na mesma direção que a corrente dominante Dalrymple e Rhodes (1995) e Berné (2000).	
Macroforma simples	Arenitos com estratificações cruzadas Tindal Bundle	St Sr	Sets subhorizontais, compostos internamente por St (de até 45cm) espaçadas regularmente entre 0 a 13 cm. Observa-se Sr no topo e base dos foresets, e drapes de lama entre os estrato e superfícies limitrofes.	Dunas originadas pelas correntes de marés são formas de leito características e podem estar por todas as porções dos ambientes de maré (Allen 1980, Ashley, 1990, Dalrymple 1984). Macroformas simples (dunas simples), são compostas por um conjunto único de estratos cruzados de uma maré única e dominante, os drapes de lama caracterizam os períodos de água parada (Nio and Yang, 1991), essas formas de leito maiores e mais estáveis do que elementos arquiteturais menores (Ashely, 1990), geradas por maior velocidade da corrente e maior espaço de acomodação.	
Macroforma composta	Arenitos com estratificações cruzadas tangenciais; Laminações de baixo ângulo; Marcas de onda (ripples).	St SI Sr	Sets de até 30 cm compostos por St, sendo alguns sets st regularmente espaçadas, localmente mostra stes de sl, já no topo e base de foresets pode-se observar Sr. As dunas 3D mostram em corte perpendicular ao fluxo estratos cruzados acanalados. Já as dunas 2D apresentam estratos de baixo ângulo	Os sets compostos por estratificações cruzadas sobrepostos, são interpretadas como macroformas compostas (dunas compostas) formadas devido o empilhamento de macroformas simples (dunas simples) (Dalrymple, 1984, Dalrymple e Rhodes, 1995, Berné, 2000). As correntes com mais alta velocidade, produzem "redemoinhos" na fácies de sotavento, gerando erosão e a "movimentação" lateral dos sedimentos, esse processo é responsável pela migração oblíqua da duna de crista sinuosa (ASHELY, 1990). A migração de dunas de crista reta (2D), onde durante o deslocamento do fluxo ao longo de uma duna de maré cria-se um "salto hidráulico" quando o fluxo chega sob a crista, no caso das dunas 2d essa perturbação não irá produzir movimentos laterais relevantes nos sedimentos na fácies de sotavento (Ashley, 1990)	<p>Dunas 3D</p> <p>Dunas 2D</p>

Fonte: autor.

