

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA

JEAN CARVALHO TOLEDO

**FLUXOS COMBINADOS E A ARQUITETURA FACIOLÓGICA DA PORÇÃO
SUPERIOR DA FORMAÇÃO TERESINA - BACIA DO PARANÁ, RS**

Caçapava do Sul

2021

JEAN CARVALHO TOLEDO

**FLUXOS COMBINADOS E A ARQUITETURA FACIOLÓGICA DA PORÇÃO
SUPERIOR DA FORMAÇÃO TERESINA - BACIA DO PARANÁ, RS**

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

**Caçapava do Sul
2021**

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).

T649f Toledo, Jean Carvalho
FLUXOS COMBINADOS E A ARQUITETURA FACIOLÓGICA DA
PORÇÃO SUPERIOR DA FORMAÇÃO TERESINA - BACIA DO PARANÁ,
RS / Jean Carvalho Toledo.
79 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) --
Universidade Federal do Pampa, GEOLOGIA, 2021.
"Orientação: Ezequiel Galvão de Souza".

1. Tempestitos. 2. Formação Teresina. 3. Hummocky
cross-stratification. 4. Fluxos combinados. 5. Bacia do
Paraná. I. Título.



SERVIÇO PÚBLICO FEDERAL
MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
Universidade Federal do Pampa

JEAN CARVALHO TOLEDO

**FLUXOS COMBINADOS E A ARQUITETURA FACIOLÓGICA DA PORÇÃO SUPERIOR DA
FORMAÇÃO TERESINA - BACIA DO PARANÁ, RS**

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:

12 de maio de 2021.

Banca examinadora:

Prof. Dr. Ezequiel Galvão de Souza

Orientador

UNIPAMPA

Dr. Cristiano Fick
PPGGeo Geologia Marinha/UFRGS

Me. Ricardo Maahs

PPGGeo Estratigrafia/UFRGS



Assinado eletronicamente por **EZEQUIEL GALVAO DE SOUZA, PROFESSOR DO MAGISTERIO SUPERIOR**, em 12/05/2021, às 16:36, conforme horário oficial de Brasília, de acordo com as normativas legais aplicáveis.



Assinado eletronicamente por **Cristiano Fick, Usuário Externo**, em 13/05/2021, às 13:54, conforme horário oficial de Brasília, de acordo com as normativas legais aplicáveis.



Assinado eletronicamente por **Ricardo Maahs, Usuário Externo**, em 13/05/2021, às 20:25, 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 **0523641** e o código CRC **E044CCB6**.

Universidade Federal do Pampa, Campus Caçapava do Sul

*Aos meus pais,
por todo suporte, educação e liberdade que me ofereceram.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço nesta seção a todos aqueles que foram os principais contribuidores para que eu pudesse chegar até aqui, pois sem o apoio dos familiares e amigos não teria alcançado este momento de suma importância na minha vida.

Pai e mãe, agradeço por todo carinho e por proporcionar as condições mais que excelentes para que eu pudesse ter liberdade para seguir o caminho de minha preferência. Agradeço aos meus familiares, minha irmã, meus tios, e principalmente ao meu avô Osmar e minha finada avó Vera que foram desde o início base de toda a estrutura familiar que tenho hoje.

Muito obrigado aos meus professores por todo conhecimento transmitido ao longo da graduação, especialmente ao meu orientador Ezequiel Galvão de Souza, pela paciência que teve comigo e por sempre estar solícito até mesmo nas horas de maior exaustão. Sou grato ao professor Felipe Guadagnin pelos ensinamentos durante a graduação e na competição do IBA 2020. Ao professor Tiago Gregory pelas críticas sempre acuradas e construtivas. Não menos importante, agradeço também ao professor Carlito do ensino médio que me despertou gosto pelas geociências nas aulas de geografia.

Sou muito grato aos meus amigos, sobretudo ao meu irmão de consideração Gabriel Marins, que me abriu os olhos pra grandes oportunidades, foi parceiro de extrema confiança e peça fundamental no meu amadurecimento durante a graduação. Também sou grato pelo apoio da minha companheira Isadora, ao meu amigo Matheus Freire (Peixe), ao Beling, ao Matheus Cruz, ao Paulo Mazuque, e à Gabi pelo suporte. Agradeço também aos meus amigos de Túlio Mansor, Gabriel dos Anjos e João Sparrapan que fizeram parte importante da minha infância e juventude.

Agradeço a todos os amigos do time IBA 2020, o qual tive a honra de fazer parte e onde tive a grande oportunidade de aprender a trabalhar em grupo, desenvolver atributos técnicos e chegar até a semifinal da competição. Foram dias de trabalho incessante, porém inesquecíveis e que certamente guardarei com carinho na memória.

“Aceitar alguma ideia da verdade sem experimentá-la é como uma pintura de um bolo no papel que você não pode comer”.

Shunryu Suzuki.

RESUMO

Apesar da ampla utilização de processos clássicos ligados à formação de elementos de alta energia, o entendimento de todo o processo de formação dos tempestitos e das estratificações do tipo *hummocky* (HCS) ainda carece de análises e informações. Os estudos mais recentes sobre tempestitos têm mostrado amplas possibilidades de configurações de HCS, tanto em modelos clássicos e simples, até modelos mais complexos e compostos. A dificuldade na interpretação dos tempestitos e HCS se dá principalmente devido às limitações na observação em campo e em testemunhos, pois são geralmente restritas à visualização vertical e lateral dos afloramentos, carecendo de uma perspectiva regional da bacia que evidencie a relação de fácies distais e proximais destes. Além disso, os experimentos de modelos de fluxo em escala reduzida não permitem uma reprodução fidedigna dos processos deposicionais e das configurações do acamamento. Outro fator que dificulta a interpretação é o registro de estruturas do tipo HCS em ambientes modernos, pois na grande maioria dos casos não podem ser observadas diretamente. Portanto, praticamente não há análogos atuais para grandes formas de leito dos tempestitos e sucessões dominadas por HCS. Ademais, as morfologias das estruturas contemporâneas são geralmente pequenas para se gerar uma conclusão sólida a respeito da identificação de HCS. Geralmente, a descrição da variabilidade das intra-fácies de HCS são negligenciadas, o que atrapalha o desenvolvimento de um novo modelo deposicional. Tal fato, aliado à hipótese de que as estruturas HCS são fruto de provavelmente mais de um mecanismo de deposição, torna o processo mais difícil de ser avaliado. Portanto, este trabalho propõe o estudo da formação de tempestitos e HCS com o intuito de compreender os mecanismos envolvidos na gênese e faciológica. Em vista disso, foram realizados levantamentos de seção de alta frequência e interpretações de ortofotomoisais das exposições laterais da Formação Teresina (Permiano Superior), localizada no sul da Bacia do Paraná. Essa unidade está incluída no Grupo Passa Dois e é frequentemente associada ao período de continentalização devido à restrição da circulação das águas entre o interior da Bacia do Paraná e o oceano Panthalassa. Após a interpretação faciológica, o afloramento foi categorizado em três intervalos, de acordo com a condição hidrodinâmica dominante. O intervalo inferior é dominado por fluxos oscilatórios, o central por fluxos combinados de domínio oscilatório e o intervalo superior por fluxos combinados com grande influência de fluxos unidirecionais. Observou-se uma tendência de maior intensidade de fluxos unidirecionais para o topo da sequência.

Palavras-Chave: Formação Teresina, tempestitos, estratificação cruzada *hummocky*, estratificação cruzada *swaley*, Bacia do Paraná.

ABSTRACT

Despite the wide use of classic processes to understand high-energy elements' formation, the comprehension of the full formative process of tempestites and hummocky cross-stratification (HCS) still lacks analysis and information. Recent investigations have shown wide configuration possibilities for HCS, both for classic and simple to more complex and composite models. The major difficulty on tempestites and HCS interpretation is given mainly due to limited field and sample observation. Because it is generally restricted to vertical and lateral visualization of outcrops and boreholes, lacking a regional basin perspective that evidences the relationship of distal and proximal facies of these deposits. Besides that, small-scale flow model experiments do not allow a faithful reproduction of depositional processes and bed configurations. Another issue that impacts the interpretation is the lack of HCS-like structures in the modern record, as they cannot be observed directly in the vast majority of cases. Therefore, analogs for such big bedforms of tempestites and HCS successions are nearly non-existent. Also, the current bed morphologies are generally small to make a solid conclusion regarding HCS identification. Usually, the description of intra-facies variability of HCS is neglected, which hinders the development of a new depositional model. This fact, coupled with the hypothesis that HCS structures are probably products of more than one depositional mechanism, makes the process even harder to evaluate. Thus, this work proposes the study of the control processes of tempestites and HCS, aiming to comprehend the mechanisms involved in the genesis and faciology of these. With this purpose, high-frequency surveys and orthophotography interpretation of lateral exposures have been made using outcrops from the Teresina Formation (Upper Permian) located in the southern Parana Basin. This unit is included in the Passa Dois Group and frequently related to a continentalization interval due to the restriction to water incursions between the inner Parana Basin and the Panthalassa Ocean. After facies interpretation, the outcrop was categorized into three intervals according to the dominant hydrodynamic condition. The lower interval is dominated by oscillatory flows, the central interval by combined flows of an oscillatory domain, and the upper interval by combined flows with the great influence of unidirectional flows. Thus, it was observed a tendency of more intense unidirectional flows to the top of the sequence.

Key-Words: Teresina Formation, tempestites, hummocky cross-stratification, swaley cross-stratification, Parana Basin.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1:** Localização e contextualização da Fm. Teresina na Bacia do Paraná. Base de dados: (IBGE, 2019; CPRM, 2018; Alaska Satellite Facility (ASF), 2018). Datum: SIRGAS 2000. Carta: Aceguá SH.21-Z-D-VI. (A) Mapa de localização do Brasil na América do Sul, com detalhe na distribuição de Supersequências da Bacia do Paraná com ênfase na região sul do Brasil. (CPRM, 2018; IBGE, 2019; Autor, 2021). (B) Mapa geológico de detalhe da área de interesse com localização do afloramento. Coordenadas geográficas do ponto TRS-001: (31°38'18.82"S; 54° 9'0.56"O). Pseudo relevo com exagero vertical de 5 vezes. (CPRM, 2018; IBGE, 2019; ASF, 2020; Autor, 2021). (C) Carta cronoestratigráfica da porção S-SE da Supersequência Gondwana I. O corte da carta é orientado na direção N-NW. Modificado de Milani et al. (2007) após Kern et al. (2021). 22
- Figura 2:** Escala textural de Powers (1953) que classifica grãos de acordo com seus diferentes graus de angulosidade e esfericidade. Extraído de Powers (1953)..... 23
- Figura 3:** Sistema de nomenclatura de litofácies proposto por Miall (1996). Sendo “S” correspondente à arenito (Sandstone) e “m” a maciço (massive). Autor (2021). 24
- Figura 4:** Escala de tamanho de grão proposta por Udden-Wentworth para sedimentos siliciclásticos: o diâmetro dos grãos é dado em milímetros e valores de phi correspondem ao \log_2 do diâmetro do grão. Tradução: Boulder - Matação, Cobble - Bloco, Pebble - Seixo, Granule - Grânulo, Very coarse sand - Areia muito grossa, Coarse sand - Areia grossa, Medium sand - Areia média, Fine sand - Areia fina, Coarse silt - Silte grosso, Medium silt - Silte médio, Fine silt - Silte fino, Very fine silt - Silte muito fino, Clay - Argila, Gravel - Cascalho, Conglomerate - Conglomerado, Sand - areia, Sandstone - Arenito, Mud - Lama, Mudrock - Lamito. Extraído de Nichols (2009). 25
- Figura 5:** Elementos essenciais de uma folha de seção colunar. A folha de campo geralmente contém variações como colunas dedicadas para número de amostras, fotografias, dados estruturais e descrições. Modificado de Coe (2010)..... 26
- Figura 6:** Princípios da geração de uma estereo ortofoto. Modificado de Pyka; Słota; Twardowski (2012). 27
- Figura 7:** Possíveis causas da distorção. Na ilustração da esquerda, as linhas paralelas representam linhas verticais na face do afloramento, enquanto a linha tracejada representa uma reta. A ilustração “a” representa um posicionamento ideal com plano focal paralelo à face do afloramento. Em contrapartida, “b” e “c” indicam distorções de perspectiva causada pelo posicionamento irregular da câmera em relação à face do afloramento. Extraído de Wizevich (1992) após modificação de Souza (2012). 28

Figura 8: A real direção de mergulho dos planos não pode ser determinada a partir de uma única face vertical (A ou B). Portanto, a direção verdadeira pode ser obtida por duas medidas de mergulho aparente nos planos A e B ou aferindo diretamente no plano T . Extraído de Nichols (2009).	29
Figura 9: Exemplo de diagrama de roseta utilizado para representar dados de paleocorrente. O exemplo “b” indica um fluxo preferencial para sudoeste. Extraído de Nichols (2009).	30
Figura 10: Direções de paleofluxo podem ser dadas em coordenadas x e y para obtenção de uma direção média representada pela reta “r”. Extraído de Nichols (2009).	31
Figura 11: Reconstrução paleogeográfica da plataforma durante a deposição da Fm. Teresina (Kern <i>et al.</i> , 2021). Extraído de Kern <i>et al.</i> (2021).	37
Figura 12: Modelo hipotético de distribuição de microfácies na Formação Teresina. Extraído de Ng <i>et al.</i> (2019).	38
Figura 13: Carta biocronoestratigráfica do Grupo Passa Dois (Lucas & Shen, 2018; Neves <i>et al.</i> , 2014; Taboada <i>et al.</i> , 2016; Simões <i>et al.</i> , 2017; Christiano-de-Souza <i>et al.</i> , 2014; Mori <i>et al.</i> , 2012; Rohn, 1994; Mezzalira, 2016; Ng <i>et al.</i> , 2019). Extraído de Ng <i>et al.</i> (2019).	39
Figura 14: Diagramas ilustrando padrões de circulação geostrófica influenciadas por tempestade. A figura “A” mostra uma seção vertical perpendicular à costa, ilustrando a configuração da circulação geostrófica induzida por tempestades. A figura “B” mostra o efeito de Coriolis sobre a circulação. A figura “C” mostra que a força da gravidade é menor do que a pressão e não afeta significativamente a trajetória do fluxo de fundo. Como mostrado nas figuras “D” e “E” a configuração da circulação pode ser dividida em três regiões, das quais a superior é turbulenta e se torna normal à costa. Extraído de Duke (1990).	40
Figura 15: Perfil onshore-offshore de uma plataforma continental. O perfil “A” representa uma rampa em condições de tempo bom. Neste cenário há transporte de sedimentos em direção à praia, com baixa oscilação e interação de ondas com o fundo. A concentração de sedimentos em suspensão é baixa, sendo alta somente na zona de quebra de ondas (na praia). O perfil “B” retrata uma rampa em condições de tempestade. Neste caso há transporte de sedimentos em direção à jusante da bacia, com alta velocidade de oscilação de ondas e interação com o fundo desde o Shoreface até o nível de base de tempestade. Concentrações de sedimento em suspensão são altas em direção ao offshore. Extraído de Dumas & Arnott (2006).	41
Figura 16: Modelo de estratificação cruzada hummocky e suas superfícies de 1 ^a , 2 ^a , e 3 ^a ordem. Modificado de Morsilli & Pomar (2012) após Harms <i>et al.</i> (1975) e Cheel (2003).	42
Figura 17: Ilustração conceitual de HCS simples (A) e complexas (B). Extraído de Jelby <i>et al.</i> , 2020.	42

Figura 18: A ilustração superior retrata a sequência idealizada para HCS desenvolvida por Dott & Burgeois (1982). Já a ilustração inferior representa as variações mais frequentemente encontradas, sendo as duas sequências da esquerda mais comuns. Mais informações no texto. Extraído de Dott & Burgeois (1982).	44
Figura 19: Exemplos de sequências amalgamadas. As duas da esquerda são mais comuns. Extraído de Dott & Burgeois (1982).	45
Figura 20: Esquemática de eventos deposicionais proposta por Duke et al. (1991). Extraído de Duke et al. (1991).	46
Figura 21: Diagrama ternário representando um modelo preditivo genético de estratificação e de <i>sole marks</i> de acordo com a natureza do fluxo em condições de tempestade. As extremidades do ternário representam fluxo induzido por densidade, puramente oscilatório e geostrófico. Ver texto para discussão acerca de cada campo do diagrama. Modificado de Myrow & Southard (1996).	49
Figura 22: Esquemática de fluxos hiperpicnais vs hipopicnais. Em “A” observa-se uma pluma hiperpicnal de origem fluvial no talude de gradiente maior que 0.7°. Já em “B”, em um talude de menor gradiente (< 0.3°), ondas ou marés são necessárias para geração de fluxos hiperpicnais. Vale ressaltar que plumas hipopicnais também podem colapsar e alimentar fluxos hiperpicnais. Extraído de Bhattacharya & McEachern (2009).	49
Figura 23: Modelo de fácies dos tempestitos da Formação Rurikfjellet no arquipélago de Svalbard (Noruega), indicando a distribuição proximal-distal dos tipos de tempestitos determinados por Jelby et al. (2020).	50
Figura 24: Modelo poligenético de Jelby et al. (2020). Este consiste em configurações simples e complexas para HCS controladas pela influência de oscilações relativamente estáveis e altamente instáveis, baseadas em fluxos hiperpicnais e correntes de downwelling relacionadas à configuração da costa. Esses processos são representados por uma versão modificada e estendida do diagrama ternário proposto por Myrow & Southard (1996), no qual seis modelos preditivos de HCS e SCS são classificados com base no fluxo formativo. Desta forma, relaciona-se o tempestito Tipo 1 a um fluxo relativamente estável, o tempestito Tipo 2 a um fluxo altamente instável e tempestito Tipo 3 a hiperpicnitos modificados por onda. As curvas de fluxo representam a configuração vertical em função da velocidade (U) do fluxo oscilatório (U _o) e unidirecional (U _u) através do tempo (t). A configuração 1 ilustra o arranjo de fácies dentro de toda a camada de tempestito da base ao topo. Em contrapartida, as configurações de 2 a 6 ilustram apenas HCS em seções 3D com a finalidade de enfatizar a distribuição esporádica interna de ripples. Nota-se também várias ripples internas e estruturas de deformação em	

sedimentos pouco competentes (SSDS) nas configurações 3, 4, e 6, bem como uma laminação quase-planar nas configurações 4 e 6. Extraído de Jelby et al. (2020).....	53
Figura 25: Modelo de folha de seção utilizada em campo. Extraído de Souza (2012).	58
Figura 26: Seção colunar digitalizada a partir dos dados adquiridos no trabalho de campo (Autor, 2021).	59
Figura 27: Intervalo inferior do afloramento dominado por fluxo oscilatório. A imagem “A” mostra a presença de vortex-ripples com laminação de baixo ângulo, decantação de finos no topo e indicadores de fluxo unidirecional (<i>sole marks</i>). A imagem “B” mostra a agradação e decantação de finos no topo de uma HCS (Autor, 2021).	63
Figura 28: Formas de ripples de onda: rolling grain ripples são produzidas quando o movimento oscilatório é somente capaz de mover grãos na superfície da camada, enquanto que as vortex-ripples são formadas por ondas de alta energia (sensu Nichols, 2009). Extraído de Nichols (2009).	64
Figura 29: Intervalo central do afloramento dominado por fluxos combinados. (A) Ênfase no trecho central do intervalo, onde predominam as fácies Sct e Scs amalgamadas. (B) Zoom e interpretação da associação de fácies da parte superior do intervalo central. (C) representa o detalhe da fácies Shm e (D) apresenta o detalhe da fácies Ht (Autor, 2021).	66
Figura 30: Intervalo central e superior. No intervalo superior há domínio de fluxo combinados com grande influência da componente unidirecional. (A) Zoom e interpretação da porção do fotomosaico correspondente à transição entre o intervalo central e superior. A fotografia “A” representa a face leste do corte de estrada, sendo correspondente direta da imagem “B” da Fig. 28 , que fica no lado oeste. (B) Detalhe da relação entre a fácies Shm e Sl. (C) Ripples oscilatórias (vortex-ripples). (D) Detalhe das fácies Shm, Sw e Sl contidas no intervalo superior do afloramento. (E) Detalhe do arenito maciço com intraclastos lamosos do intervalo superior (Autor, 2021).	68

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Descrição faciológica das litofácies levantadas em campo (Autor, 2021).	60
--	----

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ASF – *Alaska Satellite Facility*

cm – Centímetros

E – Leste

E.g. – *Exempli gratia* (“por exemplo”)

Et al. – *Et alia* (“e outros”)

Fig. – Figura

Fm. – Formação

FWWB – *Fair-Weather Wave Base*

HCS – *Hummocky cross-stratification*

km – Quilômetros

m – Metros

Ma – Milhões de anos

N – Norte

NE – Nordeste

NW – Noroeste

S – Sul

SCS – *Swaley cross-stratification*

SE – Sudeste

SSDS – *Soft Sediment Deformation Structures*

SW – Sudoeste

SWB – *Storm Wave Base*

T-R – Transgressivo-Regressivo

TRS - 001 – Ponto Teresina 001

W – Oeste

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	19
2. OBJETIVOS	20
2.1 Objetivos específicos	20
3. JUSTIFICATIVA	21
4. ÁREA DE ESTUDO.....	21
5. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	23
5.1 Teoria dos métodos e técnicas	23
5.1.1 Análise faciológica	23
5.1.2 Levantamento de seções colunares	24
5.1.3 Ortofotomosaicos	26
5.1.4 Análise de paleocorrentes	28
5.2 Trabalhos anteriores aplicados na Fm. Teresina	31
5.3 Trabalhos anteriores aplicados a Tempestitos	39
5.3.1 Características e feições diagnósticas	39
5.3.2 Discussões sobre tipos de fluxo e a gênese das <i>hummockys</i>	43
6. MATERIAIS E MÉTODOS.....	52
6.1 Levantamento bibliográfico.....	52
6.2 Trabalho de campo	54
6.3 Análise faciológica	54
6.4 Perfis colunares	55
6.5 Fotomosaicos	55
6.6 Análise de paleocorrentes	55
7. RESULTADOS E INTERPRETAÇÃO	56
7.1 Seção colunar.....	56
7.2 Descrição faciológica	56
7.4 Modelo deposicional e Arquitetura faciológica	61
7.4.1 Intervalo inferior (0,00 m a 8,50 m)	61

7.4.2 Intervalo central (8,50 m a 15,60 m)	62
7.4.3 Intervalo superior (15,60 m a 19,70 m)	62
7.5 Variações hidrodinâmicas ao longo dos três intervalos:	64
8. CONCLUSÕES.....	67
REFERÊNCIAS	69

1. INTRODUÇÃO

Durante eventos de tempestade as condições hidrodinâmicas nos oceanos se amplificam, podendo acarretar no transporte de sedimento do *Shoreface* para a plataforma, resultando na deposição de formas de leito denominadas tempestitos (Snedden *et al.*, 1988; Snedden & Nummedal, 1991; Walker, 1992; Myrow, 1992; Héquette & Hill, 1993; Jelby *et al.*, 2020). Por muitas décadas tem se debatido sobre os mecanismos responsáveis pela gênese e variabilidade de fácies em tempestitos, principalmente em relação aos processos envolvidos na formação de estratificação cruzada *hummocky* (HCS; Campbell, 1966; Bourgeois, 1980; Dott & Bourgeois, 1982; Swift *et al.*, 1983; Allen, 1985; Duke, 1985; Nøttvedt & Kreisa, 1987; Leckie & Krystinik, 1989; Southard *et al.*, 1990; Cheel, 1991; Duke *et al.*, 1991; Myrow & Southard, 1996; Dumas & Arnott, 2006; Quin, 2011; Morsilli & Pomar, 2012; Jelby *et al.*, 2020).

O termo *hummocky cross-stratification* (HCS) foi introduzido formalmente em 1975 por Harms *et al.* (1975). Por se tratar de um elemento diagnóstico de deposição durante eventos de tempestade, é considerada uma importante estrutura sedimentar formada na plataforma pela interação das ondas de tempestade com o fundo (Harms *et al.*, 1975). Tal forma apresenta como características diagnósticas formas convexas denominadas *hummocks* e côncavas denominadas *swales*, geralmente de baixo ângulo de mergulho $<15^\circ$, sem orientação preferencial e compostas principalmente por sedimentos de granulometrias que variam de silte grosso à areia fina (Dott & Bourgeois, 1982; Jelby *et al.*, 2020).

Ainda que existam muitas informações e modelos preditivos relacionados à formação de tempestitos (Campbell, 1966; Bourgeois, 1980; Dott & Bourgeois, 1982; Swift *et al.*, 1983; Allen, 1985; Duke, 1985; Nøttvedt & Kreisa, 1987; Leckie & Krystinik, 1989; Southard *et al.*, 1990; Cheel, 1991; Duke *et al.*, 1991; Myrow & Southard, 1996; Dumas & Arnott, 2006; Quin, 2011; Morsilli & Pomar, 2012; Jelby *et al.*, 2020), o entendimento de todo o processo de formação - e mais precisamente das estratificações do tipo HCS - ainda demanda informações e análises para maior compreensão (Jelby *et al.*, 2020). Projetos recentes acerca de tempestitos têm apresentado uma gama de possibilidades de configurações de HCS, tanto para modelos clássicos e simples quanto para modelos mais complexos e compostos (Jelby *et al.*, 2020). Os fatores limitantes à interpretação são principalmente relacionados: (1) às limitações na observação em campo e em testemunhos, pois são geralmente restritas à visualização vertical e lateral dos afloramentos, carecendo de uma perspectiva regional da bacia que evidencie a relação de fácies distais e proximais destes (Brenchley *et al.*, 1986; Jelby *et al.*, 2020); (2) aos

experimentos de modelos de fluxo em escala reduzida, que apesar de contribuírem muito para a compreensão da deposição, ainda não permitem uma reprodução fiel dos processos deposicionais e das configurações do acamamento (Dumas & Arnott, 2006; Jelby *et al.*, 2020); e (3) ao registro atual de estruturas do tipo HCS em plataformas modernas, pois, na grande maioria dos casos, não podem ser observadas diretamente. Por conta disso, praticamente não há análogos para grandes formas de leito de tempestitos e sucessões dominadas por HCS (Myrow & Southard, 1996; Jelby *et al.*, 2020). Ademais, as morfologias dos leitos atuais são geralmente muito pequenas para se gerar uma conclusão sólida a respeito da identificação de HCS (Quin, 2011; Jelby *et al.*, 2020). Usualmente, a maioria dos modelos já estabelecidos não se comprometem com uma descrição detalhada da variabilidade de fácies de HCS (Myrow, 1992; Jelby *et al.*, 2020). Tal fato, aliado à hipótese de que as estruturas HCS são fruto de provavelmente mais de um mecanismo de deposição, torna o processo mais difícil de ser avaliado.