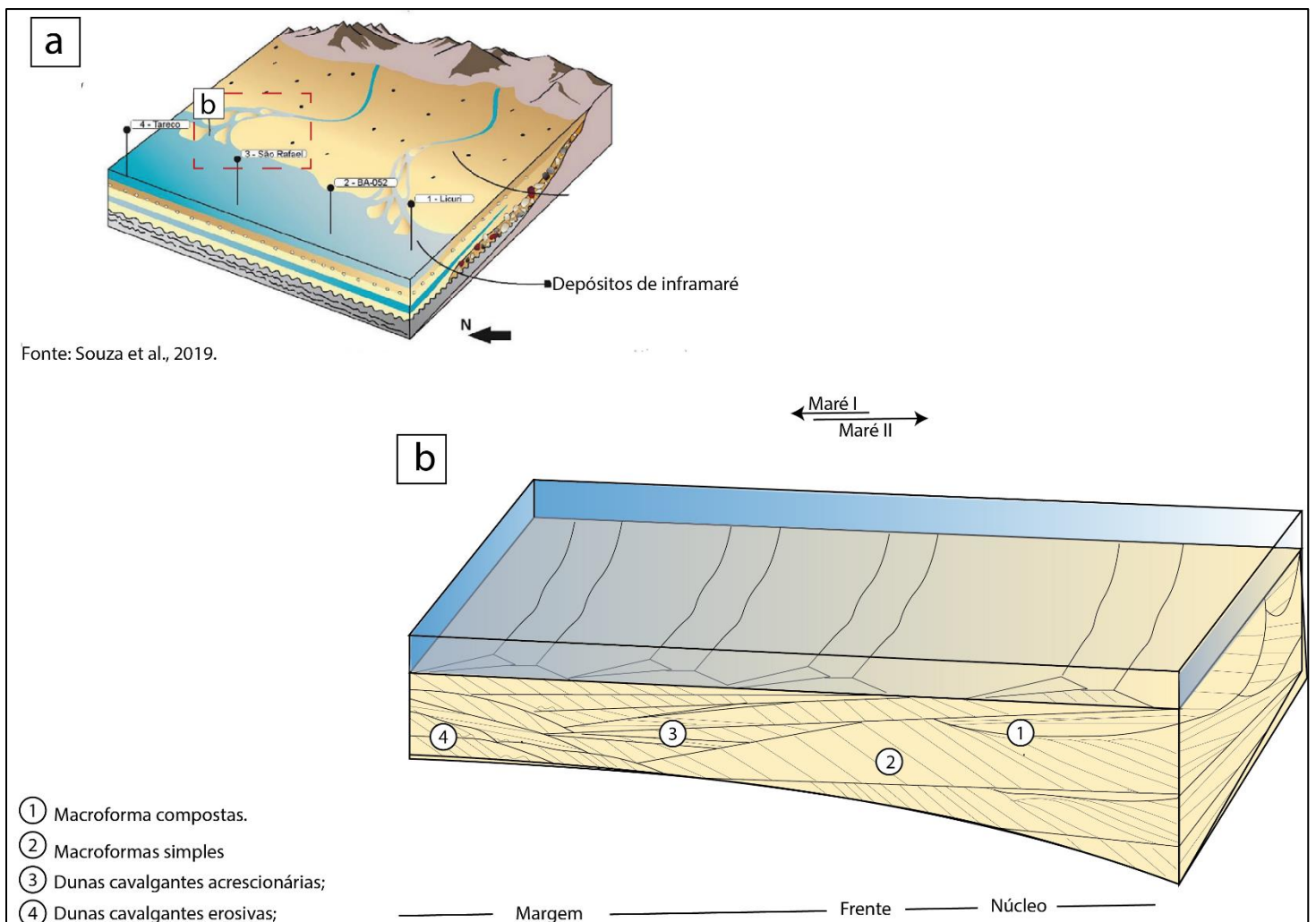
Os arenitos vistos em lâminas delgadas apresentam características similares às propostas por Battilani (1997), mostrando alta maturidade mineralógica e texturais, porosidade secundária, originada principalmente pela dissolução dos grãos, com uma composição mineralógica dominada por quartzo. Contudo os arenitos estudados no presente trabalho apresentam um arcabouço fechado, com contatos côncavos/convexos e longos predominando. As possíveis estruturas sedimentares induzidas por atividade microbiana (MISS), são estilólitos formados por dissolução por pressão.

A análise sedimentológica e estratigráfica desenvolvida por Souza et al. (2019) estabelece duas sequências deposicionais para a FMC: uma inferior, onde domina a ação de ondas, e uma superior, na qual ocorrem depósitos influenciados por marés, objetos de estudo deste trabalho. A sequência inferior representa um delta dominado por ondas, seguido por depósitos de *shoreface* inferior. Já a segunda sequência é caracterizada por depósitos transgressivos de *shoreface* superior dominado por marés. Tais depósitos de marés ocorrem somente nesse intervalo, sugerindo que a atuação das marés durante esse período foi mais efetiva que a das ondas.

As formas de leito estudadas que influenciam os depósitos de *shoreface* superior da FMC, apresentam distribuição semelhante à apresentada por diversos autores (BELDERSON ET AL., 1982; DESJARDINS ET AL., 2010; DALRYMPLE ET AL., 2010; DESJARDINS ET AL., 2012; OLARIU ET AL., 2012; ERIKSSON & SIMPSON, 2012; LONGHITANO ET AL., 2014), mostrando uma diminuição gradual na energia do fluxo (fig.35). Tal diminuição é observada através da distribuição das formas de leito: macroformas compostas, macroformas simples e dunas cavalgantes. Essa sequência caracteriza uma diminuição da energia da corrente, taxa de sedimentação e acomodação (DALRYMPLE, 2010). A gradacional mudança de energia do fluxo, pode ser causada devido o gradual decréscimo na velocidade das correntes de marés no final de um complexo de dunas compostas (OLARIU et al., 2012). Provavelmente o caráter erosivo da base de algumas superfícies limítrofes é causado pela calha migratória (OLARIU et al., 2012).

Figura 35 – Modelo deposicional, mostrando a gradual perda de energia, taxa de sedimentação, erosão e acomodação, observadas seguindo a distribuição das

formas de leito: macroformas compostas; macroformas simples; dunas cavalgantes acrescionárias e erosivas.



CONCLUSÕES:

I.A plataforma dominada por onda tem a ação das marés incrementada devido a mudanças morfológicas, durante o shoreface superior (De Souza et al., 2019) analisados por meio de Modelos Virtuais de Afloramento de três meios-blocos com duas fácies e 3 painéis, formam um Complexo de dunas compostas (Olariu et al., 2012) caracterizado por quatro formas de leito: dunas cavalgantes erosivas, dunas cavalgantes acrescionárias, macroformas simples e compostas, esses elementos são formados por estratificações cruzadas

tangenciais (St), estratificações cruzadas sigmoidais (Ss), marcas de ondas (Sr), Laminações de baixo ângulo (Sl) (Miall, 1996).

II. O complexo de dunas compostas estudado apresenta as quatro ordens de superfícies, que mostram a geração desse complexo, propostas por Olariu et al. Sendo a superfície de primeira ordem são foresets das dunas simples, que migram sobre superfícies mestras, que representam as superfícies internas das dunas e superfícies de 2º ordem. As mais extensas são de 3º ordem que limitam as dunas/macroformas individuais. As superfícies de 4º ordem representam os limites das dunas/macroformas compostas, que podem se estender por quilômetros em direção paralela e/ou transversal ao fluxo.

III. É possível comparar as sucessões de fácies encontradas com a proposta por Desjardins (2012) com um núcleo com sets de macroformas compostas; a frente composta por sets de estratos cruzados *tidal bundle* caracterizando as macroformas simples; e a margem, composta por sets amalgamados sobrepostos de dunas cavalgantes.

IV. As formas de leito Proterozóicas analisadas no presente estudo, mostram preservados no registro tidal bundles intervalos de deposição de areia/lama, que caracterizam a periodicidade dos ciclos Sizígia/Quadratura. Com marés de sizígia com um espaçamento (12 a 33.1 cm) maior entre os estratos de lama, mostrando que durante esse intervalo ocorreu deposição de areia. Já o oposto é observado nos intervalos de quadratura onde o intervalo é menor entre os estratos de lama (4 e 15 cm). Essas formas de leito, apresentam tamanhos semelhantes às modernas, levando em consideração que os sistemas atuais predominam regimes de macromarés. Sendo assim, seguindo o proposto por Eriksson & Simpson (2012) pode-se concluir que a Terra-Lua vem se afastando com o tempo, mas as correntes de marés apresentam velocidades semelhantes às atuais.

V. Os Quartzos-arenitos da FMC apresentam alta maturidade textural e mineralógica, com cimentação por quartzo tendo como fonte de sílica a liberação desse elemento por meio da dissolução por pressão (BATTILANI et al., 1997), esse processo de dissolução também gera os estilólitos. Não foram observadas estruturas induzidas por micróbios (MISS), nas lâminas estudadas. Contudo não se descarta a possibilidade da existência dessas estruturas nesse ambiente. Pois os critérios para os desenvolvimentos das mesmas são

observados, mas o registro dessas em rochas Pré-cambriano é difícil, dificultando a presença das mesmas nas lâminas interpretadas.

VI.O modelo deposicional proposto tendo como base Desjardins (2012), Olariu (2012) e Longhitano (2014), consiste em um sistema costeiro raso e extenso com a formação de Complexo de dunas compostas, divididas em três zonas: núcleo, com macroformas compostas, alta energia de fluxo, taxa de sedimentação, força da corrente; frente, característica de macroformas simples que mostram um fluxo, corrente, e taxa de sedimentação moderados; e uma margem composta por dunas cavalgantes, mostrando uma diminuição nas correntes de marés.

REFERÊNCIAS:

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

ALLEN, J. **Sedimentary Structures their character and physical basis v II.** Front Cover. Elsevier Scientific, 1982.