Em vista disso, este trabalho busca realizar um estudo sobre a arquitetura faciológica e os mecanismos envolvidos na formação dos tempestitos da Fm. Teresina (Schneider *et al.*, 1974), para que desta forma, possa-se compreender melhor os processos deposicionais. Esta formação compreende um intervalo associado à transição de um ambiente marinho raso para continental, durante o Permo-Triássico, no interior da Bacia do Paraná (Milani, 1997; Milani *et al.*, 2007). Isto posto, serão utilizados afloramentos da Fm. Teresina, inclusa no Grupo Passa Dois, situados na porção sul da Bacia do Paraná. Através da interpretação de ortofotomosaicos das excelentes exposições laterais, bem como uma análise faciológica de detalhe, compondo seções colunares na escala de 1:50, espera-se como resultado deste trabalho: um modelo faciológico para tempestitos da Fm. Teresina que indique os tipos de fluxo envolvidos na deposição.

2. OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo principal caracterizar e classificar, em alto detalhe, as fácies nos tempestitos da Fm. Teresina, buscando compreender a dinâmica deposicional de tempestitos.

2.1 Objetivos específicos

Especificamente, pretende-se:

-Analisar a arquitetura faciológica de tempestitos em alto detalhe na escala de 1:50;

- Interpretar ortofotos do afloramento a fim de compreender melhor a geometria do depósito;
- Integrar todos os dados adquiridos e comparar com modelos deposicionais pré-existentes;
- Entender os fatores que controlam a deposição e preservação dos tempestitos da Fm. Teresina;
- Categorizar os tipos de tempestitos presentes na Fm. Teresina de acordo com sua natureza hidrodinâmica;
- Acrescentar na discussão sobre a gênese dos tempestitos e agregar na discussão e compreensão do preenchimento e paleogeografia da Bacia do Paraná.

3. JUSTIFICATIVA

O presente estudo se faz necessário devido à escassez de dados relacionados à interpretação dos processos sedimentares contidos nos depósitos da Fm. Teresina, na qual levantamentos faciológicos de alto detalhe nunca foram realizados. Os depósitos da Fm. Teresina podem ser importantes na discussão sobre a natureza dos mecanismos hidrodinâmicos envolvidos na geração de tempestitos. Geralmente, a descrição da variabilidade das intra-fácies de tempestitos e HCS são negligenciadas, o que atrapalha o desenvolvimento de um novo modelo deposicional. Ademais, uma vez que fatores deposicionais são responsáveis pela variabilidade faciológica da Fm. Teresina e alteram, assim, as propriedades petrofísicas das rochas, torna-se importante uma investigação detalhada que vise a caracterização da arquitetura faciológica e busque estabelecer critérios preditivos para a exploração de reservatórios análogos à Fm. Teresina.

4. ÁREA DE ESTUDO

A Fm. Teresina estende-se pela margem leste da Bacia do Paraná, compreendendo, de norte a sul, os estados de São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul (**Fig. 1A**). A região de interesse desta investigação está localizada na parte gaúcha da Formação, presente no centro-sul do estado do Rio Grande do Sul (**Fig. 1B**). A região é caracterizada pelo domínio de coxilhas de relevo suave, típico dos pampas gaúchos, com altitude variando de 100 a 200 metros. Para o presente trabalho, foi selecionado um afloramento (TRS-001) em corte de estrada na BR-153, no município de Aceguá-RS [31°38'S; 54°09'W / Zona 21J (770284 m E; 6496098 m N)]. A partir da capital (Porto Alegre-RS), o ponto pode ser acessado seguindo a BR-290 sentido oeste, tomando em seguida a BR-153 na altura do município de Caçapava do Sul no sentido sul, passando por Bagé-RS e por fim chegando ao afloramento.

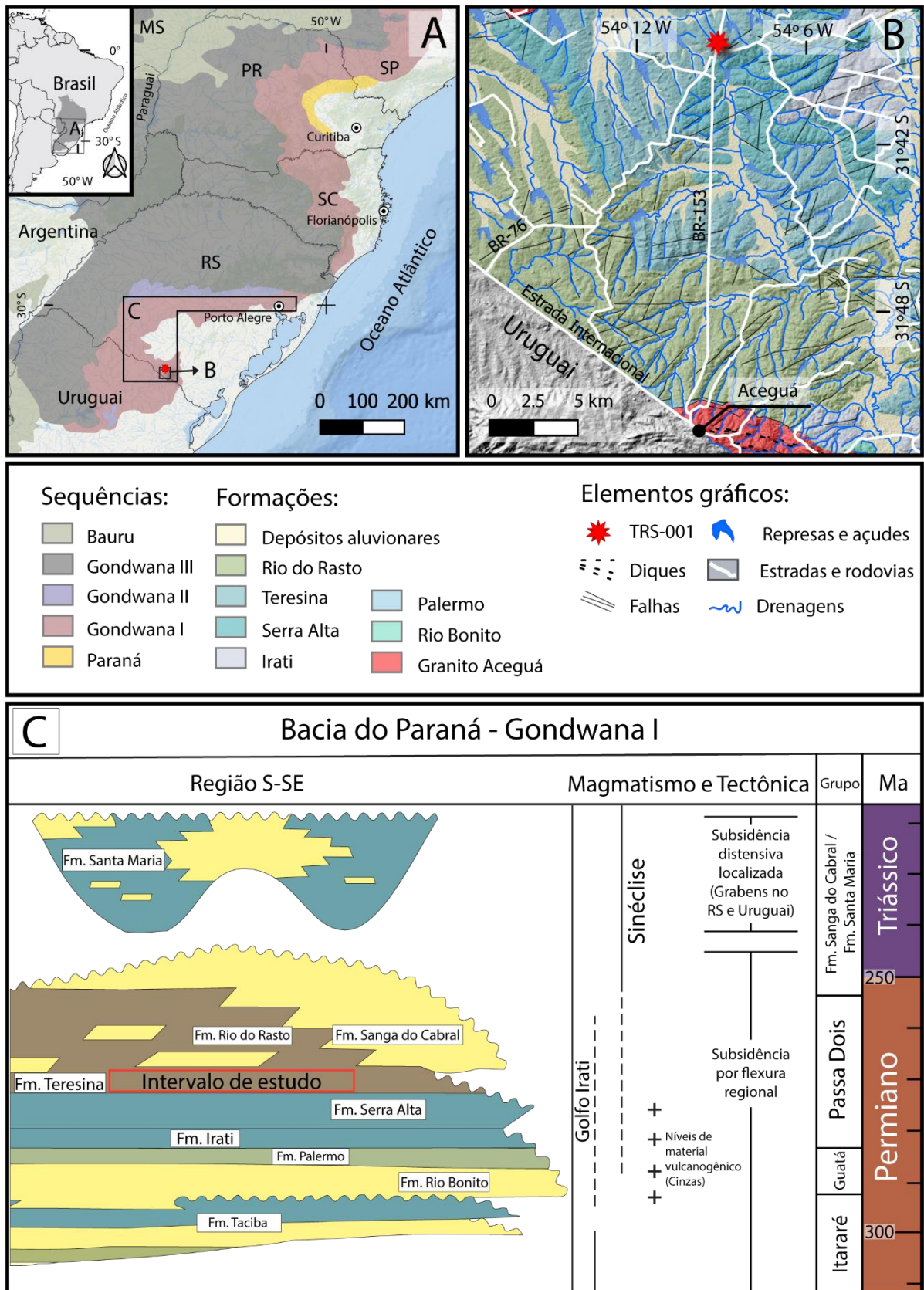


Figura 1: Localização e contextualização da Fm. Teresina na Bacia do Paraná. Base de dados: (IBGE, 2019; CPRM, 2018; Alaska Satellite Facility (ASF), 2018). Datum: SIRGAS 2000. Carta: Aceguá SH.21-Z-D-VI. (A) Mapa de localização do Brasil na América do Sul, com detalhe na distribuição de Supersequências da Bacia do Paraná com ênfase na região sul do Brasil.

(CPRM, 2018; IBGE, 2019; Autor, 2021). (B) Mapa geológico de detalhe da área de interesse com localização do afloramento. Coordenadas geográficas do ponto TRS-001: (31°38'18.82"S; 54° 9'0.56"O). Pseudo relevo com exagero vertical de 5 vezes. (CPRM, 2018; IBGE, 2019; ASF, 2020; Autor, 2021). (C) Carta cronoestratigráfica da porção S-SE da Supersequência Gondwana I. O corte da carta é orientado na direção N-NW. Modificado de Milani *et al.* (2007) após Kern *et al.* (2021).

5. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

5.1 Teoria dos métodos e técnicas

5.1.1 Análise faciológica

De acordo com a definição de Reading & Levell (1996), uma fácies sedimentar é um corpo rochoso com características específicas que refletem as condições de formação da rocha. A descrição faciológica de uma rocha envolve o registro de atributos litológicos, texturais, estruturais e fossilíferos que são essenciais para interpretação e determinação de processos envolvidos na deposição (Reading & Levell, 1996). A análise textural pode ser realizada a partir da escala textural de Powers (1953), que correlaciona grau de arredondamento e esfericidade (**Fig. 2**). Os graus de esfericidade e arredondamento são dados em função do mecanismo de transporte da partícula (tração ou arrasto, saltação e rolamento) (Powers, 1953).

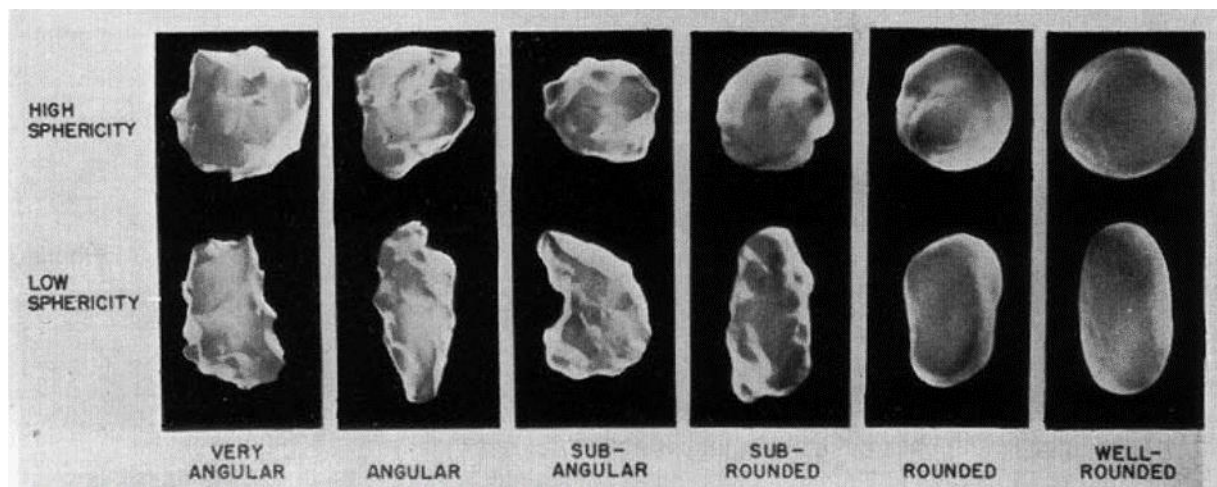


Figura 2: Escala textural de Powers (1953) que classifica grãos de acordo com seus diferentes graus de angulosidade e esfericidade. Extraído de Powers (1953).

As litofácies podem ser classificadas de acordo com a nomenclatura proposta por Miall (1996) para sistemas fluviais, sendo a primeira letra - maiúscula - referente ao tamanho de grão dominante, e a segunda letra - minúscula - à estrutura ou textura (**Fig. 3**). As diferentes litofácies podem ser compiladas em associações de fácies, caracterizando subambientes deposicionais e implicando em um significado genético dentro de sistemas deposicionais definidos (Miall, 1996). Segundo Collinson (1969), uma associação de fácies é um conjunto de fácies geneticamente relacionadas entre si, as quais apresentam semelhanças no ambiente deposicional (Collinson, 1969; Souza, 2012). Em vista disso, o reconhecimento de associações

de fácies possibilita estabelecer uma combinação de processos dominantes. Desta forma, é possível associar ambientes deposicionais às associações de fácies (Nichols, 2009).

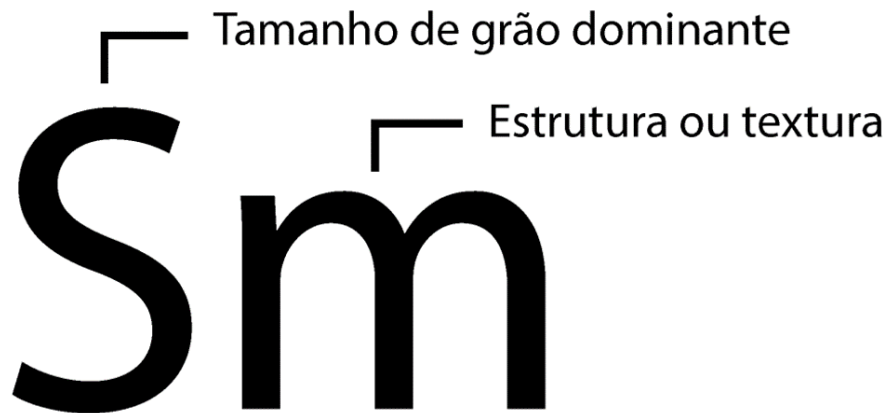


Figura 3: Sistema de nomenclatura de litofácies proposto por Miall (1996). Sendo “S” correspondente à arenito (Sandstone) e “m” a maciço (massive). Autor (2021).

5.1.2 Levantamento de seções colunares

De acordo com Coe (2010), o levantamento de seções colunares consiste em uma técnica de representação resumida de todos os dados coletados em sucessões rochosas. Este método apresenta muitas vantagens, principalmente por resumir um grande volume de dados de forma sucinta. Também promove uma noção imediata do padrão deposicional da sucessão, além de permitir fácil correlação entre seções de idades similares em diferentes lugares. Apesar de existirem muitas variações na formatação das seções colunares, com o intuito de atender melhor objetivos específicos de estudo, existem várias convenções estabelecidas que devem ser seguidas em todos os levantamentos. Segundo Coe (2010), essas convenções consistem em:

Escala vertical - Representa a espessura cumulativa acima de um *datum* estabelecido na exposição, no qual a espessura aumenta para cima em relação ao *datum* (exceto para representação em poço, onde o registro é feito abaixo do *datum*). Dependendo da escala de observação, os perfis colunares representam sucessões que variam de poucos centímetros a muitos metros de espessura.

Escala horizontal - Para depósitos siliciclásticos, esta escala sempre representará a granulometria da rocha, proposta por Wentworth (1922) (**Fig. 4**), da qual pode-se inferir a velocidade da corrente e suspensão de sedimentos. Normalmente o tamanho de grão é representado no sentido crescente da esquerda para a direita, do mais fino para o mais grosso (**Fig. 5**). No caso das deposições carbonáticas, a granulometria é dada em função de fatores biológicos que estão além da energia de fluxo. No entanto, segue a mesma regra de representação das siliciclásticas, divergindo somente em nomenclatura.

Litologia - O tipo de rocha geralmente é representado por elementos gráficos, tais como pontos para representar arenitos e blocos para carbonáticas.

Estruturas sedimentares - As estruturas podem ser representadas tanto por símbolos convencionais referentes às mesmas ou por croquis em escala.

Demais informações - Nesta categoria, se enquadram a nomenclatura de fácies, fósseis, zonas bioestratigráficas, informações de amostras e fotografias, números de camadas, dados de paleocorrente e de estratigrafia de seqüências. Estes dados são geralmente inseridos em colunas adjacentes ao perfil colunar.

Ordem estratigráfica - Recomenda-se fazer o registro da unidade rochosa na caderneta de campo, com anotações sobre as unidades sobrepostas. Esta medida pode ajudar a retratar graficamente os contatos.

mm	phi	Name	
256	-8	Boulders	Gravel Conglomerate
128	-7		
64	-6	Cobbles	
32	-5		
16	-4		
8	-3	Pebbles	
4	-2	Granules	Sand Sandstone
2	-1	Very coarse sand	
1	0	Coarse sand	
0.5	1	Medium sand	
0.25	2	Fine sand	
0.125	3	Very fine sand	Mud Mudrock
0.063	4	Coarse silt	
0.031	5	Medium silt	
0.0156	6	Fine silt	
0.0078	7	Very fine silt	
0.0039	8	Clay	

Figura 4: Escala de tamanho de grão proposta por Udden-Wentworth para sedimentos siliciclásticos: o diâmetro dos grãos é dado em milímetros e valores de phi correspondem ao $-\log_2$ do diâmetro do grão. Tradução: Boulder - Matação, Cobble - Bloco, Pebble - Seixo, Granule - Grânulo, Very coarse sand - Areia muito grossa, Coarse sand - Areia grossa, Medium sand - Areia média, Fine sand - Areia fina, Coarse silt - Silte grosso, Medium silt - Silte médio, Fine silt - Silte fino, Very fine silt - Silte muito fino, Clay - Argila, Gravel - Cascalho, Conglomerate - Conglomerado, Sand - areia, Sandstone - Arenito, Mud - Lama, Mudrock - Lamito. Extraído de Nichols (2009).

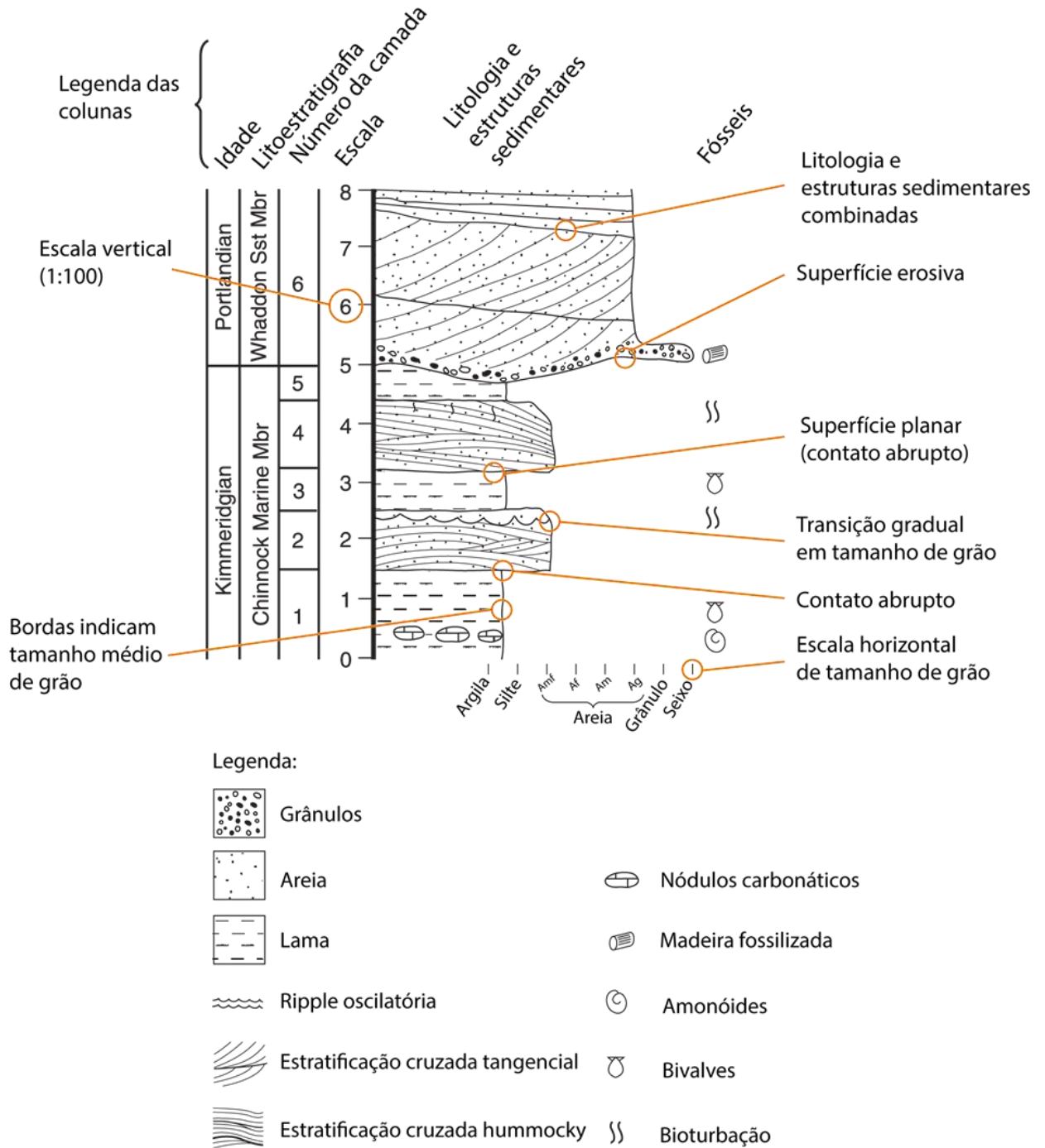


Figura 5: Elementos essenciais de uma folha de seção colunar. A folha de campo geralmente contém variações como colunas dedicadas para número de amostras, fotografias, dados estruturais e descrições. Modificado de Coe (2010).

5.1.3 Ortofotomosaicos

Conforme Southard (1958), a ortofotografia baseia-se na visualização estereográfica a partir da sobreposição de imagens em função do efeito *parallax*. A Sociedade Americana de Fotogrametria define o *parallax* como “o aparente deslocamento de um corpo em relação a um ponto ou sistema de referência, ocasionado pela mudança do ponto de observação”. Este

“aparente deslocamento” do alvo é fundamental para criar a ilusão de tridimensionalidade (**Fig. 6**).

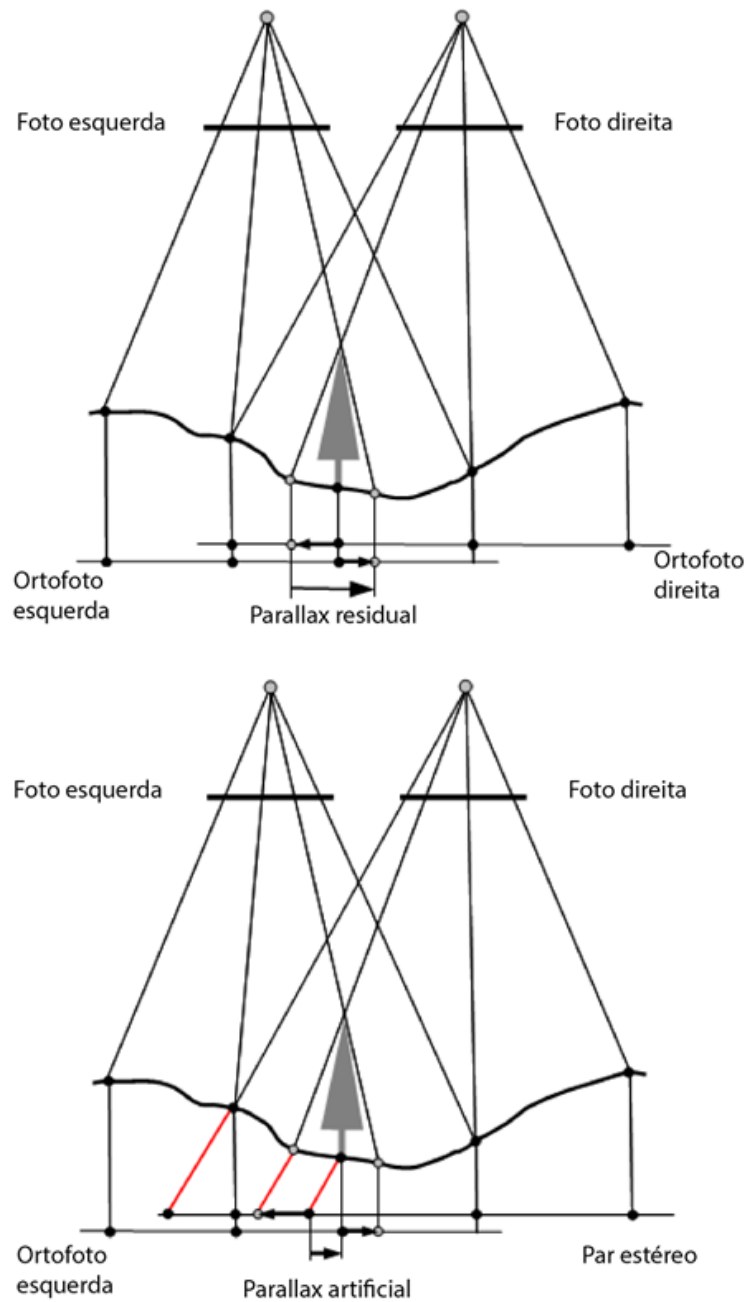


Figura 6: Princípios da geração de uma estereo ortofoto. Modificado de Pyka; Słota; Twardowski (2012).

Conforme Wizevich (1992), um ortofotomosaico consiste no princípio da sobreposição de imagens cujo objetivo é retratar, com alta fidelidade, as relações espaciais de uma área extensa em duas dimensões. Para isso, é essencial que o plano focal da câmera esteja satisfatoriamente paralelo à face do afloramento (**Fig. 7a**). Caso o plano focal esteja oblíquo em relação à face, parte do afloramento parecerá relativamente menor, este artefato é denominado de “distorção perspectiva” (**Fig. 7b e 7c**). Esta distorção pode não ser relevante se

ocorrer apenas em uma fotografia. No entanto, em um fotomosaico, a réplica do erro pode causar sérios problemas de representação da geometria do alvo. Como observado na (Fig. 7), devido à curvatura das lentes, as bordas da fotografia tendem a apresentar maior distorção. Por conta disso, cada uma das fotos deve se sobrepor, em no mínimo 60%, para garantir uma representação com menor grau de distorção ao longo do alvo fotografado. Ademais, a distância entre o alvo e o obturador deve ser constante, e a configuração do tripé deve servir de referência para as posições subsequentes ao longo do afloramento (Wizevich, 1992).