ALLEN, J. **Sediments, processes and time.** *Nature*, v. 308, pg.134–135, 1984.

ALKMIM F.F; CHEMALE Jr; F.; Endo I. **A deformação das coberturas proterozóicas do Cráton do São Francisco e o seu significado tectônico.** *Rev. Escola de Minas.* v. 49, pg 22-38, 1996.

ALKMIM F.F; MARSHAK, S. **Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero.** *Precambrian Research.* v.90, pg. 29–58, 1998.

ALKMIM F.F; MARSHAK, S; FONSECA, M.A. **Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: Clues from the São Francisco craton region, Brazil.** *Geology.* v. 29.4, pg, 319–322, 2001.

ALKMIM, F.F; MARTINS-NETO, M.A. **Proterozoic First-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil.** *Mar. Pet. Geol.* v.33, pg 127–139, 2012.

ALMEIDA, F. F. M. **O Cráton do São Francisco.** *Revista Brasileira de Geociências.* v.7, pg 349-364, 1998.

ANGELIM L.A.A. & KOSIN M. **Programa Levantamentos Geológicos do Brasil, Folha Aracaju – NW.** Nota Explicativa. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2001.

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

BARBOSA, J.S.F; SABATÉ, P; MARINHO, M. **O cráton do São Francisco na Bahia: uma síntese.** *Revista Brasileira de Geociências.* v. 33, pg. 3-6, 2003.

BARBOSA J.S.F. & SABATÉ P. **Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco craton, Bahia, Brazil: geodynamic features.** *Precambrian Res.* v.133, pg 1-27, 2004.

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*, v.87, pg. 285-289, 1992.

BELDERSON, R. H., **Bedforms, in Offshore Tidal Sands: Processes and Deposits**, edited by A. H. Stride, pg. 27–55, 1982.

BOGGS, S. **Principles of Sedimentology and stratigraphy**. Pearson education, Nova Iorque, 2014.

BOYD, R.; DALRYMPLE, R; ZAITLIN, B.A. **Classification of Clastic Coastal Depositional Environments**. *Sedimentary Geology*, v.80, pg. 139-150, 1992.

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

BRITO NEVES, B.B; KAWASHITA K; DELHAL, J. **A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço; dados novos e integração**. *Revista Brasileira de Geociências*. v. 9, pg. 71–85, 1979.

CAPPELLE, M.V; STUKINS, S; HAMPSON, G.J; JOHNSON, H.D. **Fluvial to tidal transitioning proximal, mixed tide-influenced and wave-influenced deltaic deposits: Cretaceous lower Sege Sandstone, Utah, USA**. *Sedimentology*. v. 63, pg. 1333–1361, 2016.

CHEMALE Jr., F; DUSSIN, I.A; ALKMIM, F.F; MARTINS, M.S; QUEIROGA, G., ARMSTRONG. R; SANTOS, M.N. **Unravelling a Proterozoic basin history through detrital zircon geochronology: the case of the Espinhaço Supergroup, Minas Gerais, Brazil**. *Gondwana Res*. v.22, pg. 200–206, 2012.

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

COUGHENOUR, C.L; ARCHER, A.W; LACOVARA, K.J. **Tides, tidalites, and secular changes in the Earth–Moon system**. *Earth-Science Reviews*, v.97, pg. 59-79, 2009.

DARLYMPE, R.W. **Morphology and internal structure of sandwave in the Bay of Fundy**. *Sedimentology*. v.31.3, pg. 365-382, 1984.

DALRYMPLE, R.W; ZAITLIN, B.A.; BOYD, R. **Estuarine facies models: Conceptual basis and stratigraphic implications**. *Journal of Sedimentary Petrology*. v.62, pg. 1130-1146, 1992.

DALRYMPLE, R.W; MAKINO, Y; ZAITLIN, B.A. **Temporal and spatial patterns of rhythmite deposition on mud flats in the macrotidal, Cobequid Bay Salmon River estuary, Bay of Fundy, Canada**. *Clastic Tidal Sedimentology*, pg. 137-160, 1991.