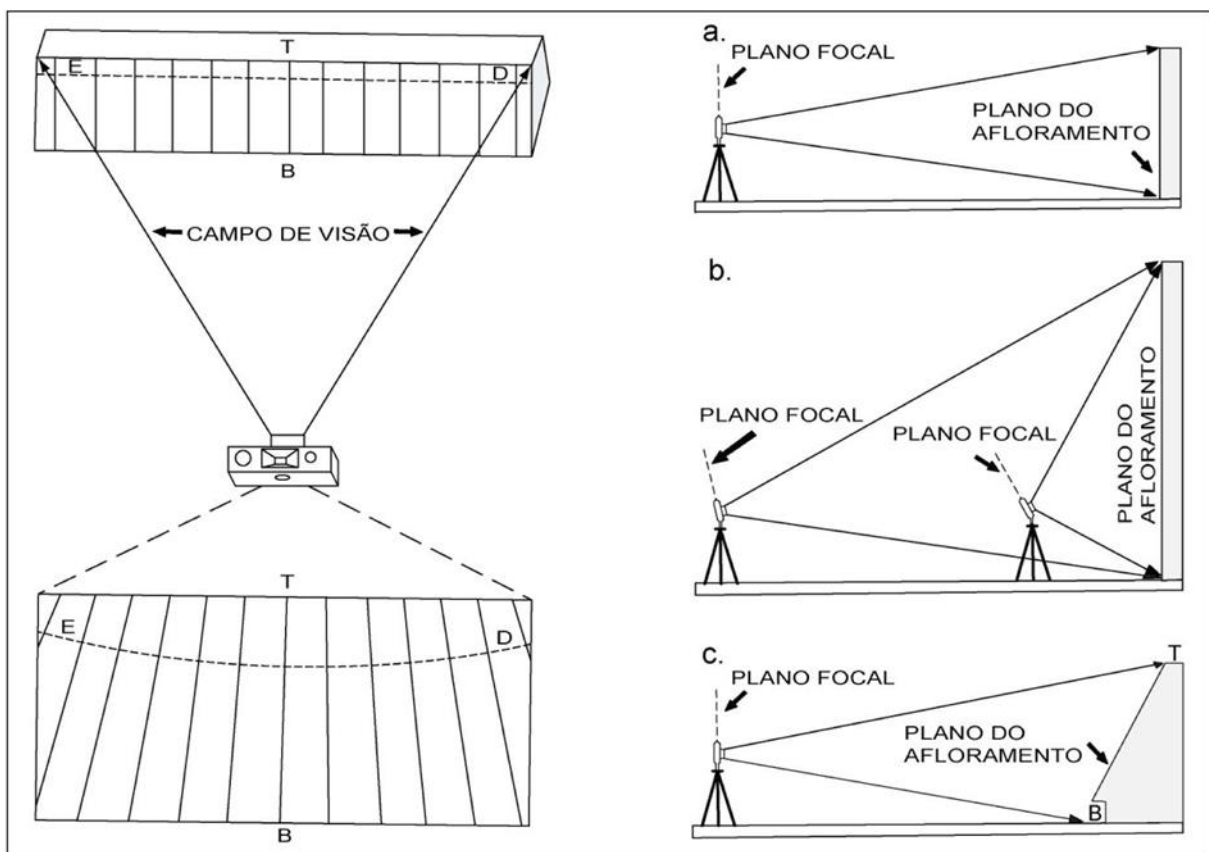


Figura 7: Possíveis causas da distorção. Na ilustração da esquerda, as linhas paralelas representam linhas verticais na face do afloramento, enquanto a linha tracejada representa uma reta. A ilustração “a” representa um posicionamento ideal com plano focal paralelo à face do afloramento. Em contrapartida, “b” e “c” indicam distorções de perspectiva causada pelo posicionamento irregular da câmera em relação à face do afloramento. Extraído de Wizevich (1992) após modificação de Souza (2012).

5.1.4 Análise de paleocorrentes

Segundo Nichols (2009), um indicador de paleocorrente é uma evidência da direção do fluxo no momento em que o sedimento foi depositado. Dados de paleofluxo são usados em análises fisiográficas e estudos de proveniência para reconstrução paleogeográfica. Este tipo de dado é normalmente coletado durante o levantamento de seções. Entretanto, vale ressaltar a importância do registro fora da seção colunar a fim de aumentar a quantidade de informações

no banco de dados (Nichols, 2009). Miall (1996) classifica indicadores de paleocorrente em dois grupos:

Indicadores unidirecionais - Estruturas que indicam o sentido do fluxo. *E.g.* Laminação cruzada, estratificação cruzada, estratificação cruzada de larga escala, imbricação de clastos e *sole marks* (Miall, 1996; Nichols, 2009).

Indicadores de direção de fluxo - Estruturas que fornecem informações apenas sobre a direção de fluxo, mas não o sentido. *E.g.* Lineações primárias de corrente, *groove casts*, orientação de clastos alongados, canais e margens de corte (Miall, 1996; Nichols, 2009).

Estruturas de paleocorrente presentes em estratificações cruzadas são as mais utilizadas para determinação de paleofluxo. Para aquisição das medidas, é necessária uma exposição da estratificação cruzada com duas faces verticais anguladas, ou uma superfície horizontal que seccione a estrutura (**Fig. 8**). É importante mencionar que: 1) O registro do tipo de paleoindicador é essencial durante a coleta de dados; 2) deve-se ter muita atenção às fácies que contêm indicadores de fluxo, pois em depósitos fluviais serão observados indicadores de fluxo com diferentes sentidos caso o dado seja coletado no canal ou no banco; 3) nem todo indicador de fluxo será representativo: *e.g.* devido a irregularidades do fluxo em um canal, uma *ripple* em uma barra pode estar orientada em qualquer direção, dificultando a interpretação. No entanto, a porção do rio abaixo da barra produzirá estratificações cruzadas com sentido de fluxo próximo ao do rio. Portanto, é importante classificar os indicadores de fluxo por “*rank*” de representatividade do fluxo (Nichols, 2009).

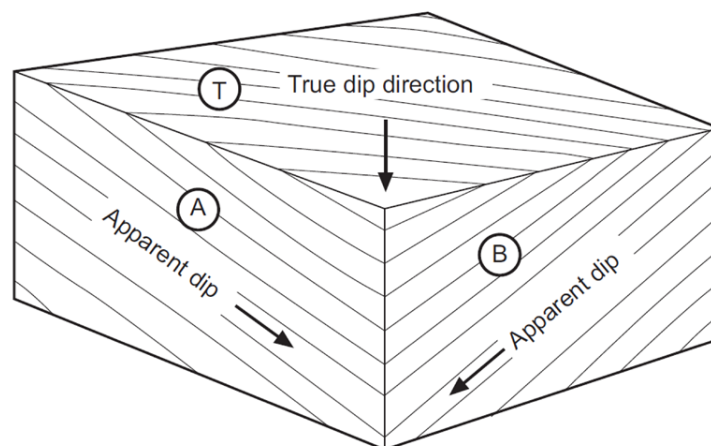


Figura 8: A real direção de mergulho dos planos não pode ser determinada a partir de uma única face vertical (A ou B). Portanto, a direção verdadeira pode ser obtida por duas medições de mergulho aparente nos planos A e B ou aferindo diretamente no plano T. Extraído de Nichols (2009).

O cálculo da média da direção de fluxo pode ser realizado manualmente com ajuda de uma calculadora, ou por *softwares* de plotagem estrutural. Após o cálculo, os valores são plotados em um diagrama de roseta (**Fig. 9**). Este diagrama consiste em um histograma circular, no qual, os dados direcionais são plotados de acordo com a frequência de ocorrência no intervalo de direção (Nichols, 2009). Ainda com base em Nichols (2009), a fim de lidar matematicamente com dados de direção, deve-se primeiramente traduzir o ângulo em coordenadas retangulares e expressar todos os valores em termos x e y (**Fig. 10**). Em função disso, para cada ângulo θ , deve-se determinar valores de x e y , onde $x = \sin \theta$ e $y = \cos \theta$. Em seguida, é realizada a soma dos valores de x para obtenção da média. O mesmo processo é aplicado à variável y . O resultado será um valor médio de direção expresso em coordenadas retangulares, com valores de x e y entre -1 e $+1$. Para $\theta = \tan^{-1}(y/x)$, o valor de θ deverá estar entre $+90$ e -90 . Com o intuito de corrigir este valor para um ângulo verdadeiro, é necessário definir em qual quadrante a média se localizará. A dispersão de dados no entorno da média calculada é proporcional ao comprimento da reta r (**Fig. 10**). Caso o final da reta acabe muito próximo ao perímetro do círculo, r assumirá um valor próximo de 1. Se a linha r for muito curta, será em função de uma grande dispersão de valores. O comprimento da linha r pode ser obtido a partir do teorema de Pitágoras: $r = \sqrt{x^2 + y^2}$ (Nichols, 2009).

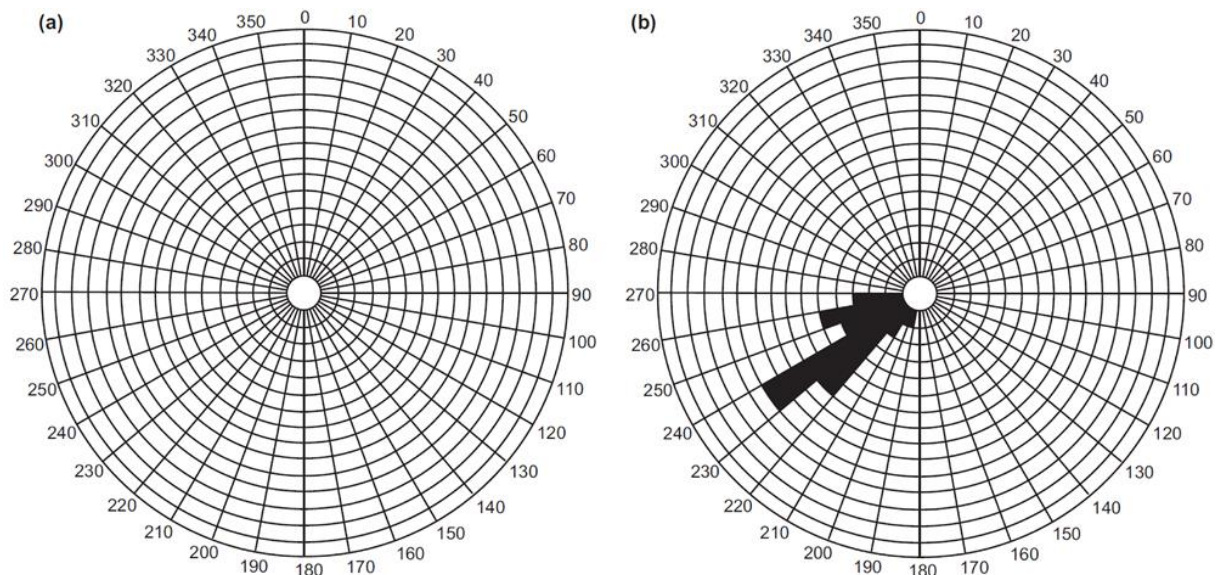


Figura 9: Exemplo de diagrama de roseta utilizado para representar dados de paleocorrente. O exemplo “b” indica um fluxo preferencial para sudoeste. Extraído de Nichols (2009).

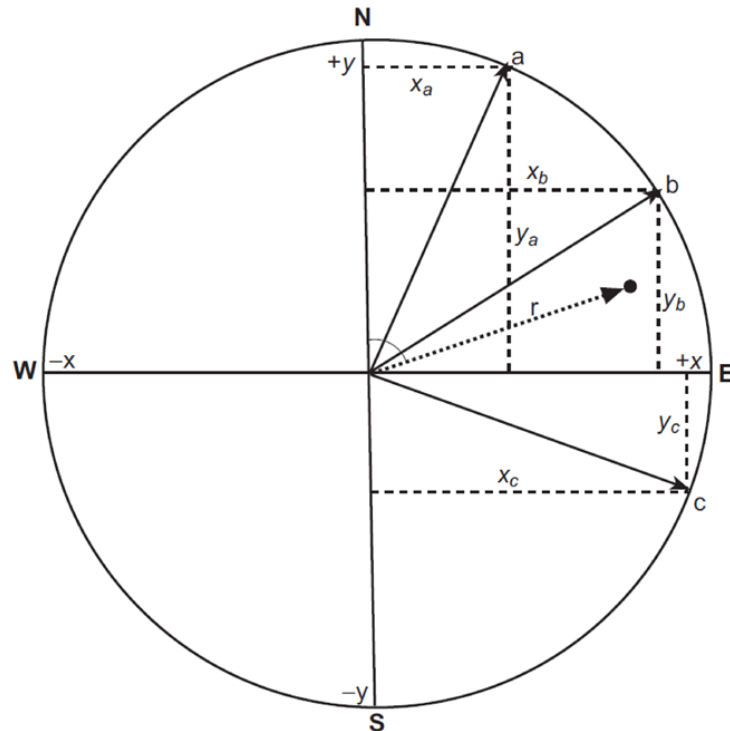


Figura 10: Direções de paleofluxo podem ser dadas em coordenadas x e y para obtenção de uma direção média representada pela reta “ r ”. Extraído de Nichols (2009).

5.2 Trabalhos anteriores aplicados na Fm. Teresina

A Bacia do Paraná consiste em uma grande bacia intracratônica situada na plataforma Sul-Americana, abrangendo as regiões Centro-Oeste, Sudeste e Sul do Brasil, o norte e noroeste do Uruguai, e porções da Argentina e Paraguai (**Fig. 1A**). A bacia cobre uma área de cerca de 1.700.000 km², com sua porção mais alongada na direção NE-SW, medindo aproximadamente 1750 km de comprimento e 900 km de largura. O preenchimento da bacia foi condicionado por ciclos tectono-eustáticos relacionados à evolução do oeste do supercontinente Gondwana durante o Paleozoico e Mesozoico (Holz *et al.*, 2010). A borda leste da Bacia do Paraná se estende do sudeste brasileiro ao Uruguai, apresentando excelentes exposições dos primeiros estágios de preenchimento, provavelmente devido à erosão pós-cretácea causada pelo soerguimento crustal associado ao rifteamento que originou o Atlântico Sul (Zanotto, 1993; Milani *et al.*, 2007).

Graças à exposição ocasionada pela erosão da margem leste, vários pesquisadores tiveram a oportunidade de documentar o registro geológico da Bacia do Paraná. Um dos trabalhos mais notáveis e precursores é o relatório de White (1908), que foi o primeiro a sistematizar estratigraficamente a Bacia do Paraná. White (1908) batizou de “camadas Estrada Nova” a sequência na qual se encontram sedimentos inclusos das atuais formações Teresina e Rio do Rasto. Posteriormente, Moraes Rego (1930) foi o primeiro a usar o termo Teresina para

se referir aos sedimentos encontrados na seção-tipo exposta na margem do Rio Ivaí, próximo à localidade de Teresa Cristina, no Paraná. Esta, que antes se chamava Teresina, serviu de inspiração para o então “Grupo Teresina” de Moraes Rego. Anos mais tarde, Schneider *et al.* (1974) batizaram esta sequência como Formação Teresina (Orlandi Filho *et al.*, 2006).

O registro estratigráfico da Bacia do Paraná pode ser classificado em seis supersequências: (1) Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), (2) Paraná (Devoniano), (3) Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), (4) Gondwana II (Meso-Neotriássico), (5) Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e (6) Bauru (Neocretáceo) (**Fig. 1A**) (Milani, 1997). A Supersequência Gondwana I, na qual a Fm. Teresina está inserida, é uma grande unidade aloestratigráfica que sucedeu um expressivo hiato deposicional na história tectono-sedimentar da bacia. Esta lacuna está relacionada à grande discordância neodevoniana, com ausência de aproximadamente 70 Ma de registro sedimentar (Zalán, 1991; López-Gamundí e Rossello, 1993; Milani *et al.*, 2007). Sob a perspectiva da litoestratigrafia, esta Supersequência é dividida em três grupos: (1) Grupo Itararé e Formação Aquidauana (equivalente deposicional do Itararé no norte da bacia), (2) Grupo Guatá, (3) Grupo Passa Dois e formações Pirambóia e Sanga do Cabral (Milani *et al.*, 2007).

A deposição da Supersequência Gondwana I tem sua evolução marcada por amplas alterações climáticas e tectônicas, pois materializa um ciclo transgressivo-regressivo completo devido ao avanço e recuo do Oceano Panthalassa sobre o interior do supercontinente Gondwana (Milani, 1997; Milani *et al.*, 2007). Segundo Milani *et al.* (2007), a sedimentação do Gondwana I atinge condições de máxima inundação no Artinskiano - representada pelos depósitos da Fm. Palermo - e culmina em sistemas deposicionais continentais no Eotriássico - representados pelos depósitos da Fm. Santa Maria. Isto porque, a acumulação da Supersequência Gondwana I foi acompanhada por um progressivo fechamento da bacia para incursões marinhas do Panthalassa, resultando em um período regressivo que se findou em um ambiente árido continental no interior do Gondwana mesozoico (Milani *et al.*, 2007).

A porção inferior e inicial da Supersequência Gondwana I é representada pela sedimentação glaciogênica do Grupo Itararé, pois neste período a bacia estava localizada em altas latitudes, tornando-se propícia a uma extensa glaciação continental. Com a progressiva deriva do paleocontinente para norte, a sedimentação foi gradualmente transicionando de um contexto de ambiente deposicional periglacial para um costeiro transgressivo (França & Potter, 1988; Milani *et al.*, 2007). Em consequência do amplo degelo, ocorreu o aumento progressivo do nível relativo do mar, identificado por Lavina & Lopes (1987) como “transgressão

permiana” marcando o início da sedimentação do Grupo Guatá (Lavina & Lopes, 1987; Milani *et al.*, 2007).

O “mar Palermo” apresenta uma tendência transgressiva da sedimentação glacial que pode ser observada desde a base do Grupo Guatá, principalmente em registros de retrabalhamento de lobos deltaicos por interação de marés (Milani *et al.*, 2007). Castro (1991) documentou que toda a seção correspondente à Formação Rio Bonito é pontuada por níveis marinhos, sendo na maioria representados por tempestitos (Castro, 1991; Milani *et al.*, 2007). É na porção superior desta mesma formação, na qual são encontradas camadas de carvão (Bortoluzzi *et al.*, 1987) que ocorrem na parte sul da Bacia do Paraná com padrão retrogradacional (Alves, 1994; Milani *et al.*, 2007). Logo acima da Fm. Rio Bonito, a Fm. Palermo registra um importante estágio na supersequência Gondwana I, pois é nesta Formação de idade artinskiana em que é registrada a inundação máxima da supersequência (Milani, 1997; Milani *et al.*, 2007). Vale ressaltar que estruturas do tipo HCS também ocorrem de forma localizada na Fm. Palermo (Milani *et al.*, 2007).

O Grupo Passa Dois é amplamente distribuído na Bacia do Paraná, contando com uma espessura máxima estimada em até 1650 m na porção central da bacia (Milani *et al.*, 2007). O grupo divide-se nas formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto, bem como na Formação Corumbataí ao norte da bacia, equivalente às formações Teresina e Serra Alta da porção sul (**Fig. 1C**) (Milani *et al.*, 2007; Rohn, 2007; Ng, 2010). Este pacote é frequentemente associado a um intervalo de continentalização da Bacia do Paraná, devido à restrição da circulação das águas entre a sinéclise e o Oceano Panthalassa, o que foi responsável pelo desenvolvimento de um contexto ambiental hipersalino no interior da bacia (Milani *et al.*, 2007; Rohn, 2007; Ng, 2010). Em dadas circunstâncias, acumularam-se evaporitos e carbonatos ao norte, e folhelhos betuminosos na porção sul da bacia, exibindo níveis surpreendentes de conteúdo orgânico (cerca de 24%), o que qualifica estas rochas como geradoras de óleo em potencial (Milani *et al.*, 2007). O grupo também conta com uma paleofauna de grande importância histórica na geologia, como no caso dos répteis do gênero *Mesosaurus* e *Stereosternum* encontrados na Fm. Irati. Estes serviram como forte evidência para sugerir à deriva continental como uma possibilidade científica a partir da correlação destes fósseis com os equivalentes da Formação Whitehill, na África do Sul (Du Toit, 1927; Milani *et al.*, 2007).

Na Fm. Serra Alta, folhelhos cinza-escuro finamente laminados sugerem a decantação de argila em um ambiente marinho de baixa energia (Gama Jr., 1979; Milani *et al.*, 2007), que

são relacionados por Milani *et al.* (2007) ao “afogamento” causado pelo “golfo Irati”. Este que registra a última significativa incursão marinha na Bacia do Paraná (Milani *et al.*, 2007).

A partir do fechamento às incursões do Panthalassa, o Grupo Passa Dois passou a se desenvolver sob um regime regressivo de grande escala que se desenvolveu até o final da deposição do grupo, fechando assim um ciclo T-R completo (Milani *et al.*, 2007). É dentro desse cenário de transição de domínio de sistemas marinhos para continentais que se dá o início à deposição da Formação Teresina (Milani *et al.*, 2007), objeto de estudo deste trabalho.

A Fm. Teresina apresenta a maior espessura do Grupo Passa Dois com cerca de 850 metros em sua seção mais espessa, localizada na porção central da bacia (Milani *et al.*, 2007). Corresponde a uma sequência sedimentar de terceira ordem caracterizada pela regressão desenvolvida ao final do Permiano na Bacia do Paraná (Milani, 1997; Milani *et al.*, 2007; Lima & Netto, 2012), representando uma sedimentação em ambiente marinho raso (Figueiredo Filho, 1972; Schneider *et al.*, 1974; Gama Jr., 1979; Rohn, 1989; Lavina, 1991; Klein *et al.*, 1999; Lima & Netto, 2012). De acordo com Holz *et al.* (2010), as principais fácies encontradas na formação são lamitos cinzas interlaminais com arenitos muito finos, apresentando também camadas de *linsen* e *flaser*, estratificação cruzada do tipo *hummocky* e heterolitos (Holz *et al.*, 2010). Holz *et al.* (2010) também reportaram rochas carbonáticas (principalmente micritas), além de coquinas de bivalves e camadas de *fish bone-beds* ocorrendo intercaladas com sucessões siliciclásticas. Na porção N-NE da bacia está situada a Fm. Corumbataí, cronocorrelata das formações Teresina e Serra Alta (Schneider *et al.*, 1974; Holz *et al.*, 2010), apresentando diferentes características, tais como lamitos avermelhados, menor espessura do pacote, redução gradual de rochas calcáreas, enquanto há uma maior frequência de ocorrência de arenitos, coquinas e *fish bone-beds* (Holz *et al.* 2010). Os carbonatos ocorrem secundariamente na Fm. Teresina, sendo mais abundantes nas porções médias e superiores da unidade (Ng *et al.*, 2019). Estes sedimentos normalmente se apresentam variando em uma escala centimétrica - decimétrica, e geralmente correspondem a calcarenitos oolíticos, calcilutitos, além de bivalves e ostracodes (Rohn, 2001; Rohn *et al.*, 2003; Ng *et al.*, 2019).

Segundo Schneider *et al.* (1974), em seu trabalho realizado na porção norte do Paraná, ocorrem na base da Fm. Teresina, camadas de argilitos e folhelhos e arenitos muito finos, que indicam a transição de um ambiente marinho profundo para um mais raso e enérgico, dominado por marés (Schneider *et al.* 1974; Ng, 2010). No entanto, estudos posteriores divergem da hipótese de que a Fm. Teresina representaria um sistema marinho dominado por marés. Este tema foi amplamente discutido por Lavina (1991), no qual o autor considerou a deposição das

formações Irati, Serra Alta, Teresina e Corumbataí como depósitos marinhos, inclusive reconhecendo que estruturas sedimentares da Fm. Teresina evidenciam a influência de ondas e não das marés (Lavina, 1991; Ng, 2010). A partir de evidências faciológicas e tafonômicas postas por Beurlen (1957), Lavina (1991) sugere um ambiente marinho epicontinental denominado por ele de “mar intracontinental Passa Dois”. Mais tarde, Lima & Netto (2012) identificaram colônias fossilíferas subaquosas associadas a um ambiente marinho raso. Além disso, observaram variações na salinidade a partir de espécimes dulcícolas e marinhas presentes na formação. Entretanto, como posto por Lavina (1991) e, recentemente, por Simões *et al.* (2017), a deposição é caracterizada por uma assembléia fóssil característica do gênero de bivalves chamado *Pinzonela*, que é típico de águas salinas (Lavina, 1991; Simões *et al.*, 2017; Kern *et al.*, 2021).

A porção superior da Fm. Teresina - bem como localmente em porções basais da Fm. Rio do Rasto - apresenta estruturas sedimentares relacionadas a tempestitos (Lavina, 1991). Petri & Coimbra (1982) também reportaram a presença de tempestitos na Fm. Corumbataí, equivalente cronoestratigráfico da Fm. Teresina ao norte da bacia (Petri & Coimbra, 1982; Lavina, 1991). A partir de observações em depósitos de tempestitos do Grupo Passa Dois, Lavina (1991) constatou que: (1) a base da deposição é erosiva, com estruturas do tipo *gutter casts* indicando fluxos unidirecionais; (2) a deposição basal é granodecrescente ascendente quando há frações de sedimentos mais grossos; (3) a transição de laminação plano-paralela ou ondulada para HCS com sentido a porção superior da camada sugere a mudança de regime de fluxo de superior para inferior (Harms *et al.*, 1982; Lavina, 1991). Na época, Lavina (1991) reportou a existência de laminações cruzadas cavalgantes, em uma exposição da unidade na rodovia Bagé Aceguá (TRS-001), que poderiam ter se depositado por ação de fluxos oscilatórios e correntes de turbidez. No entanto, o autor deixa claro que as espessuras destes níveis (20 - 50 cm) não são típicas de turbiditos clássicos. Portanto, sugeriu que estas camadas poderiam ter se depositado por correntes de retorno do fluxo de tempestade (Lavina, 1991). Sobre a ocorrência de camadas amalgamadas, Lavina (1991), assim como Dott & Bourgeois (1982), defende que para tal, a deposição teria que ocorrer em menor profundidade e/ou maior proximidade com a fonte (Dott & Bourgeois, 1982; Lavina, 1991). Recentemente, Grundvåg *et al.* (2020) defenderam que essa amalgamação, além de estar relacionada a uma menor profundidade, pode indicar uma série de eventos de tempestades seguidos, responsáveis pelo retrabalhamento destas formas de leito.

Recentemente, Kern *et al.* (2021), que estiveram no afloramento (TRS-001) deste estudo, observaram que as HCS: (1) ocorrem em *sets* que variam de 20 a 40 cm de espessura, (2) são caracterizadas pela laminação de baixo ângulo, truncamentos convexos, e (3) comprimentos de onda que variam de 1 a 8 m. Segundo Kern *et al.* (2021), as fácies correspondentes às HCS apresentam diferentes níveis de simetria, apresentando-se tanto simétricas quanto assimétricas, podendo ou não preservar a convexidade - vide a fácies SCS que não preservam a convexidade. Além disso, apresentam a base erosiva, normalmente incluindo intraclastos lamosos e decantação de finos no limite dos *sets*. Tanto a fácies HCS quanto a SCS encontram-se associadas a depósitos heterolíticos, dos quais Kern *et al.* (2021) relatam intensa bioturbação indicada por icnofósseis do tipo *Cruziana*. Também foi descrito que as paleocorrentes obtidas de HCS mostraram uma ampla variação no transporte, de NE-SW para NW, com predominância para NE. Kern *et al.* (2021) interpretaram que HCS compreendem a porção distal da plataforma, enquanto as fácies SCS e cruzadas tangenciais correspondem a um ambiente mais raso e proximal. Medidas de paleocorrente evidenciam uma deriva costeira para NE, com fluxo oscilatório orientado na direção NE-SW, com base em dados obtidos em linhas de crista de *ripples* oscilatórias (Kern *et al.*, 2021).

A partir de uma análise de aloestratigráfica, Kern *et al.* (2021) elaborou um modelo paleogeográfico da bacia durante a deposição da Fm. Teresina (**Fig. 11**). No modelo, os autores sugerem um sistema deltaico que alimenta a plataforma do mar intracontinental Passa Dois. Estes dois sistemas são separados no registro por uma superfície erosiva relacionada à ação de ondas. Esta superfície marca o início do estágio de queda e o início da deposição de fonte fluvial na parte proximal da plataforma (Kern *et al.*, 2021).

Com base na análise de microfácies feita por Ng *et al.* (2019) no domínio sul da Fm. Teresina, fora observada laminação paralela bioturbada, carbonatos cristalinos, lamitos e *packstones*. Além disso, carbonatos de escala decimétrica encontrados na formação exibem textura esferulítica (Ng *et al.*, 2019). No domínio central da Formação, Ng *et al.* (2019) reportaram maior diversidade de litofácies mistas (carbonáticas-siliciclásticas), principalmente na Fm. Teresina e Irati. Ademais, *rudstones* coquinóides da Fm. Teresina variam na quantidade de componentes da matriz e arcabouço, podendo constituir *floatstones* coquinóides nos quais bivalves apresentam conchas articuladas (Ng *et al.*, 2019). No domínio norte da bacia, onde a Fm. Corumbataí compreende as formações Teresina e Irati, as microfácies apresentam características muito similares às descritas nos domínios sul e central da bacia (Ng *et al.*, 2019).

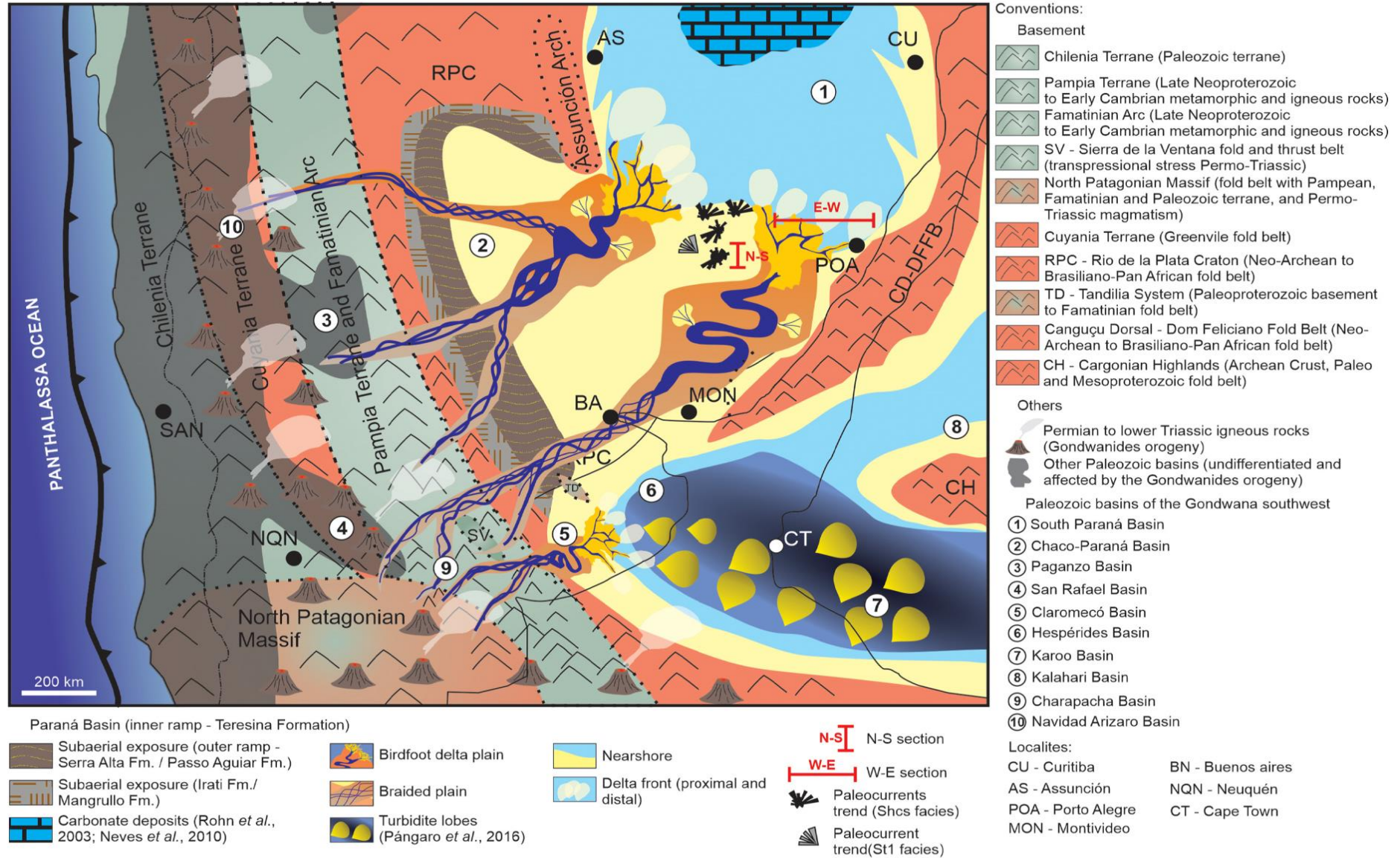


Figura 11: Reconstrução paleogeográfica da plataforma durante a deposição da Fm. Teresina (Kern *et al.*, 2021). Extraído de Kern *et al.* (2021).

Ao reconhecer que as conexões marinhas eram esporádicas e que haviam ao menos dois tipos genéticos de carbonatos: (1) oolíticos, microbialitos (autóctones); e (2) depósitos de bivalves, coquinoides, *floatstones* e *rudstones* (alóctones-parautóctones); Ng *et al.* (2019) desenvolveram um modelo de distribuição de microfácies para a Fm. Teresina (**Fig. 12**). A sedimentação mista (siliciclástica-carbonática) da plataforma pode estar relacionada a dois principais fatores: (1) mudanças climáticas (Landim, 1970) e (2) variação eustática devido a uma grande elevação no nível do mar (Ng *et al.*, 2019). Baseando-se nos dados paleobotânicos de Christiano-de-Souza *et al.* (2014), Ng *et al.* (2019) relacionaram o clima relativamente quente e úmido ao período de sedimentação predominantemente siliciclástica. Ao passo que as condições climáticas se tornaram mais áridas (Maranhão, 1995; Meglhioratti, 2006; Méndez Duque, 2012; Rohn, 1994, 2007), houve favorecimento de uma deposição carbonática (Ng *et al.*, 2019).

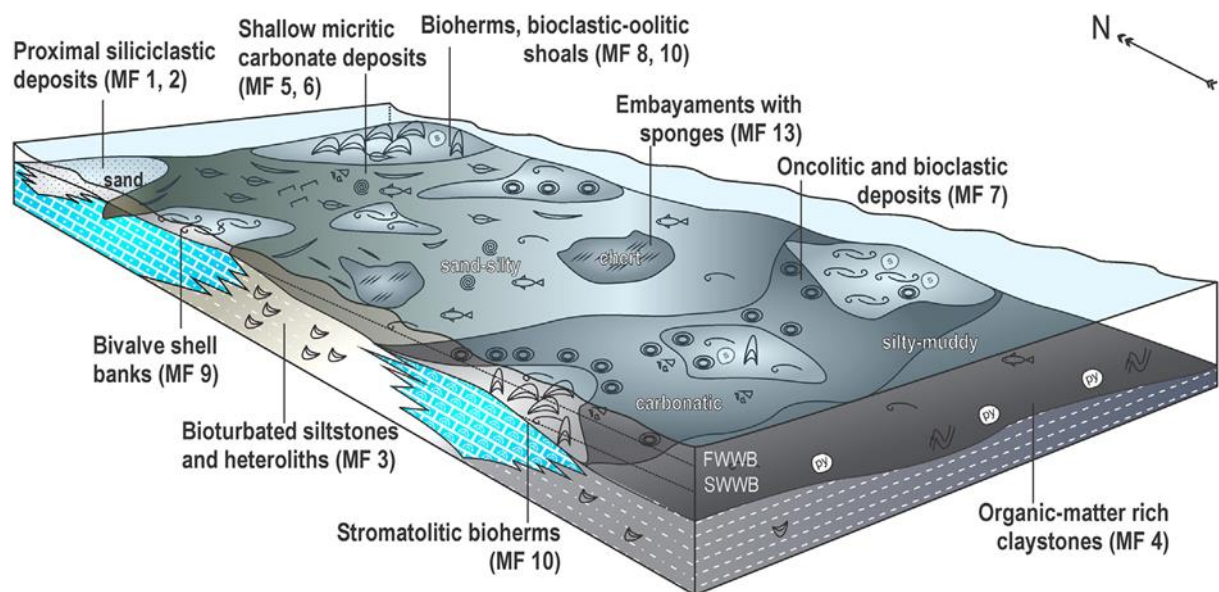


Figura 12: Modelo hipotético de distribuição de microfácies na Formação Teresina. Extraído de Ng *et al.* (2019).

Recentemente, Kern *et al.* (2021) realizaram uma datação relativa com base em dados de U-Pb-Hf de zircão e concluíram que a proveniência de sedimentos da rampa da Fm. Teresina tem origem nas orogenias do Terreno Pampia, Arco de Famatina, Sierra de La Ventana, Norte do Maciço Patagônico e Província Choiyoi (**Fig. 11**). Kern *et al.* (2021) estimam uma idade deposicional máxima para os sedimentos da rampa em 268 ± 2.7 Ma, que compreende o intervalo das idades Capitaniano e Wuchiapingiano (Kern *et al.*, 2021). Da mesma forma, a partir da datação de zircões, Canile *et al.* (2016) obtiveram uma idade deposicional de 265 ± 2.0 Ma para a deposição máxima da Fm. Teresina. Esta datação - assim como a idade obtida por Kern *et al.*

(2021) - corrobora com a carta biocronoestratigráfica (**Fig. 13**) do Grupo Passa Dois (Ng *et al.*, 2019).

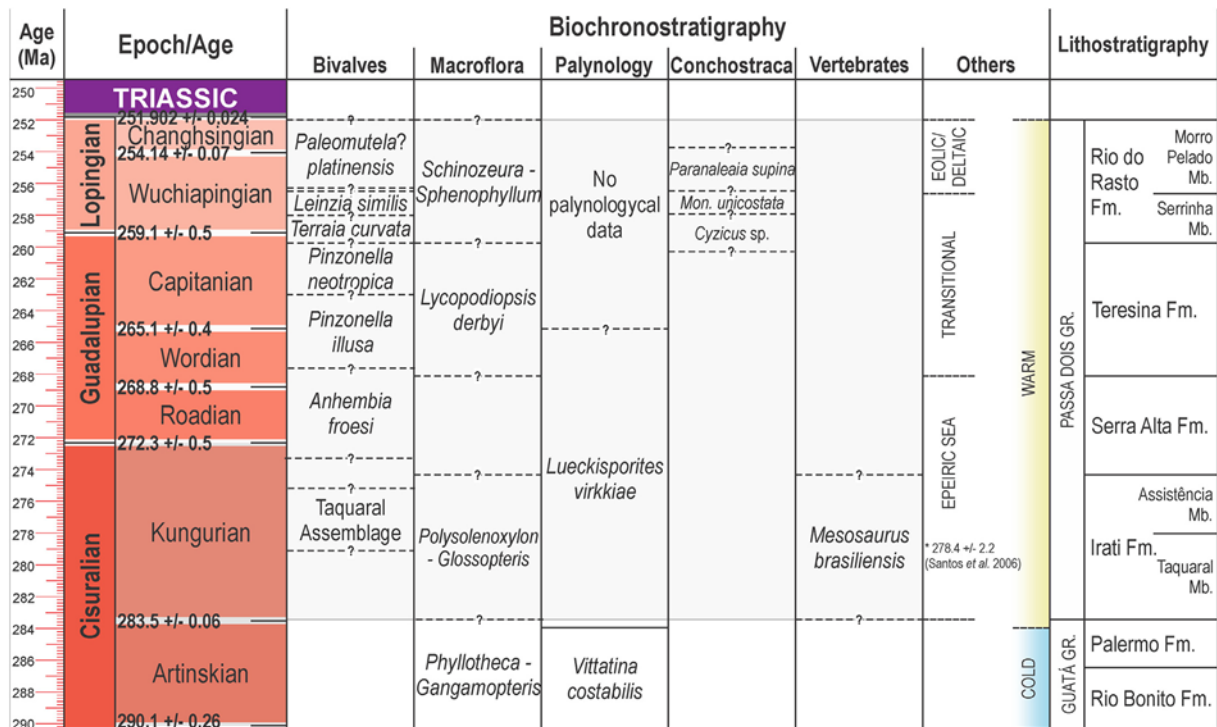


Figura 13: Carta biocronoestratigráfica do Grupo Passa Dois (Lucas & Shen, 2018; Neves *et al.*, 2014; Taboada *et al.*, 2016; Simões *et al.*, 2017; Christiano-de-Souza *et al.*, 2014; Mori *et al.*, 2012; Rohn, 1994; Mezzalira, 2016; Ng *et al.*, 2019). Extraído de Ng *et al.* (2019).

5.3 Trabalhos anteriores aplicados a Tempestitos

5.3.1 Características e feições diagnósticas

O termo “tempestito” se refere a todos os depósitos gerados a partir de correntes oscilatórias e unidirecionais induzidas por tempestades. Neste contexto, classificam-se como correntes oscilatórias as geradas por ondas e como unidirecionais as geradas por fluxo geostrófico ou induzidas por diferença de densidade (**Fig. 14**) (Myrow & Southard, 1996; Jelby *et al.*, 2020). A combinação de ambos os fluxos atua nos sedimentos em suspensão da plataforma, exercendo uma tensão de cisalhamento que facilmente atinge a carga energética necessária para transporte de granulometrias que variam de silte grosso à areia (Grant & Madsen, 1979; Héquette & Hill, 1995; Myrow & Southard, 1996; Jelby *et al.*, 2020). Conseqüentemente, estas correntes são capazes de produzir uma variedade de estruturas, como *hummocky cross-stratification* (HCS) e outros diferentes arranjos verticais de fácies que constituem tempestitos (**Fig. 15**) (Nottvedt & Kreisa, 1987; Arnott & Southard, 1990; Cheel, 1991; Duke *et al.*, 1991; Myrow, 1992; Jelby *et al.*, 2020).

Os primeiros estudos do registro sedimentar deixado por tempestades datam do ano de 1899, onde Gilbert (1899), em um estudo sobre a Fm. Medina, no estado de Nova Iorque (EUA), foi o primeiro a reconhecer, descrever, ilustrar e tentar interpretar as estruturas sedimentares encontradas em depósitos relativos às tempestades. Posteriormente, Hayes (1967) realizou um estudo sobre o registro deixado pelos furacões Carla e Cindy na plataforma da costa do Texas (EUA), adicionando importantes variáveis à discussão, que mais tarde seriam relevantes para o início do estudo genético de tempestitos.

A estrutura primária oriunda da ação de tempestades, denominada *hummocky cross-stratification* (HCS), possui registros bibliográficos como “*truncated wave-ripple laminae*” desde meados dos anos 1960 (Campbell, 1966; 1971; Dott & Bourgeois, 1982). Em 1975, Harms *et al.* introduziram pela primeira vez o termo “*hummocky cross-stratification*” para se referir a estas formas de leito, devido ao seu formato convexo que se assemelha a um pequeno monte, conhecido vulgarmente como “*hummock*” na língua inglesa.

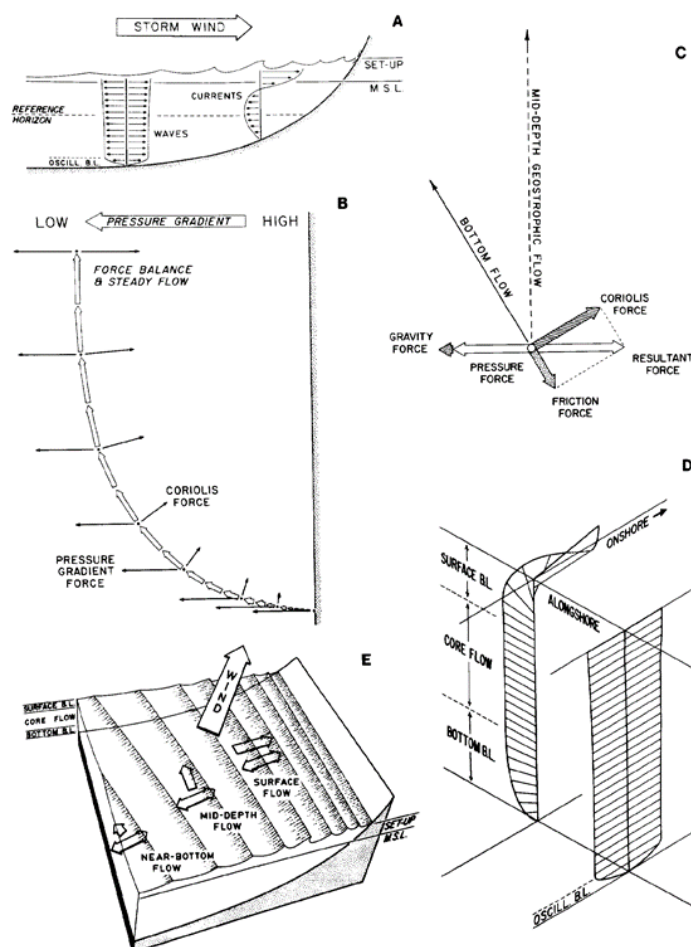


Figura 14: Diagramas ilustrando padrões de circulação geostrófica influenciadas por tempestade. A figura “A” mostra uma seção vertical perpendicular à costa, ilustrando a configuração da circulação geostrófica induzida por tempestades. A figura “B” mostra o efeito de Coriolis sobre a circulação. A figura “C” mostra que a força da

gravidade é menor do que a pressão e não afeta significativamente a trajetória do fluxo de fundo. Como mostrado nas figuras “D” e “E” a configuração da circulação pode ser dividida em três regiões, das quais a superior é turbulenta e se torna normal à costa. Extraído de Duke (1990).

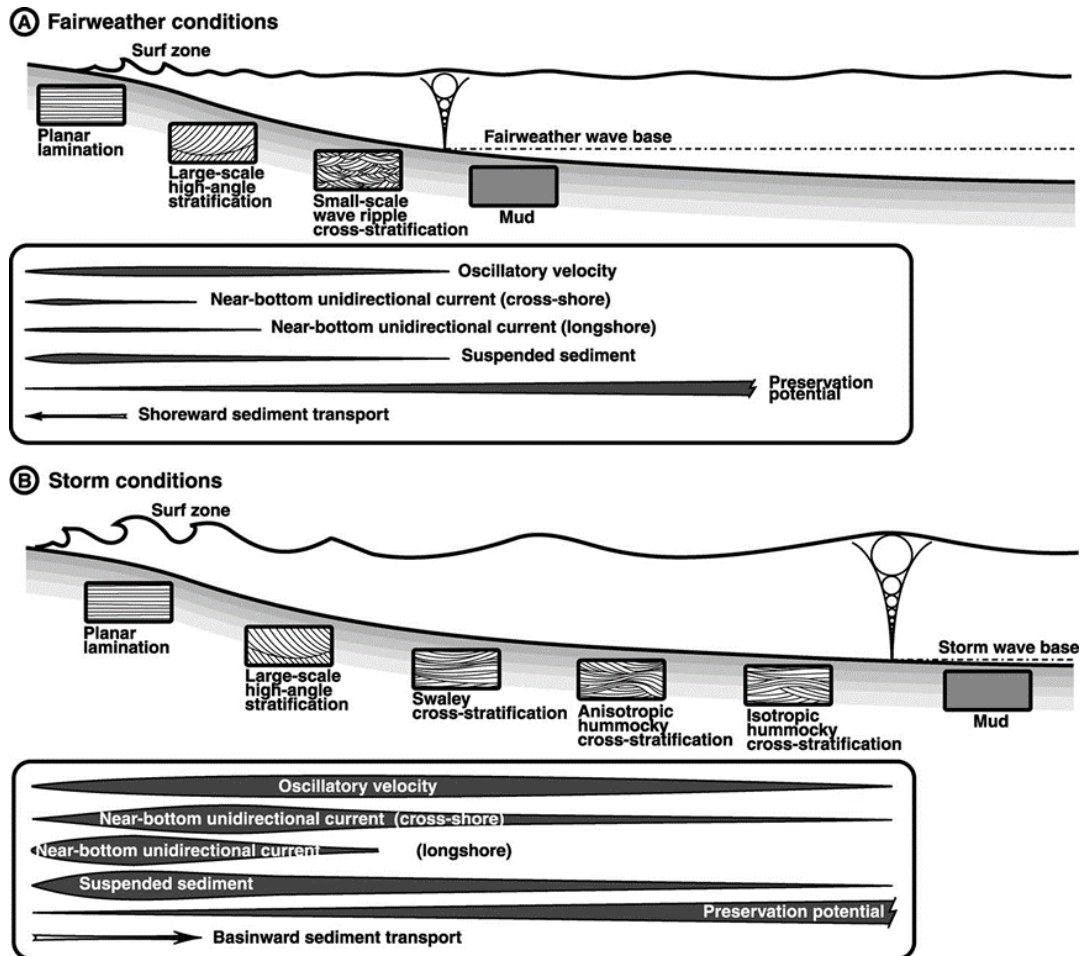


Figura 15: Perfil onshore-offshore de uma plataforma continental. O perfil “A” representa uma rampa em condições de tempo bom. Neste cenário há transporte de sedimentos em direção à praia, com baixa oscilação e interação de ondas com o fundo. A concentração de sedimentos em suspensão é baixa, sendo alta somente na zona de quebra de ondas (na praia). O perfil “B” retrata uma rampa em condições de tempestade. Neste caso há transporte de sedimentos em direção à jusante da bacia, com alta velocidade de oscilação de ondas e interação com o fundo desde o Shoreface até o nível de base de tempestade. Concentrações de sedimento em suspensão são altas em direção ao offshore. Extraído de Dumas & Arnott (2006).

As características essenciais de uma HCS podem ser resumidas em: (1) laminação de baixo ângulo, com superfícies erosionais na base e truncamentos variando de 2° a 15°, sendo esse mergulho quase nulo na porção central da forma de *hummock*; (2) as laminações imediatamente sobrepostas são paralelas às superfícies erosivas; (3) a laminação tende a ser mais espessa no centro da forma, preservando sistematicamente a convexidade, e diminuindo a espessura da laminação lateralmente; (4) não há direção preferencial de mergulho das laminações (Fig. 16; Harms *et al.*, 1975; Hamblin & Walker, 1979; Bourgeois, 1980; Dott & Bourgeois, 1982; Einsele & Seilacher, 1982; Lavina, 1991; Jelby *et al.*, 2020). No entanto, conforme Cheel & Leckie (1993), HCS podem ser classificadas como isotrópicas e

anisotrópicas. Sendo tradicionalmente consideradas isotrópicas as que não possuem direção preferencial de deposição, e anisotrópicas as que possuem (Cheel & Leckie, 1993; Grundvåg *et al.*, 2020).

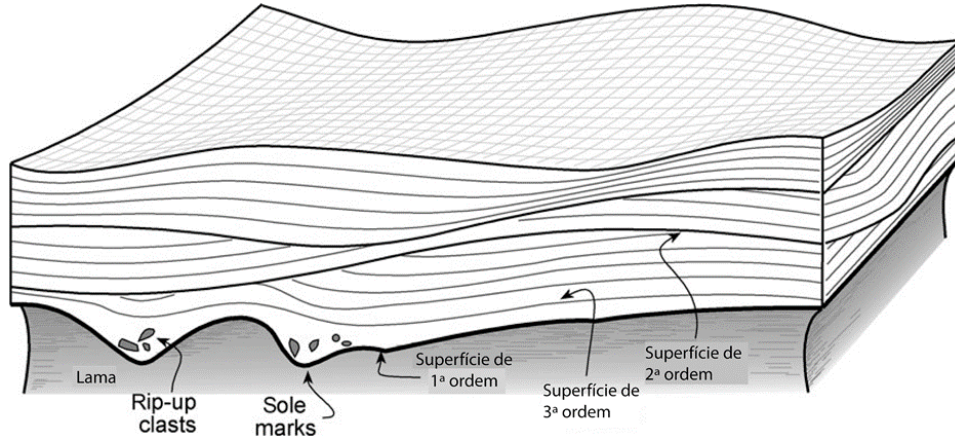


Figura 16: Modelo de estratificação cruzada *hummocky* e suas superfícies de 1ª, 2ª, e 3ª ordem. Modificado de Morsilli & Pomar (2012) após Harms *et al.* (1975) e Cheel (2003).

De acordo com Dott & Bourgeois (1982), HCS subdividem-se em simples e complexas, de acordo com o grau de modificação das mesmas. HCS simples são caracterizadas por pouca ou nenhuma variação estratigráfica, mostrando sucessivas laminações de HCS de 3ª ordem separadas por superfícies erosivas de 2ª ordem (**Fig. 17**) (Dott & Bourgeois, 1982; Jelby *et al.*, 2020). Já HCS complexas são caracterizadas pelas variações verticais ou laterais na estratigrafia das laminações, predominantemente evidenciando várias *ripples*, laminações quase-planares e estruturas de deformação (SSDS; Jelby *et al.*, 2020).

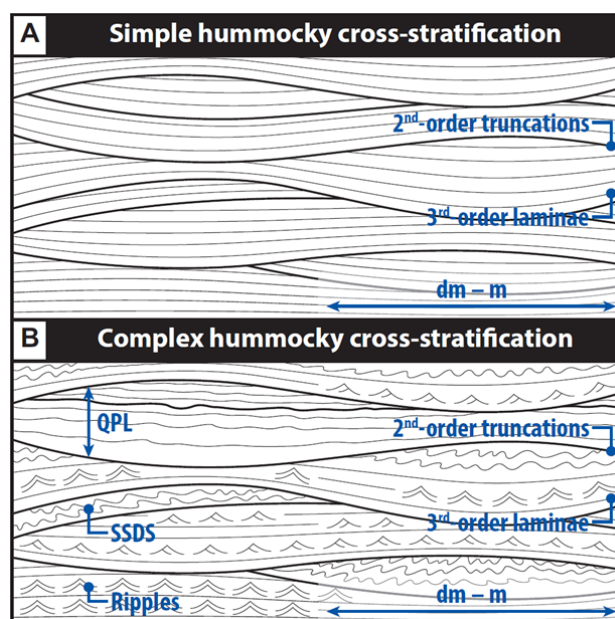


Figura 17: Ilustração conceitual de HCS simples (A) e complexas (B). Extraído de Jelby *et al.*, 2020.