DALRYMPLE, R.W. **Tidal depositional systems**. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models; Response to sea level change*. Geological Association of Canada, pp.195–218, 1992.

DALRYMPLE, R.W; RHODES, R.N. **Estuarine dunes and bars**. Developments in sedimentology.v.53, pg 359-422, 1995.

DARLYMPLE. R.W; BAKER, E.K; HARRIS, P.T; HUGHES, M.G. **Sedimentology and stratigraphy of a tide-dominated, foreland-basin delta (Fly River, Papua New Guinea)**. -SEPM Special Publication No. 76, pg. 147-173, 2003

DALRYMPLE, R.W; CHOI, K. **Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: a schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation**. Earth Sci. Ver. v. 81 (3-4), pg.135-174, 2007.

DALRYMPLE, R.W. **Interpreting sedimentary successions: facies, facies analysis and facies models**. In: James, N.P., Dalrymple, R.W. (Eds.), Facies models 4, Geological Association of Canada. St. John's, Newfoundland, GEO text 6, pp. 3-18, 2010.

DASHTGARD, S.E; MACEACHERN, J.A; FREY, S.E; GINGRAS, M.K. **Tidal effects on the shoreface: Towards a conceptual framework**. **Sedimentary Geology**. v.279, pg.42-61, 2012.

DESJARDINS, Patricio R.; BUATOIS, Luis A.; PRATT, Brian R.; MÁNGANO, M. Gabriela. **Sedimentological-ichnological model for tide-dominated shelf sandbodies: lower cambrian gog group of western canada**. **Sedimentolog**. v.59.5, pg.1452-1477, 2012.

DE MEDEIROS, K.P. **Estratigrafia de sequências do Supergrupo Espinhaço na região entre Macaúbas e Canatiba – Bahia**. Dissertação (mestrado) - Universidade Federal da Bahia, Instituto de Geociências. Orientador Michael Holz. Salvador, 2013.

DE SOUZA, A.S. **Estudo petrográfico e petrológico da Formação Tombador, Mesoproterozóico da Chapada Diamantina, Bahia**. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, centro de Ciências Exatas e da Terra. Programa de Pós-Graduação em Ciência e Engenharia de Petróleo. Orientadora: Dr^a. Marcela Marques Vieira. Natal, RN, 2017.

DE SOUZA, E.G; SCHERER, C.M.S; DOS REIS, A.D., BÁLLICO, M.B., FERRONATTO, J.P.F., BOFILL, L.M., KIFUMBI, C. **Sequence stratigraphy of the mixed wave-tidal-dominated Mesoproterozoic sedimentary succession in Chapada Diamantina Basin, Espinhaço supergroup– Ne/Brazil**. **Precambrian Research**, v.327, pp 103-120, 2019.

DOMINGUEZ, J.M.L. As coberturas do Cráton do São Francisco: Uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias. In: Dominguez, J.M.L.; Barbosa, J.S.F. (Ed.). **O Cráton do São Francisco. SBG/NBA-SE**, p. 137-155. Salvador, 2003.

DORR, JVN. Physiographic, stratigraphic and structural development of Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. **USGS/DNPM**, 1969, Professional Paper 641-A.ed., p. 600, 2009.

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

EIDE, C.H; HOWELL, J; BUCKLEY. S.J. **Distribution of discontinuous mudstone bed swithin wave-dominated shallow-marine deposits: Star Point and Blackhawk Formations, Eastern Utah, USA.** *AAPG Bulletin*, v.98.7, pg.1401, 2014.

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

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

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

FABUEL-PEREZ, I; HODGETTS, D; REDFERN, J. **Integration of digital outcrop models (DOMs) and high-resolution sedimentology - workflow and implications for geological modelling: Oukaimeden Sandstone Formation, High Atlas (Morocco),** *Petroleum Geoscience.* v,16.2, pg.133-154, 2010.

FARRELL. S.C. **Sediment distribution and hydrodynamics, Saco River and Scarboro estuaries.** Maine: Cont. No. 6-CRG, Dept. of Geology, Univ. Massachusetts, 129 p, 1970.