5.3.2 Discussões sobre tipos de fluxo e a gênese das *hummockys*

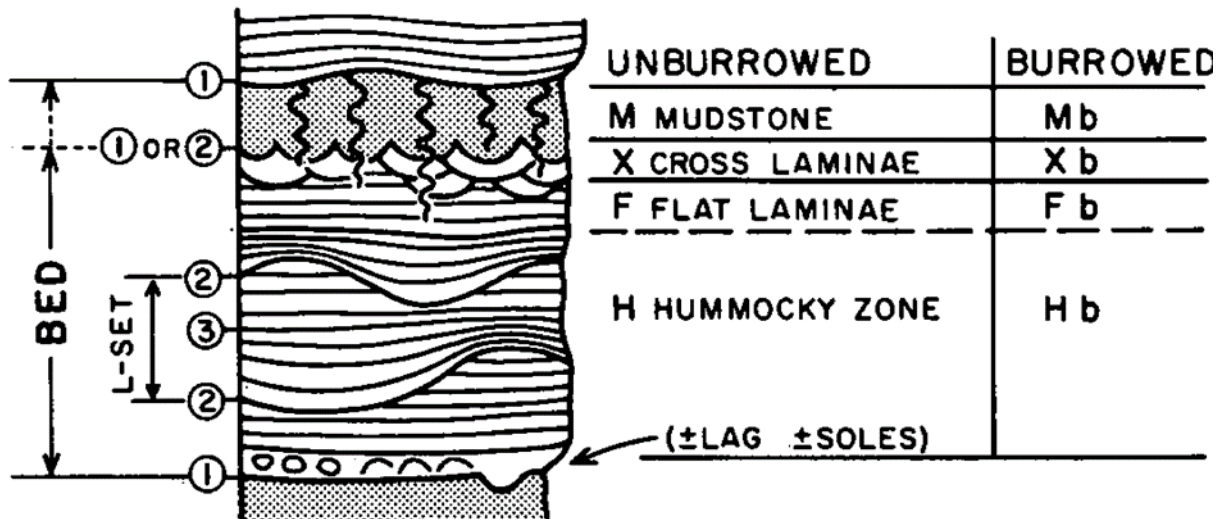
Harms *et al.* (1975) atribuíram a gênese das HCS ao movimento oscilatório de ondas de tempestade, que “varre” e deposita material sobre uma superfície de *hummocky* e *swaley* produzida por um evento de tempestade. O mesmo autor estimou uma altura média dos *hummocks*, variando de 10 a 50 cm de altura, e de 1 a vários metros de extensão laminar lateral (Harms *et al.*, 1975; Bourgeois, 1980). Em contrapartida, Dott & Bourgeois (1982) propuseram “*micro-hummocky*” para as formas de leito com comprimento inferior a 1 metro (Dott & Bourgeois, 1982; Lavina, 1991). No entanto, como menciona Lavina (1991), estes limites são arbitrários e sem grandes implicações genéticas e, portanto, não são de importante relevância na discussão genética.

O trabalho de Harms *et al.* (1975) também deu início à discussão sobre os regimes hidráulicos envolvidos na concepção dos tempestitos. Na época, Harms *et al.* (1975) relataram que este assunto ainda carecia de dados empíricos naturais e experimentais do processo de formação desta forma de leito. Desde então, a discussão sobre os mecanismos hidrodinâmicos responsáveis pela gênese e variabilidade de fácies de tempestitos - tanto no proximal quanto no distal das plataformas - foram objeto de volumosos debates, com foco especial nos processos formativos e no significado ambiental das HCS. A discussão se estende até a atualidade, com tentativas de reprodução em escala reduzida e proposições de novos modelos deposicionais (Campbell, 1966; Bourgeois, 1980; Dott & Bourgeois, 1982; Swift *et al.*, 1983; Allen, 1985; Duke, 1985; Nøttvedt & Kreisa, 1987; Leckie & Krystinik, 1989; Southard *et al.*, 1990; Cheel, 1991; Duke *et al.*, 1991; Myrow & Southard, 1996; Dumas & Arnott, 2006; Quin, 2011; Morsilli & Pomar, 2012; Jelby *et al.*, 2020).

De acordo com Dott & Bourgeois (1982), a formação de HCS se dá pela ação de ondas de grande magnitude na zona de tempestade, o que levaria a uma alteração das condições hidrodinâmicas normais, propiciando assim a gênese de tempestitos. Os autores também enfatizavam a necessidade de um transporte prévio de sedimentos para o *offshore*. Segundo os mesmos, este transporte poderia acontecer por meio de enchentes fluviais (*flooding rivers*) ou canais erosivos no fundo marinho. Neste cenário proposto, há predomínio de sedimentos em suspensão. Logo, assim que a intensidade das ondas diminui, os grãos começam a decantar e sofrer com a ação dos fluxos combinados atuantes no fundo, desta forma, moldando o sedimento depositado em forma de *hummocks* e *swales* (Dott & Bourgeois, 1982; Morsilli & Pomar, 2012). Dott & Bourgeois (1982) também sugeriram que cada laminação representa a deposição de uma única onda, ou um pacote de ondas.

Os trabalhos de Dott & Bourgeois (1979, 1982) propuseram um modelo idealizado de seqüências de HCSs (**Fig. 18**) nos mesmos moldes do modelo idealizado de seqüências turbidíticas produzido por Bouma (1962). Assim como nas seqüências de Bouma, Dott & Bourgeois (1982) enfatizam que o modelo idealizado de HCS, não se baseia na seqüência mais comum e sim em um modelo composto com todas as possíveis zonas previamente descritas. Assim sendo, variações incompletas são mais facilmente encontradas do que a seqüência composta inteira (**Fig. 18**). Esta generalização proporciona um padrão conceitual para comparações ao mostrar todas as características esperadas em HCS caso cada mudança de processo deixe um registro sedimentar (Dott & Burgeois, 1982).

IDEALIZED HUMMOCKY SEQUENCE



COMMON VARIATIONS

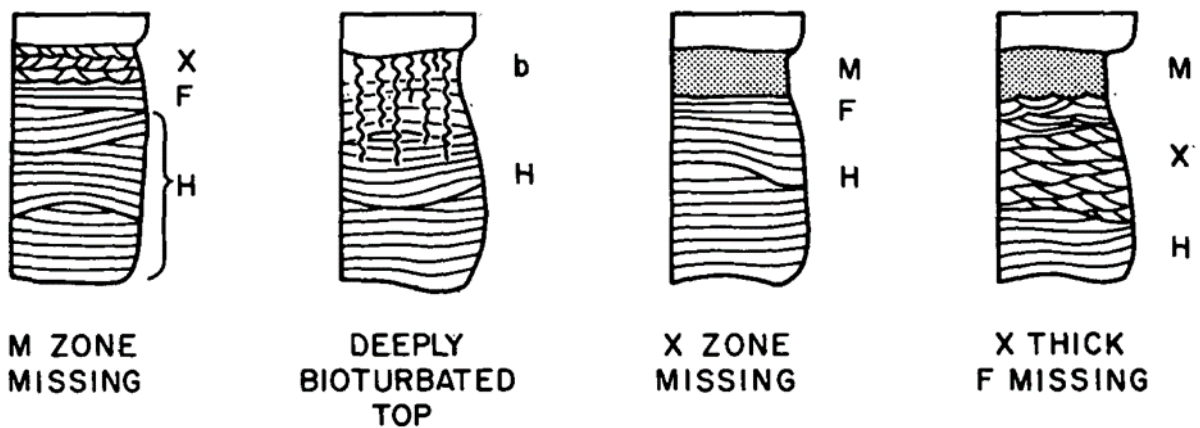


Figura 18: A ilustração superior retrata a seqüência idealizada para HCS desenvolvida por Dott & Burgeois (1982). Já a ilustração inferior representa as variações mais frequentemente encontradas, sendo as duas seqüências da esquerda mais comuns. Mais informações no texto. Extraído de Dott & Burgeois (1982).

Dott & Burgeois (1982) também classificam como mais comuns as seqüências amalgamadas que geralmente não apresentam zonas de sedimentos lamosos e intervalos de escavação entre camadas (**Fig. 19**). Nestas seqüências, zonas de HCS podem estar sobrepostas alcançando até 40 m verticalmente (Bourgeois, 1980; Dott & Burgeois, 1982). Tal amalgamação torna muito complicada a tarefa de discriminar eventos deposicionais individuais. Desta forma, a distinção de truncamentos de 1ª e 2ª ordem não são tão evidentes quanto nas seqüências turbidíticas amalgamadas de Bouma (Dott & Burgeois, 1982). Os autores descrevem que HCS também podem ocorrer associadas a seqüências amalgamadas soterradas. Neste caso, defende-se que as zonas de HCS depositadas são finas o suficiente, resultado de períodos de tempestades longos o bastante para que o soterramento destruísse a laminação (Dott & Burgeois, 1982).

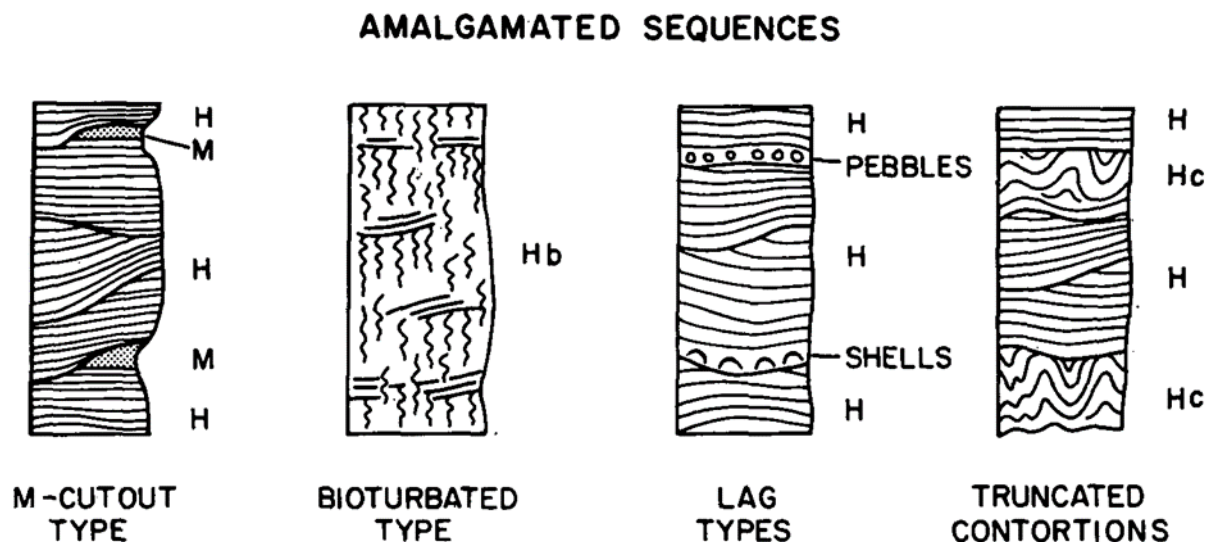


Figura 19: Exemplos de seqüências amalgamadas. As duas da esquerda são mais comuns. Extraído de Dott & Burgeois (1982).

Duke (1990) levantou um importante questionamento sobre a natureza das correntes relacionadas à formação de tempestitos, uma vez que em plataformas modernas foram observadas estruturas de paleocorrente (*sole marks*) orientadas paralelamente à linha de costa, sugerindo uma ação de corrente geostrófica e não turbidítica (onde estruturas de paleocorrente são perpendiculares à linha de costa). Em contrapartida, correntes turbidíticas induzidas por tempestades são ausentes ou muito raras em registros modernos; por conta disso, o autor defende que seja improvável que elas possam ter sido grandes agentes deposicionais em antigos sistemas marinhos rasos, sugerindo uma interpretação alternativa para origem destas estruturas de paleocorrente (Duke, 1990). A direção da tensão de cisalhamento e a velocidade do fluxo no fundo sob domínio oscilatório são praticamente as mesmas das induzidas por ondas sem

influência da corrente. Portanto, o autor conclui que as estruturas de paleocorrente não dizem muito a respeito tanto do tempo quanto da profundidade das correntes de tempestade no registro antigo. Entretanto, a orientação destas estruturas é útil para a direção de propagação das ondas durante as tempestades (Duke, 1990).

Conforme mostrado na **Fig. 20**, Duke *et al.* (1991) especificaram os estágios de deposição em função do tempo. Observa-se que, no primeiro momento (I), as correntes erodem o substrato lamoso gerando marcas de sola (*sole marks*). No segundo e terceiro momento (II; III), ocorrem respectivamente transporte de sedimentos em suspensão e de carga por fluxos combinados, e deposição de laminações de baixo ângulo ao passo que a intensidade da tempestade reduz. No quarto estágio (IV), começam a se desenvolver laminações onduladas de maior porte que agradam sobre o substrato. Esta laminação é sujeita ao retrabalhamento por ondas de tempestade, que erodem parte das laminações onduladas e depositam *sets* subsequentes de configuração semelhante, formando assim as HCS clássicas (V). No sexto estágio (VI), observa-se que a redução na intensidade dos fluxos é responsável pelo retrabalho das superfícies, formando *ripples* oscilatórias no topo. Quando a tempestade cessa (VII), há decantação de lama no topo das formas de leito (Duke *et al.*, 1991).

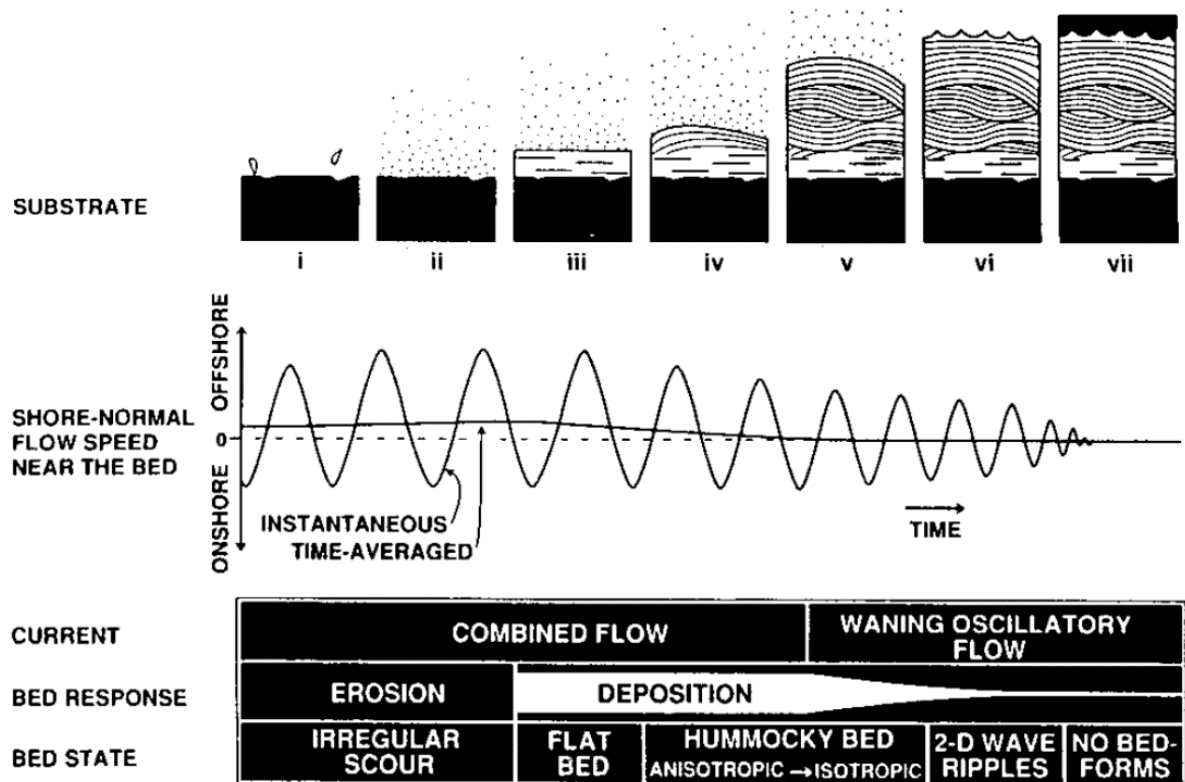


Figura 20: Esquematização de eventos deposicionais proposta por Duke *et al.* (1991). Extraído de Duke *et al.* (1991).

Trabalhos de Southard *et al.* (1990), Arnott & Southard (1990) e Myrow (1992) contribuíram com distintos experimentos em diferentes configurações de deposição sob condições de fluxo variadas. Devido a alguns estudos utilizarem condições de fluxo atuais para explicar a gênese de depósitos antigos, Myrow & Southard (1996) desenvolveram um modelo preditivo para a origem de características de tempestitos e *sole marks* traduzido em um diagrama ternário que sintetiza possíveis combinações de processos (**Fig. 21**).

De acordo com Myrow & Southard (1996), o contexto onde há somente influência de correntes turbidíticas - puramente induzidas por densidade - representa uma extrema condição de desequilíbrio, na qual o sedimento suspenso não é produto da ação de ondas e demais correntes. Sob tais condições, seriam formadas estruturas essencialmente idênticas às encontradas em turbiditos clássicos (Myrow & Southard, 1996). No entanto, a sobreposição dos fluxos turbidíticos e oscilatórios gerados por onda pode potencializar o transporte das correntes turbidíticas e gerar turbiditos modificados por onda. Neste cenário, a configuração de deposição das camadas pode variar desde turbiditos clássicos até turbiditos modificados por onda contendo HCS anisotrópicas (Myrow & Southard, 1996).

Conforme o diagrama (**Fig. 21**), as estruturas resultantes da sobreposição dos fluxos induzidos por densidade e correntes geostróficas não diferem muito das encontradas em um turbidito clássico, exceto pela mudança na orientação da corrente turbidítica causada pela influência do fluxo geostrófico. A diferença na direção destas pode ser observada nas orientações das *sole marks* e da migração das estratificações cruzadas (Myrow & Southard, 1996). Já em uma condição de fluxo puramente geostrófico, as estruturas internas seriam mais suaves e uniformes. Correntes geostróficas são o único tipo de corrente oceânica presente no registro da vasta maioria das antigas plataformas (Myrow & Southard, 1996). Como posto por Duke (1990), a direção majoritária das paleocorrentes perpendiculares à linha de costa sugere que, sem a influência do fluxo oscilatório das ondas, não haveria transporte para longas distâncias além da costa (Leckie & Krystinik, 1989; Duke, 1990; Myrow & Southard, 1996). Ainda, de acordo com o modelo preditivo de Myrow & Southard (1996), as estruturas geradas apenas por ação de correntes geostróficas resultariam em estruturas internas mais suaves e uniformes, que, devido à desaceleração do transporte, culminaria na ausência ou manifestação em baixo ângulo das *climbing ripples* comuns em turbiditos. Além do mais, a superfície erosiva de fundo (*bottom scour*) seria muito atenuada e, por conseguinte, apresentaria um subdesenvolvimento de *sole marks*. Caso se apresentem bem desenvolvidas, estas devem estar quase paralelas à linha de costa, com ligeiro deslocamento para *offshore* devido ao desvio de

Ekman (Myrow & Southard, 1996). Por outro lado, a justaposição de fluxos geostróficos e oscilatórios é responsável por gerar um estresse cisalhante no leito, provocando turbulência e suspensão de sedimentos. Geralmente, este fluxo combinado está muito relacionado às estruturas HCS e *Swaley Cross-Stratification* (SCS), correspondendo a dunas 3D fortemente assimétricas (fluxo combinado com domínio de corrente geostrófica) e ligeiramente assimétricas (fluxo combinado com domínio de fluxo oscilatório). Também é previsto que as *sole marks* formadas neste contexto possam refletir totalmente ou parcialmente o registro da cinética curvilínea das *tool motions* (Martel & Gibling 1994; Beukes, 1996; Myrow & Southard, 1996). Dependendo do contexto geográfico da costa, correntes geostróficas serão atenuadas, como por exemplo nas proximidades da Linha do Equador (onde a força de *Coriolis* é quase nula), este tipo de fluxo não será relevante. Vale salientar que próximo à latitude zero, as tempestades geralmente não são de larga escala e não costumam apresentar ventos intensos. Dadas as circunstâncias, em um quadro onde haja somente ação do fluxo oscilatório, são comuns estruturas internas como: laminação planar, HCS isotrópica e *ripples* 2D e 3D de pequena escala. *Sole marks* nestas camadas deveriam conter *groove casts* e *prods* apresentando orientações bimodais e polimodais, dependendo se a influência do fluxo oscilatório no fundo é limitada ou espreada, respectivamente (Myrow & Southard, 1996). Por fim, na porção central do diagrama, teoricamente, há a sobreposição de todos os processos previamente descritos. Myrow & Southard (1996) defendem que, nessa conjuntura, as estruturas encontradas seriam semelhantes às encontradas no campo do fluxo combinado, exceto pela previsão de maior assimetria e sedimentação das estruturas. *Sole marks*, neste cenário, apresentam-se com características híbridas entre fluxos puramente induzidos por densidade (turbidíticos) e combinados por densidade e oscilatório (Myrow & Southard, 1996).

Muito recentemente, Jelby *et al.* (2020) produziram um importantíssimo trabalho sobre a gênese de tempestitos em Svalbard (Noruega). Este, além de detalhar minuciosamente a variedade faciológica de turbiditos, apresenta um modelo poligenético para tempestitos muito bem fundamentado. Essencialmente, Jelby *et al.* (2020) classificam tempestitos em 3 categorias genéticas, de acordo com seu mecanismo deposicional, gerados por: 1) fluxo relativamente estável; 2) fluxos oscilatórios altamente instáveis, ou combinados, mas de domínio oscilatório; e 3) por fluxos hiperpicnais (**Fig. 22**) modificados por onda, originários de descargas fluviais (**Fig. 23**).

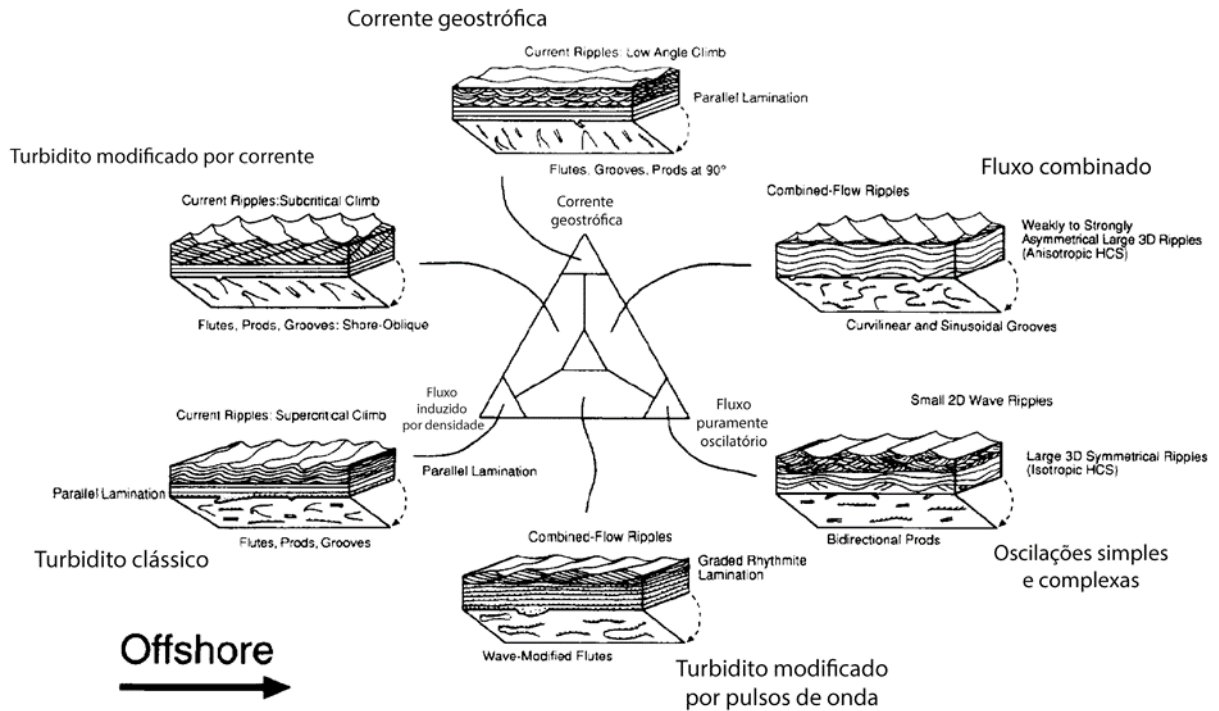


Figura 21: Diagrama ternário representando um modelo preditivo genético de estratificação e de *sole marks* de acordo com a natureza do fluxo em condições de tempestade. As extremidades do ternário representam fluxo induzido por densidade, puramente oscilatório e geostrófico. Ver texto para discussão acerca de cada campo do diagrama. Modificado de Myrow & Southard (1996).

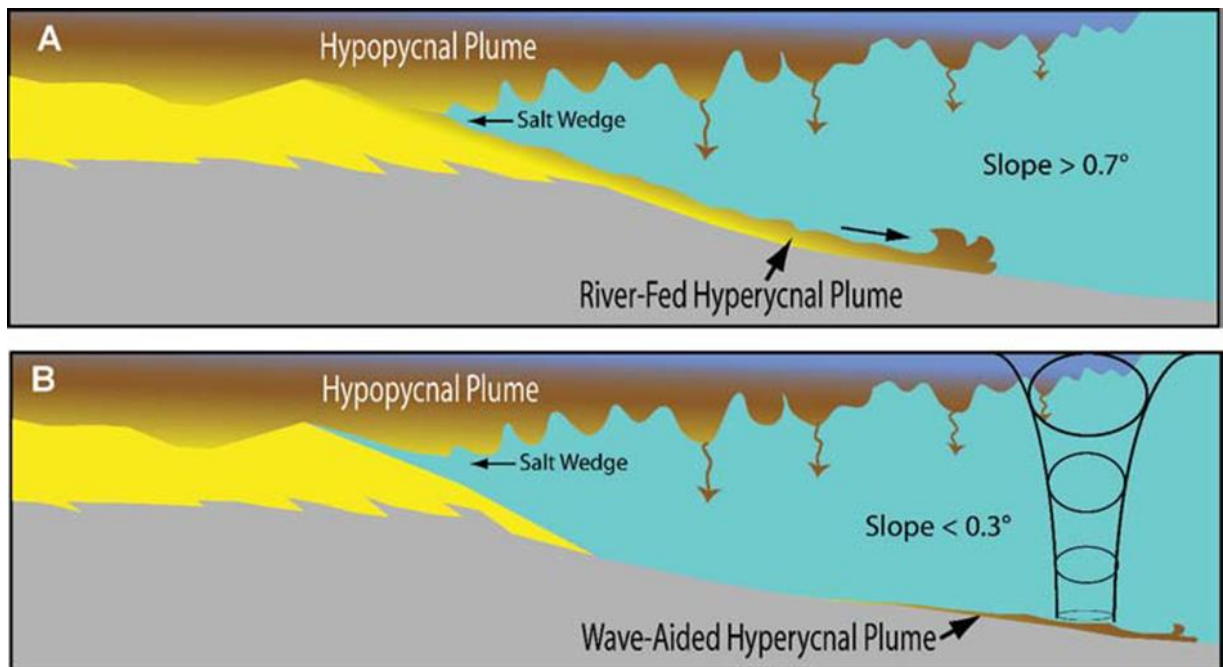


Figura 22: Esquematisação de fluxos hiperpicnais vs hipopicnais. Em “A”, observa-se uma pluma hiperpicnal de origem fluvial no talude de gradiente maior que 0.7°. Já em “B”, em um talude de menor gradiente (< 0.3°), ondas ou marés são necessárias para geração de fluxos hiperpicnais. Vale ressaltar que plumas hipopicnais também podem colapsar e alimentar fluxos hiperpicnais. Extraído de Bhattacharya & McEachern (2009).