FÉNIÈS, H. TASTET, J.P. **Facies and architecture of an estuarine tidal bar (the Trompeloup bar, Gironde Estuary, SW France.** *Mar. Geol.* v.150, pg.149–169, 1998,

FOLK, R.L. **The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature.** *J. Geol.* V.62, pg.344–359, 1954.

GUADAGNIN, F; CHEMALE, F; MAGALHÃES; J., SANTANA, A; DUSSIN, I; TAKEHARA, L. **Age constraints on crystal-tuff from the Espinhaço Supergroup—insight into the Paleoproterozoic to Mesoproterozoic intracratonic basin cycles of the Congo-São Francisco Craton.** *Gondwana Res*, v.27, pg 363–376,2015.

GUIMARÃES, J.T., PEDREIRA, A.J. **Geologia da Chapada Diamantina Oriental, Bahia (Folha Utinga).** Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Utinga (Folha SD.24-V-A-II) Estado da Bahia, Texto Explicativo. Brasília. DNPM/CPRM, pp. 19–92, 1996.

HEUBECK, Christoph; BLÄSING, Saskia; DRABON, Nadja; EULENFELD, Tom; GRUND, Marc Ulrich; HOMANN, Martin; VAN RENSBURG, Deon Janse; KÖHLER,

Inga; NABHAN, Sami; RABETHGE, Carolin. **Reassessing evidence of Moon– Earth dynamics from tidal bundles at 3.2 Ga (Moodies Group, Barberton Greenstone Belt, South Africa)**. *Sedimentology*, 1-24., 2022.

HODGETTS, D; DRINKWATER, N.J; HODGSON, D.M; KAVANAGH, J; FLINT, S; KEOGH, K; HOWELL, J. **Three-dimensional geological models from outcrop data using digital data collection techniques: an example from the Tanqua Karoo depocentre, South Africa**. In: Curtis, A., Wood, R. (Eds.), *Geological Prior Information*, vol. 239. Geological Society of London, Special Publications, pp. 57-75, 2004.

Hodgetts. **Laser scanning and digital outcrop geology in the petroleum industry: A review**. *Mar. and Petr. Geol.* v.6, pg.335-354, 2013.

HOWELL, J. A.; MARTINIUS, A. W.; GOOD, T. R. **The application of outcrop analogues in geological modelling: a review, present status and future outlook**. Geological Society, London, Special Publications, v. 387, n. 1, p. 1–25, 2014.

KLEIN, G.V. **Depositional and dispersal dynamics of intertidal sand bars**. *Journal of sedimentary petrology*, v.40.4, pag. 1095-1127, 1970.

LONGHITANO, S.G. **The record of tidal cycles in mixed silici–bioclastic deposits: examples from small Plio-Pleistocene peripheral basins of the microtidal Central Mediterranean Sea**. *Sedimentology*. v.58, pg.691–719, 2011.

LONGHITANO, S.G. **Microtidal straits: outcrop analogues from Calabria, south Italy**. *Rend. Soc. Geol. Ital.* v.21, pg.937–939, 2012.

LONGHITANO, S.G. **A facies-based depositional model for ancient and modern, tectonically confined tidal straits**. *Terra Nova*, v.25, pg.446–452, 2013.

LONGHITANO, S.G; SABATO, L; TROPEANO, M.; GALLICCHIO, S. **A mixed bioclastic/siliciclastic flood-tidal delta in a micro-tidal setting: depositional architectures and hierarchical internal organization (Pliocene, southern Apennines, Italy)**. *J. Sed. Res.*, v.80, pg.36–53. 2010.

LONGHITANO, S.G; MELLERE, D; STEEL, R.J; AINSWORTH, R.B. **Tidal Depositional systems in the Rock Record: A Review and New Insights**. In: *Modern and Ancient Depositional Systems: Perspectives, Models and Signatures* (Eds S.G. Longhitano, D. Mellere and R.B. Ainsworth), *Sed. Geol. Spec. Issue*, 279, 2–22, 2012a.

LONGHITANO, S.G; CHIARELLA, D; DI STEFANO, A; MESSINA, C; SABATO, L; TROPEANO, M. **TIDAL signatures in Neogene to Quaternary mixed deposits of southern Italy straits and bays**. In: *Modern and Ancient Depositional Systems: Perspectives, Models and Signatures* (Eds S.G. Longhitano, D. Mellere and R.B. Ainsworth), *Sed. Geol. Spec. Issue*, v.279, pg.74–96, 2012b.

LONGHITANO, S.G; CHIARELLA, D; MUTO, F. **Three-dimensional to two-dimensional cross-strata transition in the lower Pleistocene Catanzaro tidal**

strait transgressive succession (southern Italy). *Sedimentology*, v.61, pg.2136–2171, 2014.

MAGALHÃES, A.J.C; SCHERER, C.M.S; RAJA GABAGLIA, G.P; BÁLLICO, M.B; CATUNEANU, O. **Unincised fluvial and tide-dominated estuarine systems from the Mesoproterozoic Lower Tombador Formation, Chapada Diamantina basin, Brazil.** *J.S. Am. Earth Sci.*, v.56, pg.68–90, 2014.

MARTINS-NETO, M.A. **Tectonics, and sedimentation in a paleo/Mesoproterozoic rift-sag basin (Espinhaço basin, southeastern Brazil).** *Precamb. Res.*, v.103, pg 147–173, 2000.

Mazumder, R; Arima, M. **Tidal rhythmites and their implications.** *Earth-Sci. Rev.*, v.69, pg.79–95, 2005.

MIALL, A. D. **Facies architecture in clastic sedimentary basins.** In: KLEINSPEHN, K. & PAOLA, C. (Eds), *New Perspectives in Basin Analysis.* Springer-Verlag, 1998, p. 67-81

MIALL, A.D. **The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology.** Springer, Heidelberg, pp. 582, 1966.

NICHOLS, G., **Sedimentology and Stratigraphy.** Wiley-Blackwell, 2009, 2 ed., p. 419.

NIO S.D. & YANG C. **Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: a review.** In: D.G. Smith, G.E. Reinson, B.A. Zaitlin, Raashan (eds.) **Clastic Tidal Sedimentology.** Calgary, Can. Soc. Petrol. Memoir, 1991 v.16, pg. 3-28.

NOFFKE N. **Extensive microbial mats and their influences on the erosional and depositional dynamics of a siliciclastic cold-water environment (Lower Arenigian, Montagne Noire, France).** *Sediment Geol.* v.136, pg.207–215, 2000.

NOFFKE N; GERDES G; KLENKE T; KRUMBEIN WE. **Microbially induced sedimentary structures: A new category within the classification of primary sedimentary structures.** *J Sediment Res.*, v.71, pg.649, 2001b.

NOFFKE N; KNOLL A; GROTZINGER J. **Sedimentary controls on the formation and preservation of microbial mats in siliciclastic deposits: A case study from the Upper Neoproterozoic Nama Group, Namibia.** *Palaios.* V.17, pg. 533, 2002.

NOFFKE N. **Microbially induced sedimentary structures: Formation and application to sedimentology.** Middleton C (ed) *Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks.* pg 439–441, 2003.

NOFFKE N; ERIKSSONKA; HAZEN RM; SIMPSON EL. **A new window into Early Archean life: Microbial mats in Earth's oldest siliciclastic tidal deposits (3.2 Ga Moodies Group, South Africa).** *Geol.*, v.34, pg.253, 2006,

NOFFKE N; PATERSON D. **Microbial interactions with physical sediment dynamics, and their significance for the interpretation of Earth's biological history.** *Geobiol.*, v.6, 2008.

NOFKE, N. **Geobiology: Microbial mats in sandy deposits from the Archean era to today.** Springer, pg.194, Berlin, 2010.

OLARIU, Cornel; STEEL, Ronald J.; DALRYMPLE, Robert W.; GINGRAS, Murray K. **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*, v.279, pg.134-155, 2012.

PEDREIRA, A.J. **Sequências deposicionais no Precambriano: Exemplo da Chapada Diamantina Oriental.** In: 35° Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, 1988. *Anais. Sociedade Brasileira de Geologia*, pp. 648–659.

PEDREIRA, A.J. **O Supergrupo Espinhaço na Chapada Diamantina Centro-oriental, Bahia: Sedimentologia, Estratigrafia e Tectônica.** Teses (doutorado), Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo, 1994.