O modelo de fácies produzido por Jelby *et al.* (2020) indica que as características faciológicas da plataforma sugerem que a deposição se deu entre as proximidades do nível base

de ação de tempestades (na porção mais distal) e o nível imediatamente acima do nível de tempo bom (porção mais proximal). As relações faciológicas evidenciam que - como observado no modelo (Fig. 23) - o suprimento de sedimento, a espessura das camadas e o tamanho de grão são progressivamente menores para a porção distal da plataforma. No entanto, o potencial de preservação é gradativamente maior na parte distal, principalmente em função da menor atuação de fluxos instáveis e unidirecionais (tanto hiperpicnais e de *downwelling*), havendo essencialmente fluxo oscilatório no domínio distal da plataforma (Jelby *et al.*, 2020). Vale ressaltar que, nesta plataforma, a ausência de *sole marks* orientadas paralelamente à linha de costa revela a falta de correntes geostróficas atuantes no processo deposicional (Jelby *et al.*, 2020). Turbiditos hiperpicnais (Myrow *et al.*, 2002; Pattison, 2005; Lamb *et al.*, 2008; Basilici *et al.*, 2012; Jelby *et al.*, 2020) e *fluid-mud deposits* (Bhattacharya & MacEachern, 2009; Guy Plint, 2014; Wilson & Schieber, 2014, 2017; Harazim & McIlroy, 2015; Jelby *et al.*, 2020) em sucessões dominadas por tempestade foram interpretadas como “fluxos de densidade alterados por onda” (Jelby *et al.*, 2020).

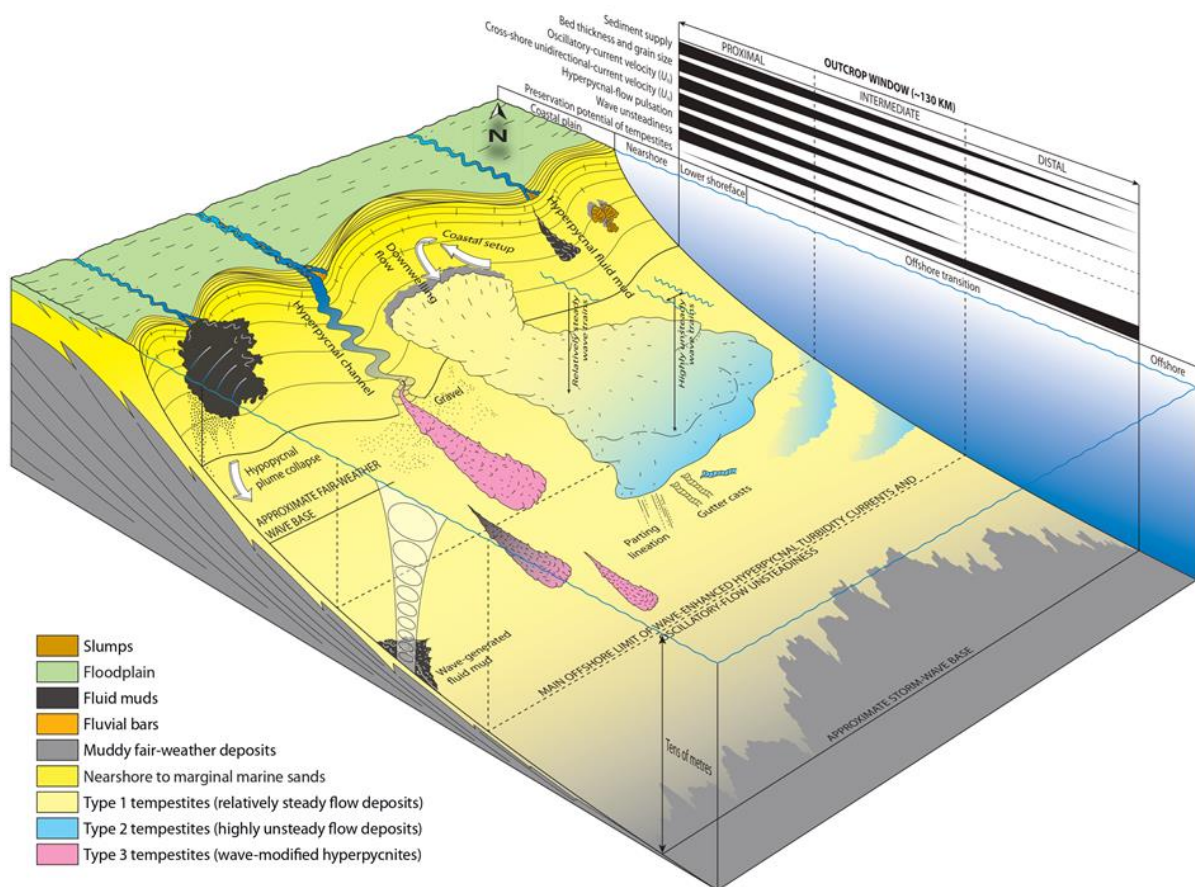


Figura 23: Modelo de fácies dos tempestites da Formação Rurikfjellet no arquipélago de Svalbard (Noruega), indicando a distribuição proximal-distal dos tipos de tempestites determinados por Jelby *et al.* (2020).

Os modelos faciológicos prévios para tempestitos retratam um predomínio de estruturas geradas por fluxo oscilatório nas porções mais proximais, além de um aumento na proporção de formas de leito em áreas distais, devido ao aumento da profundidade e consequente redução da velocidade orbital próximo da camada (Dott & Bourgeois, 1982; Myrow *et al.*, 2002; Lamb *et al.*, 2008; Pattison & Hoffman, 2008; Jelby *et al.*, 2020). Entretanto, no modelo proposto por Jelby *et al.* (2020), a porção distal da plataforma é dominada por tempestitos da Formação *Rurikfjellet*, decorrente do domínio de fluxo oscilatório, em oposição aos modelos de fácies para tempestitos previamente desenvolvidos até então. O que indica que estas formas de leito não estão necessariamente em conformidade com o modelo geral de fácies ou o afloramento estudado por Jelby *et al.* (2020) não compreende as áreas mais distais destes modelos. O predomínio de tempestitos gerados por fluxo oscilatório - e a ausência de tempestitos gerados por fluxo unidirecional - na porção distal da plataforma implica que: (1) a relação entre fácies proximais e distais no modelo faciológico para tempestitos pode somente ser considerada em plataformas de médio a alto gradiente (Bourgeois, 1980; Swift *et al.*, 1987; Myrow, 1992); e que, em função disso, (2) um novo modelo de fácies para tempestitos deve ser desenvolvido para plataformas de baixo gradiente (Jelby *et al.*, 2020).

O modelo poligenético desenvolvido por Jelby *et al.* (2020) (**Fig. 24**) dedica atenção especial para características faciológicas internas de HCS e SCS, antes negligenciadas por autores que hipotetizaram modelos genéticos para HCS (Dott & Bourgeois, 1982; Jelby *et al.*, 2020). Assim, o autor apresenta três tipos de tempestitos, sendo eles resumidos a seguir:

I) Tipo 1; constitui-se em HCS simples predominantemente isotrópicas, quando geradas por fluxo oscilatório relativamente estável (**Fig. 24; Modelo 1**), e anisotrópicas, quando geradas por fluxo combinado (oscilatório estável e *downwelling*) (**Fig. 24; Modelo 2**). São majoritariamente caracterizados por sucessivas laminações de 3ª ordem e superfícies de 2ª ordem que, sob ação de ondas estáveis de tempestade, refletem uma agradação quase contínua e truncamentos intermitentes (Dott & Bourgeois, 1982; Myrow & Southard, 1996; Jelby *et al.*, 2020).

II) Tipo 2; constitui-se em HCS complexas (**Fig. 24; Modelo 3**) que se manifestam de forma isotrópica composta, com uma variedade de *ripples* 2D, 3D e deformação em sedimentos lamosos (SSDS) entre laminações. Quando sob combinação de fluxo unidirecional (*downwelling*) e oscilatório (**Fig. 24; Modelo 4**), também podem incluir HCS e SCS anisotrópicas, *ripples* de corrente, laminação quase-planar, indicadores de paleocorrente polimodais e rara ocorrência de SSDS (Jelby *et al.*, 2020).

III) Tipo 3; constitui-se em HCS complexas que variam de isotrópicas a anisotrópicas, geradas sob combinação do fluxo oscilatório estável e hiperpicnal, apresentando-se ou com gradação inversa à normal ou canalizadas (**Fig. 24; Modelo 5**). Já sob combinação de fluxo oscilatório instável e hiperpicnal de múltiplas descargas fluviais, manifestam-se HCS complexas majoritariamente isotrópicas, com alternância vertical de HCS, laminações quase-planares e *ripples* de fluxo combinado (**Fig. 24; Modelo 6**) (Jelby *et al.*, 2020).

No modelo (**Fig. 24**), as HCS complexas estão restritas aos tempestitos do Tipo 2 e Tipo 3, e estão associadas a cerca de 11% dos tempestitos catalogados no trabalho de Jelby *et al.* (2020). Mesmo assim, as configurações e processos formativos relativos a HCS complexas não estavam previstos em classificações genéticas anteriores. O espectro de processos elaborado por Jelby *et al.* (2020) consiste em uma adaptação do diagrama ternário de Myrow & Southard (1996). Os campos “fluxos induzidos por densidade” e “fluxo geostrófico” definidos por Myrow & Southard (1996) foram substituídos respectivamente por “fluxos hiperpicnais” e “fluxos de *downwelling*” por Jelby *et al.* (2020). Embora o modelo não abranja todos os processos formativos (*E.g.* fluxos geostróficos), ele proporciona uma categorização preditiva, baseada na classificação de processos relativos a algumas configurações de HCS em tempestitos. Portanto, uma ampla variedade de tempestitos depositados sob condições de fluxo combinado oscilatório, *downwelling*, hiperpicnal e, até mesmo, amalgamação causada por múltiplos eventos de tempestade estão omissos no modelo (Jelby *et al.* 2020).

6. MATERIAIS E MÉTODOS

6.1 Levantamento bibliográfico

O levantamento bibliográfico é base para a realização do trabalho em todas as etapas de desenvolvimento do projeto. No entanto, a necessidade do conhecimento prévio essencial faz com que o processo de revisão se desenvolva fundamentalmente no início do projeto.

Para o presente projeto, foi realizada uma revisão bibliográfica baseada em trabalhos sobre: (1) a Bacia do Paraná, (2) paleoambientes do final do Permiano, (3) a Fm. Teresina, (4) características e feições diagnósticas de tempestitos, (5) tipos de fluxo e a gênese de HCS, (6) depósitos de tempestitos da Fm. Teresina e (7) metodologias de campo.

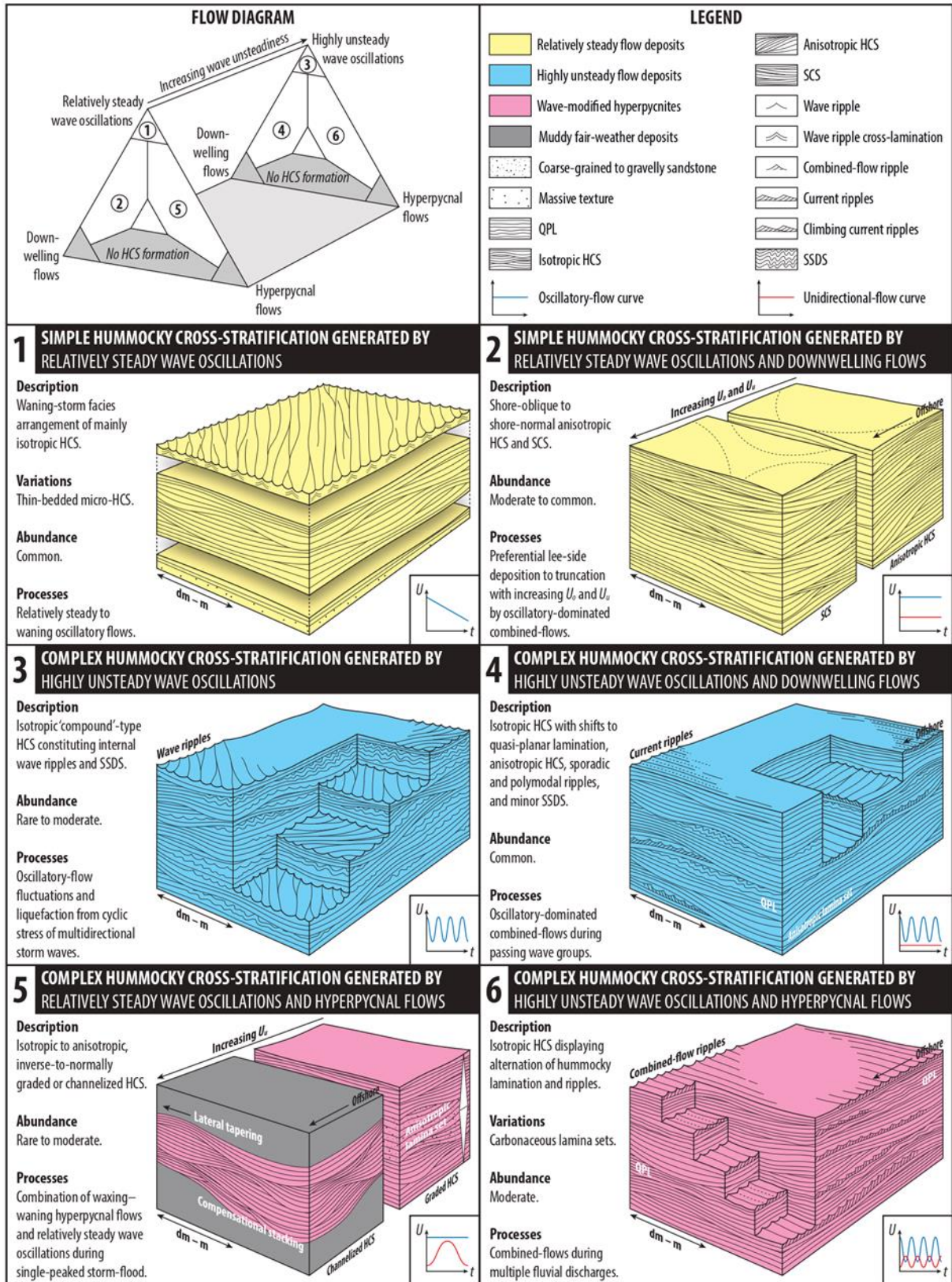


Figura 24: Modelo poligenético de Jelby *et al.* (2020). Este consiste em configurações simples e complexas para HCS controladas pela influência de oscilações relativamente estáveis e altamente instáveis, baseadas em fluxos hiperpicnais e correntes de *downwelling* relacionadas à configuração da costa. Esses processos são representados por uma versão modificada e estendida do diagrama ternário proposto por Myrow & Southard (1996), no qual seis modelos preditivos de HCS e SCS são classificados com base no fluxo formativo. Desta forma, relaciona-se o tempestito Tipo 1 a um fluxo relativamente estável, o tempestito Tipo 2 a um fluxo altamente instável e, tempestito

Tipo 3 a hiperpicnitos modificados por onda. As curvas de fluxo representam a configuração vertical em função da velocidade (U) do fluxo oscilatório (U_o) e unidirecional (U_u) através do tempo (t). A configuração 1 ilustra o arranjo de fácies dentro de toda a camada de tempestito, da base ao topo. Em contrapartida, as configurações de 2 a 6 ilustram apenas HCS em seções 3D, com a finalidade de enfatizar a distribuição esporádica interna de *ripples*. Nota-se também várias *ripples* internas e estruturas de deformação em sedimentos pouco competentes (SSDS) nas configurações 3, 4, e 6, bem como uma laminação quase-planar nas configurações 4 e 6. Extraído de Jelby *et al.* (2020).

6.2 Trabalho de campo

Em um primeiro trabalho de campo, foi realizado um levantamento fotográfico para composição de um ortomosaico e um levantamento de seção colunar. O levantamento de seção colunar foi realizado na face oeste do corte de estrada (afloramento TRS-001), o qual apresenta basculamento de cerca de 4° para NNE, com exposições de cerca de 180 m de extensão, orientadas na direção SSO-NNE na BR-153. No total, foram levantados 19,5 m de seção colunar.

Também, foram descritas litofácies, medições de paleocorrente e de estruturas sedimentares. Em uma segunda etapa de trabalho de campo, foram interpretados os fotomosaicos e adquiridos novos para representações faciológicas. Devido à pandemia da Covid-19 e às restrições de segurança sanitária, não foi possível realizar outras idas a campo para complementar os dados. Sendo assim, optou-se por utilizar os dados adquiridos nas duas etapas anteriores para o desenvolvimento do trabalho. Visto que o campus estava fechado, todos os equipamentos utilizados nos levantamentos eram de propriedade do aluno e do orientador.

Para a realização das atividades de campo, foram adotadas as seguintes convenções: (1) medidas estruturais e de paleocorrente em trama, que consistem na informação do sentido e ângulo de mergulho da camada (Dip dir. / Dip); (2) bússola do tipo *Brunton* com declinação magnética 15° oeste; (3) GPS do *Garmin* convencionado no *datum* WGS 84 e coordenadas UTM.

6.3 Análise faciológica

Para determinação das texturas, utilizou-se da escala textural de campo (**Fig. 2**), desenvolvida por Powers (1953), para que fosse possível correlacionar, grau de arredondamento e, esfericidade dos grãos. A classificação de litofácies foi adaptada pelo autor com base na nomenclatura proposta por Miall (1996), para sistemas fluviais, e na classificação de Jelby *et al.* (2020), para tempestitos. Em seguida, foram agrupadas litofácies em associações faciológicas que permitiram avaliar condições hidrodinâmicas, ambiente deposicional e buscar um significado genético com base nos modelos deposicionais para tempestitos de Myrow & Southard (1996) e Jelby *et al.* (2020).

6.4 Perfis colunares

Para o levantamento de seções, foram utilizados: (1) trena para determinação da espessura das litofácies, (2) bússola do tipo *Brunton* para aquisição de medidas estruturais e de paleocorrente e (3) folhas modelo para descrição de seção colunar (**Fig. 25**). Este modelo é constituído por um cabeçalho com legenda das principais estruturas, um campo para inserir coordenadas UTM, a data e a escala do perfil, além de um espaço para a coluna estratigráfica e suas descrições (folha de seção). O levantamento foi realizado na escala de 1:50, com o intuito de obter maior detalhamento de fácies e suas estruturas internas. Devido à restrição do acesso ao campus da Unipampa, a fase de processamento ocorreu exclusivamente em casa. A seção foi digitalizada a partir do *software Adobe Illustrator CS6*.

6.5 Fotomosaicos

Conforme as instruções de Wizevich (1992), ambas as faces do afloramento foram fotografadas visando representar com fidelidade as estruturas do afloramento e suas relações espaciais em duas dimensões. Após a aquisição das fotografias, as imagens foram processadas com a ferramenta Photomerge, do *software Adobe Photoshop CC 2019*, para compor um único fotomosaico para cada face do corte de estrada. Depois do processamento e compilação das fotografias em dois fotomosaicos, foram impressos em dois *banners* para auxiliar na interpretação pré e pós-campo. Em campo, os fotomosaicos foram utilizados para destacar geometrias dos estratos, suas relações espaciais e principais superfícies. Na etapa pós-campo, todas as interpretações foram tratadas digitalmente utilizando o *software Adobe Illustrator CS6*.

6.6 Análise de paleocorrentes

Para este levantamento, a aquisição de indicadores de fluxo foi feita a partir de uma bússola tipo *Brunton*, utilizando notação em trama. Foram obtidas medidas de paleocorrente de HCS, e linhas de crista de *ripples* oscilatórias. A partir das medidas, pôde-se encontrar paleoindicadores da direção do fluxo oscilatório, bem como o sentido do fluxo unidirecional. Devido ao baixo ângulo de basculamento do afloramento ($\sim 4^\circ$ para NNE), não foi necessário realizar uma correção de paleocorrentes para representação em diagramas de roseta. Após coletados, os dados foram plotados e retratados em diagramas de roseta utilizando o *software Stereo32*.

7. RESULTADOS E INTERPRETAÇÃO

7.1 Seção colunar

Como previamente mencionado, o levantamento de seção colunar na escala de 1:50 foi realizado na face oeste do corte de estrada (afloramento TRS-001), onde foram levantados um total de 19,5 m de seção sem encobertos. A fim de melhor representar o levantamento vertical de fácies, os perfis foram digitalizados e agrupados no *software Adobe Illustrator CS6*, conforme ilustrado na **Figura 26**.

7.2 Descrição faciológica

Baseando-se nos dados adquiridos em campo, foram individualizadas nove litofácies distintas, sendo quatro delas correspondentes a HCS. As litofácies descritas são compostas majoritariamente por arenitos de coloração marrom claro e rosa, apresentando coloração amarelada em alguns pacotes devido à oxidação. Os grãos são bem selecionados, com granulometria que varia entre areia fina e média, sendo a areia fina a granulometria predominante. Apresentam, no geral, grãos subarredondados a arredondados, de média esfericidade e composição majoritariamente quartzosa. As fácies que compõem o perfil colunar estão sintetizadas no **Quadro 1**.

7.3 Classificação de tempestitos

Com base na classificação proposta por Jelby *et al.* (2020) para tempestitos (**Fig. 24**), as fácies correspondentes a tempestitos poderiam ser classificadas da seguinte forma:

Shc - Tempestito Tipo 1 constituído por HCS simples depositada sob fluxo oscilatório relativamente estável (Dott & Bourgeois, 1982; Jelby *et al.* 2020). Como a fácies é simétrica e não apresenta estruturação interlamilar como *ripples* oscilatórias e estruturas de deformação de sedimentos finos, a estrutura foi categorizada como uma HCS simples isotrópica. De acordo com Jelby *et al.* (2020), a natureza do fluxo oscilatório responsável pela deposição deste tipo de tempestito pode ser relativamente estável ou minguante (velocidade decresce com o tempo). O decréscimo gradual da velocidade do fluxo oscilatório justificaria a presença de *ripples* oscilatórias no topo da convexidade (**Fig. 19**), sugerindo atenuação da tempestade neste estágio (Duke *et al.*, 1991; Jelby *et al.* 2020). Devido às altas taxas de agitação e preservação, sugere-se que a deposição tenha ocorrido na transição do nível de base de ação das ondas de tempestade (SWB) e o *offshore* (Dumas & Arnott, 2006; Jelby *et al.*, 2020).

Scs - Tempestito Tipo 1 constituído por HCS simples depositada sob fluxo combinado relativamente estável (Dott & Bourgeois, 1982; Jelby *et al.* 2020). Trata-se de uma variante erosiva da fácies Shc. Como a fácies é erosiva e não há preservação de convexidades, sugere-se que tenha se depositado sob condições de maior intensidade de fluxo oscilatório, estando possivelmente associada a uma deposição no *Shoreface* inferior ou ao retrabalhamento ocasionado pela passagem de múltiplos eventos de tempestade (Dumas & Arnott, 2006; Jelby *et al.*, 2020; Grundvåg *et al.*, 2020).

Shm - Tempestito Tipo 1 constituído por HCS simples depositada sob fluxo combinado (Dott & Bourgeois, 1982; Jelby *et al.* 2020). Esta fácies tem sua gênese associada a um fluxo combinado, composto por fluxo oscilatório relativamente estável e uma componente de fluxo unidirecional que, como mencionado anteriormente por Lavina (1991), pode ser fruto de correntes de retorno geradas pela tempestade. Nesta configuração de fluxo, há domínio do fluxo oscilatório sobre o unidirecional, entretanto, a adição da componente unidirecional é responsável pela deposição preferencial e pela migração das formas. Apesar do relativo alto potencial de preservação e considerável agradação, a atuação mais incisiva do fluxo unidirecional sugere uma deposição entre o nível de base de ação das ondas de tempo-bom (FWWB) e o nível de base de ação das ondas de tempestade (SWB) (Dumas & Arnott, 2006; Jelby *et al.*, 2020).

Sct - Tempestito Tipo 1 constituído por HCS simples depositada sob fluxo combinado (Dott & Bourgeois, 1982; Jelby *et al.* 2020). Assim como a fácies Shm, esta fácies tem sua gênese associada a um fluxo combinado com domínio oscilatório, o que garante a assimetria e o caráter migratório da deposição das formas. No entanto, como a fácies é erosiva e não há preservação de convexidades, sugere-se que tenha se depositado sob condições de maior energia de fluxo, estando possivelmente associada a uma deposição no *Shoreface* inferior (Dumas & Arnott, 2006; Jelby *et al.*, 2020). Ademais, o fato desta fácies estar amalgamada pode ser indicativo tanto de uma deposição em ambiente mais raso, quanto ao retrabalhamento destas formas de leito por seguidos eventos de tempestade (Grundvåg *et al.*, 2020).

COLUNA ESTRATIGRÁFICA		Seção/unidade:	
<p>ESTRUTURAS GERADAS POR PROCESSOS HIDRODINÂMICOS OU GRAVITACIONAIS:</p> <p>M Maciço Estr. Cruz. Bxo. Ângulo Lam. Plano Paralela Estr. Cruzada Planar Lam. Cruz. Cavalgante Fluidização Lam. Ondulada Lam. Convoluta Lam. Ondulada Truncada Estrutura em Chama Estr. Cruz. Tangencial Escorregamento Estr. Cruz. Acanalada Estrutura de Carga Ripples</p>		<p>ESTRUTURAS GERADAS POR PROCESSOS EÓLICOS:</p> <p> Estratos cruzados compostos por marcas ond. eólicas Estruturas de adesão Estratos cruzados compostos por fluxos de grãos Estratificação cruzada de baixo-ângulo Estratificação horizontal</p>	
		<p>FÓSSEIS:</p> <p> Bioturbação Conchas Fósseis Restos Vegetais Marca de raiz</p>	
		<p>Coord. UTM E: N: Data: Escala:</p>	
		DESCRIÇÃO LITOLÓGICA	
Paleocorrente		Foto /Am.	
<p style="text-align: center;">Ag S Amf Af Am Ag Gr Sx BI</p>			

Figura 25: Modelo de folha de seção utilizada em campo. Extraído de Souza (2012).