PRINGLE, J.K; CLARK, J.D; WESTERMAN, A.R; STANBROOK, D.A; GARDINER, A.R; MORGEN, B.E.F. **Virtual outcrops: 3D reservoir analogues.** In: **Ailleres, I., Rawling, T.(Eds.), Animations in Geology**, *Journal of the virtual explorer*, v.4, pg.51-55, 2006.

PETTIJOHN, F. J; POTTER, P.E. **Atlas and glossary of primary sedimentary structures.** Springer-verlag, Berlim 1964.

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

READING, H. G. **Sedimentary Environments: Process. Facies and Stratigraphy.** Blackwell Science. 1996.

REINECK, H.E; SINGH, I.B. **Depositional Sedimentary Environments.** Springer-Verlag, Berlim, 1975.

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

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

SANTOS, M.N; CHEMALE JR., F; DUSSIN, I.A., MARTINS, M; ASSIS, T.A.R; JELINEK, A.R; GUADAGNIN, F; ARMSTRONG, R. **Sedimentological and paleoenvironmental constraints of the Statherian and Stenian Espinhaço rift system, Brazil.** *Sed. Geol.* vv.290, pg 47–59, 2013.

SAMPAIO, L.F.; FUHR DAL'BO, P.F. BORGHI L. **Gênese e Morfologia de Estruturas Sedimentares Induzidas por Atividade Microbiana (MISS) em Sedimentos da Lagoa Vermelha (Região dos Lagos – Rio de Janeiro)**. Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ, Vol. 38 – 1, p. 95-106, 2015.

SILVA, A. J. P.; ARAGÃO, M. A. F.; MAGALHÃES, A. J. C. **Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil**. Beca-BALL. Ed 343p. 2008.

STRIDE, A. H. **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, 1982.

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

SOUTHARD, J.B. AND BOGUCHWAL, L.A. **Bed configurations in steady unidirectional water flow part 2**. *Synthesis of flume data. J. Sed. Res.*, v.60, pg.649–657, 1990.

TANKARD A.J; JACKSON M.P.A et al. **Crustal evolution of Southern Africa**. Springer, pg.523, New York. 1982.

TAVANI, S.; GRANADO, P.; CORRADETTI, A.; GIRUNDO, M.; IANNACE, A.; ARBUÉS, P.; MUÑOZ, J. A.; MAZZOLI, S. **Building a virtual outcrop, extracting geological information from it, and sharing the results in Google Earth via OpenPlot and Photoscan: An example from the Khaviz Anticline (Iran)**. *Computers and Geosciences*, v. 63, p. 44–53, 2014.

TEIXEIRA W. **Geochronology of the southern portion of the São Francisco Craton**. *Rev Bras Geoc.* v.12 (1-3), pg 268-277, 1982.

TEIXEIRA W; SABATE P; BARBOSA J; NOCE CM; CARNEIRO MA. **Archean and paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco craton, Brazil. Tectonic evolution of South America**. Rio de Janeiro: Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo; 2000.

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

TUCKER, M.; **Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks**. John Wiley & Sons, 2001.

WALKER, R. G. **Facies, facies models and modern stratigraphic concepts**. In: WALKER, R. G. & JAMES, N. P. *Facies models: response to sea level change*. Canadá: Geological Association of Canada., 409p, 1992.

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

WILLIAMS, G. E. **Solar affinity of sedimentary cycles in the late Precambrian Elatina Formation.** *Aust. J. Phys.*, v.38, p. 1027-1043, 1985.

WILLIAMS GE. **Late Precambrian tidal rhythmites in South Australia and the history of the Earth's rotation.** *J Geol Soc Lond*, v.146, pg.97–111, 1989.

WILLIAMS GE. **Upper Proterozoic tidal rhythmites, South Australia: sedimentary features, deposition, and implications for the earth's paleorotation.** *Clastic tidal sedimentology. Can Soc Petrol Geol Mem*, v.16, pg.161–177, 1991.

WILLIAMS GE. **Geological constraints on the Precambrian history of Earth's rotation and the Moon's orbit.** *Rev Geophys*, v.38, pg.37–59, 2000.