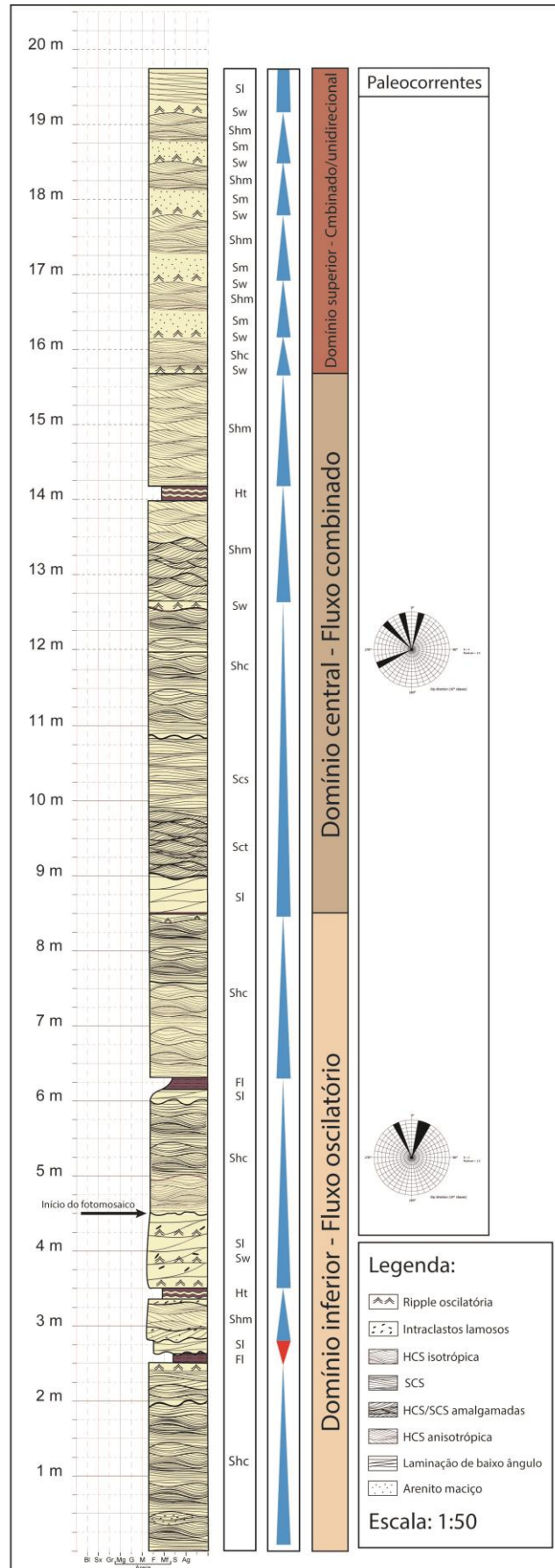


Figura 26: Seção colunar digitalizada a partir dos dados adquiridos no trabalho de campo (Autor, 2021).

Código de fácies	Fácies	Textura e composição	Descrição	Interpretação
Sm	Arenito maciço	Areia fina a média de coloração marrom claro, com grãos subarredondados, de baixa esfericidade, bem selecionados, e de composição quartzosa.	Maciço, com intraclastos lamosos de até 20 cm dispersos.	Depósitos hiperconcentrados gerados por fluxos gravitacionais turbulentos, ou liquefação e obliteração de estrutura pre-existente.
Fl	Finos com laminação	Silte e argila de coloração marrom-avermelhada, de composição argilominerálica.	Laminação milimetricamente espaçada marcada pela variação no tamanho de grão.	Deposição por decantação de sedimentos finos em suspensão.
Ht	Heterolito	Alternância entre silte, argila e areia fina. Coloração marrom-avermelhada e marrom claro. Grãos moderadamente selecionados, arredondados, de alta esfericidade, e de composição majoritariamente quartzosa e argilominerálica.	Intercalação centimétrica de silte/argila laminados e arenitos com marcas onduladas truncadas.	Intercalação de períodos de depósitos de sedimentos finos em suspensão por decantação e períodos de fluxo oscilatório formando <i>rolling-grains ripples</i> e <i>vortex-ripples</i> .
Sl	Arenito com laminação de baixo ângulo	Areia fina a média de coloração variando de marrom claro à rosa. Grãos bem selecionados, subarredondados, de alta esfericidade e composição quartzosa.	Arenito com laminação cruzada de baixo ângulo milimétrica (<1 cm), de colocação variando de marrom claro à rosa. Ocorre preenchendo <i>gutter casts</i> e em limites de <i>sets</i> de HCS.	Deposição sob a transição entre fluxo inferior e superior, em regime subaquoso de dunas atenuadas ou fortemente truncadas.
Sw	Arenito com <i>ripple</i>	Arenitos finos a médios de coloração marrom claro. Grãos bem selecionados, subarredondados, de alta esfericidade e composição quartzosa.	Laminação ondulada-truncada geralmente intercalada entre finos laminados, com comprimento de onda de até 0,13 m. A propagação das <i>ripples</i> está orientada na direção NNW-SSE (perpendicular à linha de crista). As cristas apresentam formato arredondado, característico de <i>vortex-ripples</i> .	Depósito subaquoso sob regime de fluxo oscilatório formando <i>vortex-ripples</i> .
Shm	Arenito com estratificação cruzada <i>hummocky</i> migratória (<i>Sensu</i> Cheel & Leckie, 1993)	Areia fina a média de coloração marrom claro. Grãos bem selecionados, subarredondados, de alta esfericidade e composição quartzosa.	Pacotes arenosos relativamente espessos (< 50 cm), com base erosiva, domos convexos simétricos ou assimétricos e distância entre linhas de crista de até 4,20 m. Internamente, apresentam estratificação cruzada tangencial com <i>foresets</i> levemente convexos, variação na espessura lateral e vertical da laminação, e direção preferencial média para 342° (NNW). Apresenta marcas onduladas truncadas de pequeno porte no limite superior dos <i>sets</i> e, comumente, com sedimentos finos recobrimo.	Resultado da combinação de fluxos oscilatórios gerados por tempestades sob significativa influência de fluxos unidirecionais.
Sct	Arenito com estratificação cruzada <i>hummocky</i> migratória " <i>corte e preenchimento</i> "	Areia fina a média de colocação marrom claro. Grãos bem selecionados, subarredondados, de alta esfericidade e composição quartzosa.	Pacotes arenosos de espessura variando entre 0,20-0,40 m, com base erosiva, domos erodidos e distância entre linhas de crista de até 3,80 m. É uma estrutura de corte e preenchimento, onde há o cavalgamento entre as formas fazendo com que a parte agradacional seja erodida. Internamente, apresentam estratificação cruzada tangencial com <i>foresets</i> levemente convexos, com variação na espessura lateral e vertical da laminação, com direção preferencial média para 340° (NNW). Encontram-se normalmente amalgamadas.	Cavalgamento de ondas de grande porte induzido pela atuação de fluxos combinados de alta intensidade. <i>Shoreface</i> inferior (baixa preservação).
Shc	Arenito com estratificação cruzada <i>hummocky</i>	Areia fina a média de coloração marrom claro com intraclastos lamosos de 2 cm. Grãos bem selecionados, subarredondados, de alta esfericidade e composição quartzosa.	Pacotes arenosos simétricos com domos elípticos e calhas preservadas com base ondulada (erosiva). O topo das camadas é marcado por estratos agradacionais e sobreposto por marcas onduladas simétricas e finas camadas de sedimentos finos, enquanto a base apresenta intraclastos lamosos (< 2,00 cm), marcando também os limites dos <i>sets</i> . Apresenta comprimento de onda de até 6,00 m e <i>sets</i> de 0,30-1 m. Internamente, as laminações são truncadas de baixo ângulo a paralelas (< 5 mm), com espessura diminuindo em direção ao domo e gradação normal incipiente (areia média a fina).	Brenchley & Newall (1982) assumem que estas formas são resultantes de movimentos oscilatórios gerados por ondas de grande amplitude e espaçamento, sob condições de alta taxa de sedimentação. As gradações na laminação indicam uma queda contínua da energia envolvida no transporte e deposição dos grãos. A base erosiva sugere que estas <i>hummockys</i> indicam a atuação concomitante de processos erosivos e deposicionais.
Scs	Arenito com estratificação cruzada <i>swaley</i>	Areia fina a média de colocação marrom claro. Grãos bem selecionados, subarredondados, de alta esfericidade e composição quartzosa.	Pacotes arenosos com série de superfícies côncavas superpostas, com erosões rasas e largas e comprimento de onda de até 5,00 m. As formas amalgamadas são simétricas formando <i>sets</i> de 40-60 cm e, internamente, com laminações truncadas de baixo ângulo.	Fluxo combinado com domínio de fluxo oscilatório de alta velocidade em porções mais rasas. Leckie & Walker (1982).

Quadro 1: Descrição faciológica das litofácies levantadas em campo (Autor, 2021).

7.4 Modelo deposicional e Arquitetura faciológica

A partir do empilhamento faciológico, o intervalo estudado da Fm. Teresina caracteriza uma plataforma dominada por ondas de tempestade. Entretanto, não dominavam apenas fluxos oscilatórios, havendo também a ocorrência de fluxos combinados. A partir da presença de indicadores de fluxo unidirecional, foi observado um progressivo aumento da influência de fluxos unidirecionais para o topo da seção. Esta tendência pôde ser observada ao verificar *hummockys* migratórias (Shm), por vezes assimétricas com sentido preferencial de deposição, dominando principalmente as porções central e superior do afloramento. Ademais, é notória a tendência de menor preservação das formas para o topo da seção.

Além de possibilitar uma interpretação do modelo deposicional, o afloramento permite compreender uma variação na dinâmica dos fluxos que dominaram neste intervalo de deposição. Assim, este estudo permitiu categorizar o afloramento em três principais intervalos a partir de diferentes interações entre os fluxos oscilatórios e unidirecionais (**Figs. 27; 29; 30**).

7.4.1 Intervalo inferior (0,00 m a 8,50 m): A porção inferior do afloramento, correspondente a uma seção de 8,50 m, é constituída por uma associação de fácies composta por Shm, Shc, Fl, Sw, Sl e Ht. A fácies mais representativa deste intervalo corresponde à Shc, que nesta porção do afloramento apresenta a maior parte das convexidades preservadas, com decantação de finos no topo e dorso simétrico. Quanto à dimensão, é importante pontuar que neste intervalo estão contidas as maiores *hummockys* do afloramento, podendo apresentar até 6,00 m de comprimento. Em contrapartida, foi descrito um pacote de 0,30 m de espessura correspondente à fácies Shm, com leve tendência preferencial de deposição, o que indica a atuação momentânea de fluxos unidirecionais neste domínio inferior. Ademais, a fácies Ht apresenta indicadores de fluxo unidirecional, como *sole marks* erodindo a fácies Fl (**Fig. 27A**). Neste contexto, o fim dos ciclos de tempestade é marcado pela deposição das fácies Sw, Fl ou Ht (Duke *et al.*, 1991). As *vortex-ripples* (**Fig. 27A; Fig. 28**) presentes na fácies Sw são indícios de um fluxo oscilatório altamente energético atuante na deposição (Nichols, 2009). A fácies Sl encontra-se normalmente associada à agradação da fácies Shc. Esta primeira associação está relacionada ao domínio da atuação do fluxo oscilatório e alta preservação das formas, o que sugere uma deposição na zona de transição entre o nível de base de ação das ondas de tempestade (SWB) e o *offshore* (Dumas & Arnott, 2006). As formas que apresentam pouca ocorrência de lama no topo podem estar associadas a eventos de tempestades recorrentes,

erodindo os pelitos sedimentados, fato observável na intensa ocorrência de intraclastos argilosos na base das formas de leito.

7.4.2 Intervalo central (8,50 m a 15,60 m): A porção central do afloramento correspondente a uma seção de 7,10 m é constituída pela associação das fácies Sl, Shm, Sct, Scs, Shc e Ht. Esta associação apresenta laminação cruzada de baixo ângulo (Sl) na base, sucedida por um pacote amalgamado de 1,80 m de fácies Sct e Scs (**Fig. 29A**). Logo acima, estão presentes as fácies Shc, Shm e Ht, onde é possível verificar *gutter casts* preenchidos por Sl na base de alguns pacotes da fácies Shm (**Fig. 30A**). Assim como ocorre na porção inferior do afloramento, a fácies Ht é subsequente à agradação por Sl, e indica o fechamento dos ciclos de tempestade. A fácies Shc não se apresenta como na porção inferior do afloramento, pois são ligeiramente menos agradacionais, apresentando menor comprimento de onda (> 3 m) e *sets* menos espessos. O limite superior do intervalo central é marcado pela fácies Shm com *ripples* oscilatórias e lama no topo.

A associação de fácies deste intervalo evidencia a atuação de condições hidrodinâmicas mais instáveis do que as envolvidas na deposição do intervalo inferior. Isto pode ser observado tanto pela amalgamação e baixo grau de preservação das fácies Shm e Scs, quanto pelo caráter migratório da fácies Shm, que apresenta deposição média preferencial para NNW. Estas evidências sugerem que a deposição se deu sob condições de fluxo combinado de domínio oscilatório sobre o unidirecional. A presença de *gutter casts* e a anisotropia de encontrada nas fácies Shm e Sct reafirmam a atuação de fluxos unidirecionais na deposição deste domínio com direção preferencial para N-NW.

7.4.3 Intervalo superior (15,60 m a 19,70 m): A porção superior do afloramento corresponde a um pacote de 4,10 m na seção colunar e é constituído pela associação de fácies Sw, Sm, Shc, Shm e Sl. Este intervalo superior do afloramento é caracterizado principalmente pela ciclicidade de fácies, pois apresenta 4 ciclos consecutivos representados por pacotes de 0,60-0,70 m de espessura, contendo a seguinte sucessão de fácies: Sw, Sm, Shc/Shm e Sw. Vale ressaltar que há um pacote de fácies Shc com cerca de 0,60 m que precede os quatro ciclos. A fácies Shc apresenta preenchimento de calha com laminações de arenito fino com gradação normal e *ripples* oscilatórias no topo. Após a quarta repetição desta associação (Sw, Sm, Shc/Shm e Sw), há uma agradação de 0,80 m da fácies Sl, marcando o topo da seção colunar. Além da ciclicidade característica, esta associação introduz a fácies arenito maciço (Sm), que é

ausente nos intervalos inferiores do afloramento. Esta fácies apresenta intraclastos lamosos de até 0,20 m de comprimento e se apresenta em pacotes de 0,30 m de espessura.

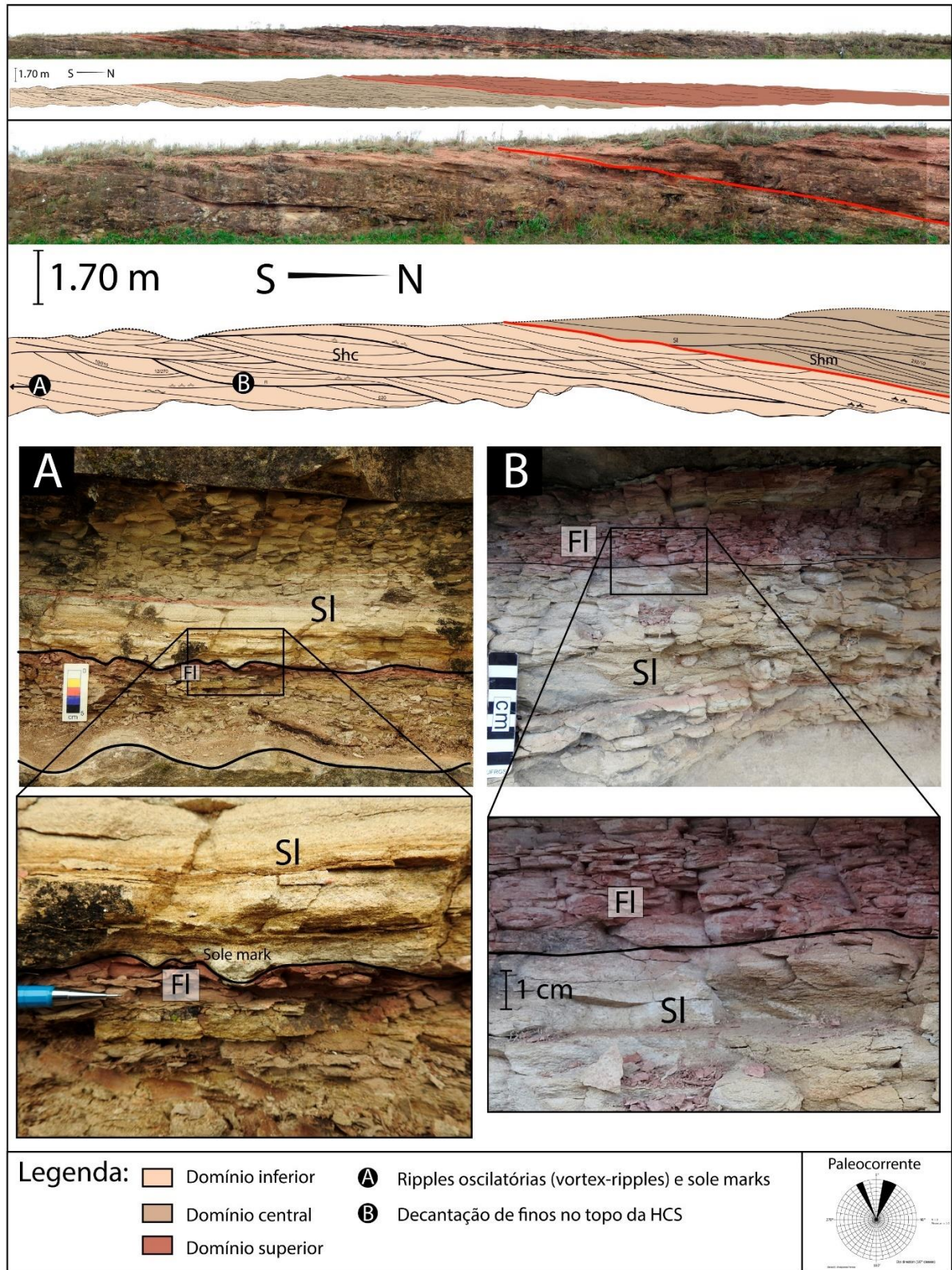


Figura 27: Intervalo inferior do afloramento dominado por fluxo oscilatório. A imagem “A” mostra a presença de vortex-ripples com laminação de baixo ângulo, decantação de finos no topo e indicadores de fluxo unidirecional (sole marks). A imagem “B” mostra a aggradação e decantação de finos no topo de uma HCS (Autor, 2021).

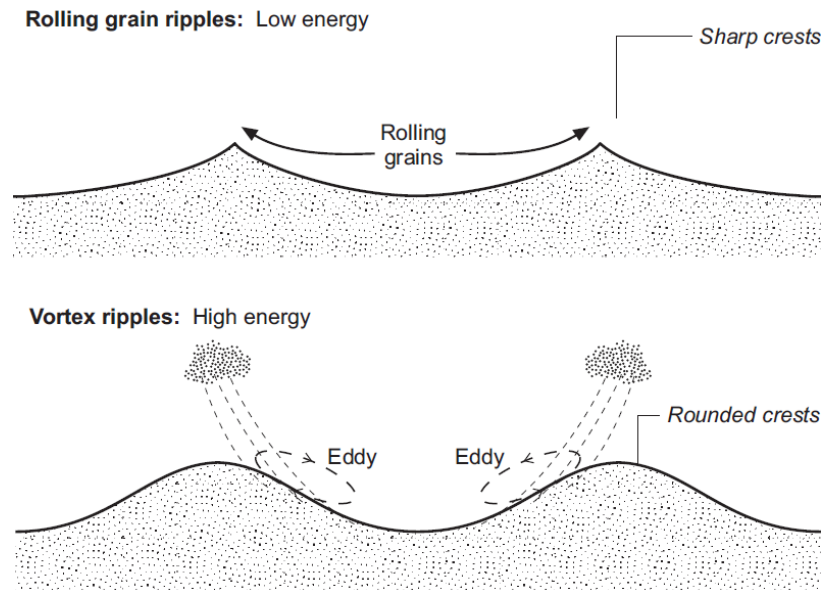


Figura 28: Formas de *ripples* de onda: *rolling grain ripples* são produzidas quando o movimento oscilatório é somente capaz de mover grãos na superfície da camada, enquanto que as *vortex-ripples* são formadas por ondas de alta energia (*sensu* Nichols, 2009). Extraído de Nichols (2009).

Apesar do alto grau de alteração do afloramento neste intervalo, é possível observar que as laminações observáveis são tangenciais, evidenciando uma deposição migratória correspondente à fácies Shm com moderado grau de preservação das convexidades. Dadas as condições de deposição, sugere-se que a porção superior do afloramento corresponda a um ambiente deposicional mais proximal, dominada por fluxos combinados com domínio oscilatório. Entretanto, a fácies Sm denuncia um possível período de domínio de fluxos unidirecionais sobre o oscilatório, causado tanto por correntes de retorno, quanto por descargas fluviais que geram correntes de turbidez. Estas evidências podem indicar a proximidade com um sistema deltaico, conforme Kern *et al.* (2021) propõem em seu modelo paleogeográfico (**Fig. 11**).

7.5 Variações hidrodinâmicas ao longo dos três intervalos:

O aumento da influência do fluxo unidirecional ao longo do empilhamento estratigráfico permite sugerir algumas hipóteses para a sua origem, sendo elas:

I) Aporte fluvial: Segundo o modelo paleogeográfico (**Fig. 11**) proposto por Kern *et al.* (2021), a presença de um sistema deltaico aportando sedimentos no mar intracontinental Passa Dois (Lavina, 1991) abre a possibilidade para ocorrências de descargas fluviais e fluxos turbidíticos (Higgs, 1990; Myrow & Southard, 1996). Entretanto, esta descarga fluvial deve ser densa e/ou fria o suficiente para afundar (fluxo hiperpicnal) e se depositar em zonas de ação de tempestade (Higgs, 1990; Myrow & Southard, 1996; Bhattacharya & McEachern, 2009).

II) Aumento da influência de correntes de retorno: Assim como indicado por Lavina (1991), os pacotes amalgamados contidos no afloramento (TRS-001) não são típicos de turbiditos clássicos, devido à maior espessura (0,20 - 0,50 m). Em vista disso, considera-se a hipótese de que as fácies tenham se depositado sob fluxo combinado com componente unidirecional proveniente de correntes de retorno (Lavina, 1991) ou *downwelling flows* induzidos pela intensa ação de tempestades (Jaimes & Shay, 2015; Jelby *et al.*, 2020).

III) Raseamento da plataforma: É um fator chave na análise, pois é caracterizado pela regressão desenvolvida no fim do Permiano (Milani, 1997; Milani *et al.*, 2007; Lima & Netto, 2012), responsável pela transição do ambiente marinho para um evaporítico continental (Milani *et al.*, 2007; Kern *et al.*, 2021). Sendo assim, corrobora com a ideia de que camadas amalgamadas e anisotrópicas devem ocorrer com mais frequência em menor profundidade, (Dott & Bourgeois, 1982; Lavina, 1991), sendo particularmente mais presentes para o topo da seção, que corresponde a um ambiente marinho progressivamente mais raso em função da regressão causada pela continentalização do mar intracontinental (Milani *et al.*, 2007; Kern *et al.*, 2021).

Vale ressaltar que, quanto ao aporte fluvial, Lavina (1991) menciona a presença de frações de sedimentos mais grossos nos tempestitos da Fm. Teresina, característica não observada em campo, mas muito provável, sendo um possível indicador de descargas fluviais (Lavina, 1991; Jelby *et al.*, 2020). Jelby *et al.* (2020) categorizou como tempestito Tipo 3 os hiperpicnitos modificados por onda. Estes possuem como principais características a presença de sedimentos mais grossos na laminação, HCS canalizadas e turbiditos modificados por onda com *ripples* de corrente (Jelby *et al.*, 2020). Estas características não foram observadas no afloramento, no entanto, não se exclui a hipótese, pois ainda é necessário um levantamento com maior volume de dados para chegar a uma conclusão mais sólida. Portanto, considera-se que a atuação de fluxos unidirecionais hiperpicnais pode ter induzido tanto a anisotropia de tempestitos, quanto a deposição de arenitos maciços por fluxos hiperconcentrados no intervalo superior do afloramento.

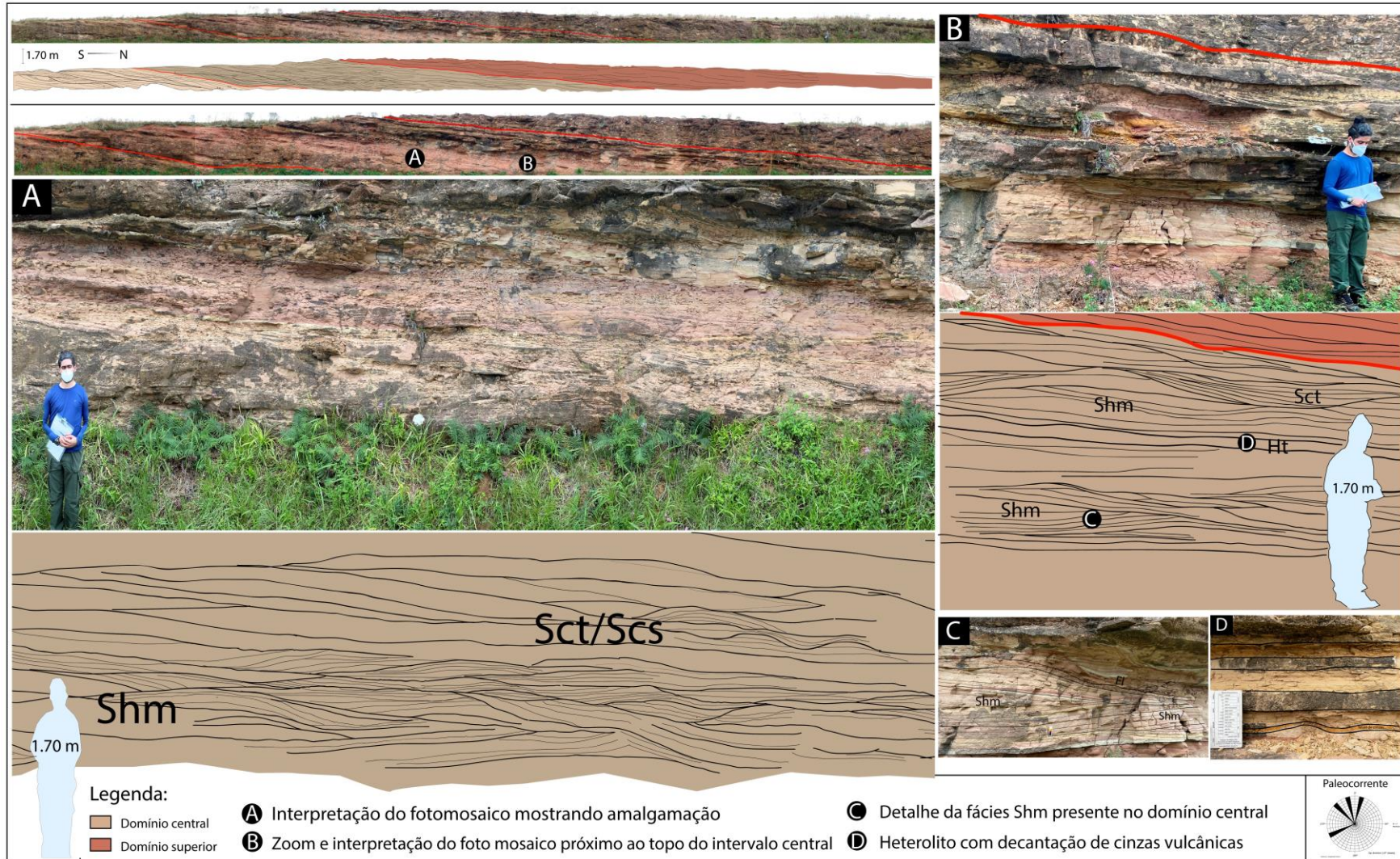


Figura 29: Intervalo central do afloramento dominado por fluxos combinados. (A) Ênfase no trecho central do intervalo, onde predominam as fácies Sct e Scs amalgamadas. (B) *Zoom* e interpretação da associação de fácies da parte superior do intervalo central. (C) representa o detalhe da fácies Shm e (D) apresenta o detalhe da fácies Ht (Autor, 2021).

A presença de fácies amalgamadas de baixa preservação também indicam um momento com menor espaço de acomodação. Esta redução de espaço disponível pode se dar tanto pelo raseamento da plataforma, e subsequente aumento na intensidade dos fluxos, quanto pelo retrabalhamento das formas por vários episódios de tempestade seguidos (Grundvåg *et al.*, 2020). Dada a variedade faciológica das associações (seja a presença da fácies Shc no intervalo central, ou de fácies Shm no intervalo inferior) subentende-se que houveram episódios de maior ou menor atuação de fluxos unidirecionais durante a deposição dos intervalos. Tal fato pode sugerir: (I) episódios momentâneos de oscilação na intensidade da componente unidirecional; ou (II) momentos de oscilação da intensidade do fluxo oscilatório em relação ao unidirecional em função da magnitude da tempestade.

A proximidade com um possível sistema deltaico (Kern *et al.*, 2021) corrobora com a deposição dos arenitos maciços e laminações de baixo ângulo presentes no intervalo superior.

8. CONCLUSÕES

- A Formação Teresina no intervalo estudado é composta por depósitos de tempestitos e subdividida em 9 fácies;
- O intervalo estudado pode ser dividido em 3 domínios em função das configurações de fluxo, sendo elas:
 - a. Intervalo inferior: Domínio do fluxo oscilatório;
 - b. Intervalo central: Fluxo combinado com domínio oscilatório com presença significativa da componente unidirecional;
 - c. Intervalo superior: Fluxo combinado com grande influência de fluxo unidirecional.
- A deposição evidencia uma progressiva maior influência de fluxos unidirecionais para o topo da sequência.
- A maior frequência de fácies amalgamadas, anisotrópicas e maciças para o topo sugere (I) proximidade com a fonte, (II) raseamento do mar intracontinental e (III) seguidos eventos de tempestade de grande porte.

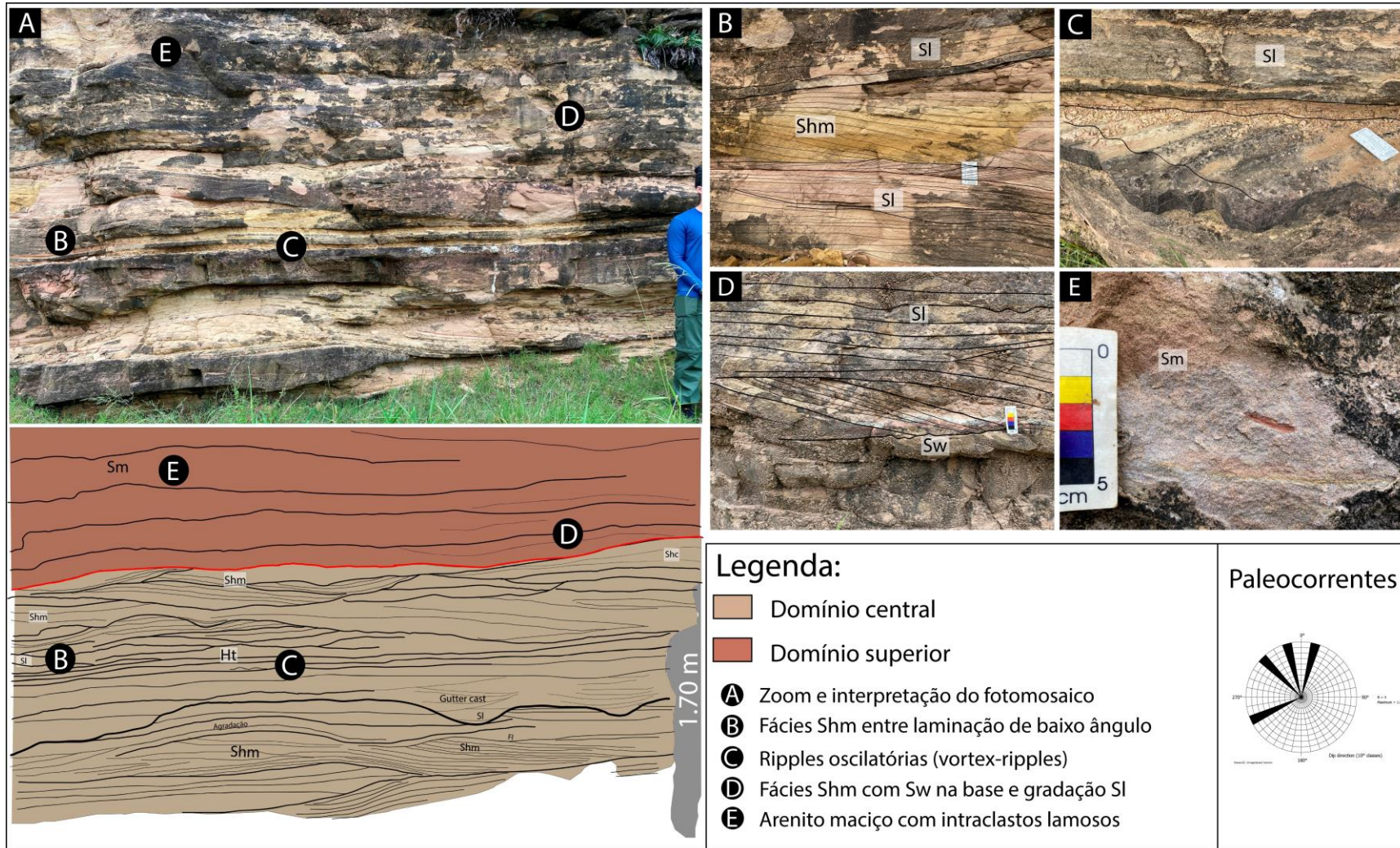


Figura 30: Intervalo central e superior. No intervalo superior há domínio de fluxo combinado com grande influência da componente unidirecional. (A) *Zoom* e interpretação da porção do fotomosaico correspondente à transição entre o intervalo central e superior. A fotografia “A” representa a face leste do corte de estrada, sendo correspondente direta da imagem “B” da **Fig. 28**, que fica no lado oeste. (B) Detalhe da relação entre a fácies Shm e SI. (C) *Ripples* oscilatórias (*vortex-ripples*). (D) Detalhe das fácies Shm, Sw e SI contidas no intervalo superior do afloramento. (E) Detalhe do arenito maciço com intraclastos lamosos do intervalo superior (Autor, 2021).

REFERÊNCIAS

- ALASKA SATELLITE FACILITY DATA SEARCH. **Alos Palsar data set**. Disponível em: <https://search.asf.alaska.edu/#/?dataset=ALOS>. Acesso em: 4 fev. 2021.
- ALLEN, Philip A. ***Hummocky cross-stratification is not produced purely under progressive gravity waves***. *Nature*, v. 313, n. 6003, p. 562-564, 1985.
- ALVES, R. G. **Correlação estratigráfica de alta resolução aplicada ao Permiano Inferior da Bacia do Paraná, na região de Candiota, Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, 1994.
- ARNOTT, R. William; SOUTHARD, John B. **Exploratory flow-duct experiments on combined-flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification**. *Journal of Sedimentary Research*, v. 60, n. 2, p. 211-219, 1990.
- BASILICI, Giorgio; DE LUCA, Pedro Henrique Vieira; POIRÉ, Daniel G. ***Hummocky cross-stratification-like structures and combined-flow ripples in the Punta Negra Formation (Lower-Middle Devonian, Argentine Precordillera): a turbiditic deep-water or storm-dominated prodelta inner-shelf system?***. *Sedimentary Geology*, v. 267, p. 73-92, 2012.
- BEUKES, Nicolas J. ***Sole marks and combined-flow storm event beds in the Brixton Formation of the siliciclastic Archean Witwatersrand Supergroup, South Africa***. *Journal of Sedimentary Research*, v. 66, n. 3, p. 567-576, 1996.
- BEURLLEN, K. **Faunas salobras fósseis e tipo ecológico– paleogeográfico das faunas gondwânicas no Brasil**. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 29, p. 229-241, 1957.
- BHATTACHARYA, Janok P.; MACEACHERN, James A. **Hyperpycnal rivers and prodeltaic shelves in the Cretaceous seaway of North America**. *Journal of Sedimentary Research*, v. 79, n. 4, p. 184-209, 2009.
- BORTOLUZZI, C. A. *et al.* **Geologia da Bacia do Paraná em Santa Catarina**. *Textos básicos de geologia e recursos minerais de Santa Catarina*, p. 131-192, 1987.
- BOUMA, Arnold H. **Sedimentology of some flysch deposits**. *Agraphic approach to facies interpretation*, v. 168, 1962.

BOURGEOIS, Joanne. A transgressive shelf sequence exhibiting *hummocky* stratification; the Cape Sebastian *Sandstone* (Upper Cretaceous), southwestern Oregon. **Journal of Sedimentary Research**, v. 50, n. 3, p. 681-702, 1980.

BRENCHLEY, Patrick J.; NEWALL, Geoffrey. Storm-influenced inner-shelf sand lobes in the Caradoc (Ordovician) of Shropshire, England. **Journal of Sedimentary Research**, v. 52, n. 4, p. 1267-1269, 1982.

BRENCHLEY, Patrick J.; ROMANO, Michael; GUTIERREZ-MARCO, Juan Carlos. **Proximal and distal *hummocky* cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia.** 1986.

CAMPBELL, Charles V. Depositional model; upper Cretaceous Gallup beach shoreline, Ship Rock area, northwestern New Mexico. **Journal of Sedimentary Research**, v. 41, n. 2, p. 395-409, 1971.

CAMPBELL, Charles V. Truncated *wave-ripple* laminae. **Journal of Sedimentary Research**, v. 36, n. 3, p. 826-828, 1966.

CANILE, Fernanda M.; BABINSKI, Marly; ROCHA-CAMPOS, Antonio C. Evolution of the Carboniferous-Early Cretaceous units of Paraná Basin from provenance studies based on U-Pb, Hf and O isotopes from detrital zircons. **Gondwana Research**, v. 40, p. 142-169, 2016.

CASTRO, J. C. A evolução dos sistemas glacial, marinho e deltaico das formações Rio do Sul e Rio Bonito/Mb. Triunfo (Eopermiano), sudeste da Bacia do Paraná. **Rio Claro**, 1991.

CHEEL, R. J. Hummocky and swaley cross-stratification. **Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks**, p. 362-364, 2003.

CHEEL, Richard J. *et al.* *Hummocky cross-stratification*. In: **Sedimentology review 1**. Blackwell, 1993. p. 103-122.

CHEEL, Richard James. Grain fabric in *hummocky* cross-stratified storm beds; genetic implications. **Journal of Sedimentary Research**, v. 61, n. 1, p. 102-110, 1991.

CHRISTIANO-DE-SOUZA, Isabel Cortez *et al.* New approach for the study of paleofloras using geographical information systems applied to Glossopteris Flora. **Brazilian Journal of Geology**, v. 44, n. 4, p. 681-689, 2014.

COE, Angela L. (Ed.). **Geological field techniques**. John Wiley & Sons, 2010.

COLLINSON, John D. The sedimentology of the Grindslow shales and the Kinderscout grit; a deltaic complex in the Namurian of northern England. **Journal of Sedimentary Research**, v. 39, n. 1, p. 194-221, 1969.

DOTT JR, R. H.; BOURGEOIS, JOANNE. Hummocky cross stratification—Importance of variable bedding sequences analogous to the Bouma sequence [abs.]. In: **Geological Society of America Abstracts with Programs**. 1979. p. 414.

DOTT JR, R. H.; BOURGEOIS, Joanne. *Hummocky* stratification: significance of its variable bedding sequences. **Geological Society of America Bulletin**, v. 93, n. 8, p. 663-680, 1982.

DU TOIT, Alex. A geological comparison of South America with South Africa. **Carnegie Institute of Washington Publications**, v. 381, p. 1-157, 1927.

DUKE, William L. Geostrophic circulation or shallow marine turbidity currents? The dilemma of paleoflow patterns in storm-influenced prograding shoreline systems. **Journal of Sedimentary Research**, v. 60, n. 6, p. 870-883, 1990.

DUKE, William L. *Hummocky* cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. **Sedimentology**, v. 32, n. 2, p. 167-194, 1985.

DUKE, William L.; ARNOTT, R. W. C.; CHEEL, Richard J. Shelf *sandstones* and *hummocky cross-stratification*: new insights on a stormy debate. **Geology**, v. 19, n. 6, p. 626-628, 1991.

DUMAS, Simone; ARNOTT, R. W. C. Origin of *hummocky* and *swaley cross-stratification*—The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. **Geology**, v. 34, n. 12, p. 1073-1076, 2006.

DUQUE, J. M. **Fácies carbonáticas da Formação Teresina na borda centro-leste da Bacia do Paraná**. 2012. Tese de Doutorado. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

EINSELE, G.; SEILACHER, A. Paleogeographic significance of tempestites and periodites. In: **Cyclic and event stratification**. Springer, Berlin, Heidelberg, 1982. p. 531-536.

FIGUEIREDO FILHO, PM de; BORTOLUZZI, C. A.; GAMERMANN, N. Problemas relacionados com os contatos das formações Neopaleozóicas no Rio Grande do Sul, Brasil. **An. Acad. Bras. Ciênc**, v. 44, p. 127-13B, 1972.

FRANÇA, Almério Barros; POTTER, Paul E. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do grupo Harare (Permocarbonífero), Bacia do Paraná. I. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, v. 2, n. 2-4, p. 147-191, 1988.

GAMA JR, E. Sistemas deposicionais do Grupo Passa Dois. **Simpósio Regional de Geologia**, v. 2, p. 195-202, 1979.

GEOSGB - CPRM. **Base de dados**. Disponível em: <http://geosgb.cprm.gov.br/geosgb/downloads.html>. Acesso em: 4 fev. 2021.

GILBERT, Grove Karl. *Ripple*-marks and cross-bedding. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 10, n. 1, p. 135-140, 1899.

GRANT, William D.; MADSEN, Ole Secher. Combined *wave* and current interaction with a rough bottom. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 84, n. C4, p. 1797-1808, 1979.

GRUNDEVÅG, Sten-Andreas *et al.* The role of shelf morphology on storm-bed variability and stratigraphic architecture, Lower Cretaceous, Svalbard. **Sedimentology**, 2020.

GUY PLINT, A. Mud dispersal across a Cretaceous prodelta: storm-generated, *wave*-enhanced sediment gravity flows inferred from *mudstone* microtexture and microfacies. **Sedimentology**, v. 61, n. 3, p. 609-647, 2014.

HAMBLIN, Anthony P.; WALKER, Roger G. Storm-dominated shallow marine deposits: the Fernie–Kootenay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 16, n. 9, p. 1673-1690, 1979.

HARAZIM, Dario; MCILROY, Duncan. Mud-rich density-driven flows along an Early Ordovician storm-dominated shoreline: Implications for shallow-marine facies models. **Journal of Sedimentary Research**, v. 85, n. 5, p. 509-528, 2015.

HARMS, John Conrad *et al.* **Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences**. 1975.

HARMS, John Conrad; JB, SOUTHARD; RG, WALKER. **Structures and sequences in clastic rocks**. 1982.

HAYES, Miles Oren. Hurricanes as geological agents: case studies of Hurricanes Carla, 1961, and Cindy, 1963. **Virtual Landscapes of Texas**, 1967.

HEQUETTE, Arnaud; HILL, Philip R. Response of the seabed to storm-generated combined flows on a sandy arctic *Shoreface*, Canadian Beaufort Sea. **Journal of Sedimentary Research**, v. 65, n. 3a, p. 461-471, 1995.

HÉQUETTE, Arnaud; HILL, Philip R. Storm-generated currents and *offshore* sediment transport on a sandy *Shoreface*, Tibjak Beach, Canadian Beaufort Sea. **Marine geology**, v. 113, n. 3-4, p. 283-304, 1993.

HOLZ, Michael *et al.* A stratigraphic chart of the Late Carboniferous/Permian succession of the eastern border of the Paraná Basin, Brazil, South America. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 29, n. 2, p. 381-399, 2010.

HIGGS, Roger. Sedimentology and tectonic implications of Cretaceous fan-delta conglomerates, Queen Charlotte Islands, Canada. **Sedimentology**, v. 37, n. 1, p. 83-103, 1990.

IBGE. **Bases cartográficas contínuas - Brasil**. Disponível em: <https://www.ibge.gov.br/geociencias/cartas-e-mapas/bases-cartograficas-continuas/15759-brasil.html?=&t=downloads>. Acesso em: 4 fev. 2021.

JAIMES, Benjamin; SHAY, Lynn K. Enhanced wind-driven downwelling flow in warm oceanic eddy features during the intensification of Tropical Cyclone Isaac (2012): Observations and theory. **Journal of Physical Oceanography**, v. 45, n. 6, p. 1667-1689, 2015.

JELBY, Mads E. *et al.* Tempestite facies variability and storm-depositional processes across a wide ramp: Towards a polygenetic model for hummocky cross-stratification. **Sedimentology**, v. 67, n. 2, p. 742-781, 2020.

JELBY, Mads E. *et al.* Tempestite facies variability and storm-depositional processes across a wide ramp: Towards a polygenetic model for *hummocky* cross-stratification. **Sedimentology**, v. 67, n. 2, p. 742-781, 2020.

KERN, H. P. *et al.* **Paleogeographic evolution of the southern Paraná Basin during Late Permian and their relation to the Gondwanides.** Universidade do Vale do Rio dos Sinos, 2019, no prelo.

KERN, Henrique Parisi *et al.* Paleogeographic evolution of the southern Paraná Basin during the Late Permian and its relation to the Gondwanides. **Sedimentary Geology**, v. 415, p. 105808, 2021.

KLEIN, Carla; LEIPNITZ, Itamar Ivo; NOWATZKI, Carlos Henrique. CONCENTRAÇÕES FOSSILÍFERAS DA FORMAÇÃO TERESINA NA. **Acta Geologica Leopoldensia**, v. 24, n. 49, p. 75-92, 1999.

LAMB, M. P. *et al.* Deposits from *wave*-influenced turbidity currents: Pennsylvanian Minturn Formation, Colorado, USA. **Journal of Sedimentary Research**, v. 78, n. 7, p. 480-498, 2008.

LANDIM, Paulo Milton Barbosa. **O Grupo Passa Dois (P) na Bacia do Rio Corumbataí (SP).** 1970. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

LAVINA, E. L. **Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano eo Eotriássico (Intervalo Kazaniano–Scythiano) da Bacia do Paraná.** UFRGS. 1991. Tese de Doutorado. Tese de doutorado.

LAVINA, E. L.; LOPES, R. da C. A transgressão marinha do Permiano Inferior e a evolução paleogeográfica do Supergrupo Tubarão no Estado do Rio Grande do Sul. **Paula-Coutiana**, v. 1, p. 51-103, 1987.

LECKIE, Dale A.; KRYSTINIK, Lee F. Is there evidence for geostrophic currents preserved in the sedimentary record of inner to middle-shelf deposits. **Journal of Sedimentary Research**, v. 59, n. 5, p. 862-870, 1989.

LECKIE, Dale A.; WALKER, Roger G. Storm-and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower Gates interval—outcrop equivalents of Deep Basin gas trap in western Canada. **AAPG bulletin**, v. 66, n. 2, p. 138-157, 1982.

LIMA, JOÃO HENRIQUE DOBLER; NETTO, Renata Guimaraes. Trace fossils from the Permian Teresina Formation at Cerro Caveiras (S Brazil). **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 15, n. 1, p. 5-22, 2012.

LÓPEZ-GAMUNDI, O. R.; ROSSELLO, E. A. Devonian-Carboniferous unconformity in Argentina and its relation to the Eo-Hercynian orogeny in southern South America. **Geologische Rundschau**, v. 82, n. 1, p. 136-147, 1993.

LUCAS, Spencer G.; SHEN, Shu-Zhong. The Permian timescale: an introduction. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 450, n. 1, p. 1-19, 2018.

MARANHÃO, Maria da Saudade AS. **Fósseis das formações Corumbataí e Estrada Nova do Estado de São Paulo: subsídios ao conhecimento paleontológico e bioestratigráfico**. 1995. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

MARTEL, A. Thomas; GIBLING, Martin R. Combined-flow generation of sole structures, including recurved *groove casts*, associated with Lower Carboniferous lacustrine storm deposits in Nova Scotia, Canada. **Journal of Sedimentary Research**, v. 64, n. 3a, p. 508-517, 1994.

MEGLHIORATTI, Thiago. Estratigrafia de seqüências das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto (Permiano, Bacia do Paraná) na porção nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo. 2006.

MENDEZ DUQUE, Johanna. Fácies Carbonáticas da formação Teresina na borba centro-leste da Bacia do Paraná. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. 2012.

MEZZALIRA, Sergio. Bioestratigrafia do Grupo Passa Dois no Estado de São Paulo. **Revista do Instituto Geológico**, v. 1, n. 1, p. 15-34, 2016.

MIALL, A. D.; 1996. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies. Basin Analysis and Petroleum Geology, New York: **Springer-Verlag**, 582 p.

Milani, Edison & Melo, José & Souza, Paulo & Fernandes, Luiz & FRANÇA, A. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências - Petrobras**. 15. p. 265-287, 2007.

MILANI, Edison Jose. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental**. 1997. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

MORAES REGO, LF de. A geologia do petróleo no Estado de São Paulo. **Boletim do Serviço Geológico e Mineral Brasileiro, Rio de Janeiro**, 1930.

MORI, Ana Luisa Outa *et al.* A new U–Pb zircon age dating and palynological data from a Lower Permian section of the southernmost Paraná Basin, Brazil: biochronostratigraphical and geochronological implications for Gondwanan correlations. **Gondwana Research**, v. 21, n. 2-3, p. 654-669, 2012.

MORSILLI, Michele; POMAR, Luis. Internal waves vs. surface storm waves: a review on the origin of *hummocky* cross-stratification. **Terra Nova**, v. 24, n. 4, p. 273-282, 2012.

MYROW, Paul M. Bypass-zone tempestite facies model and proximity trends for an ancient muddy shoreline and shelf. **Journal of Sedimentary research**, v. 62, n. 1, p. 99-115, 1992.

MYROW, Paul M.; FISCHER, Woodward; GOODGE, John W. Wave-modified turbidites: combined-flow shoreline and shelf deposits, Cambrian, Antarctica. **Journal of Sedimentary research**, v. 72, n. 5, p. 641-656, 2002.

MYROW, Paul M.; SOUTHARD, John B. Tempestite deposition. **Journal of Sedimentary Research**, v. 66, n. 5, p. 875-887, 1996.

NEVES, Jacqueline Peixoto; ANELLI, Luiz Eduardo; SIMÕES, Marcello Guimarães. Early Permian post-glacial bivalve faunas of the Itararé Group, Paraná Basin, Brazil: Paleoecology and biocorrelations with South American intraplate basins. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 52, p. 203-243, 2014.

NG, CHRISTIANO. Estromatólitos do Grupo Passa Dois, Permiano da Bacia do Paraná, Norte do estado do Paraná e Sul do Estado de São Paulo. **Trabalho de conclusão de curso, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro**, 2010.

NG, Christiano; VEGA, Cristina Silveira; MARANHÃO, Maria da Saudade Araujo Santos. Mixed carbonate-siliciclastic microfacies from Permian deposits of Western Gondwana: Evidence of gradual marine to continental transition or episodes of marine transgression?. **Sedimentary Geology**, v. 390, p. 62-82, 2019.

NICHOLS, Gary. **Sedimentology and stratigraphy**. John Wiley & Sons, 2009.

NØTTVEDT, A.; KREISA, R. D. Model for the combined-flow origin of *hummocky cross-stratification*. **Geology**, v. 15, n. 4, p. 357-361, 1987.

ORLANDI FILHO, Vitório; KREBS, Antonio Sílvio Jornada; GIFFONI, Luís Edmundo. Coluna White, Serra do Rio do Rastro, SC: seção geológica clássica do continente Gondwana no Brasil. **Winge, M.; Schobbenhaus, C.; Berbert-Born, M.**, 2006.

PATTISON, S. A. J.; HOFFMAN, T. A. Sedimentology, architecture, and origin of shelf turbidite bodies in the Upper Cretaceous Kenilworth Member, Book Cliffs, Utah, USA. **Recent Advances in Models of Siliciclastic Shallow-Marine Stratigraphy**, p. 391-420, 2008.

PATTISON, Simon AJ. Isolated highstand shelf *sandstone* body of turbiditic origin, lower Kenilworth Member, Cretaceous Western Interior, Book Cliffs, Utah, USA. **Sedimentary Geology**, v. 177, n. 1-2, p. 131-144, 2005.

PETRI, S.; COIMBRA, A. M. Estruturas sedimentares das formações Irati e Estrada Nova (Permiano) e sua contribuição para a elucidação dos seus paleoambientes geradores, Brasil. In: **Congresso Latino-americano de Geologia**. 1982. p. 353-371.

POWERS, Maurice Cary. A new roundness scale for sedimentary particles. **Journal of Sedimentary Research**, v. 24, n. 2, p. 117-119, 1953.

PYKA, K.; SŁOTA, M.; TWARDOWSKI, M. Usage of Stereo Orthoimage in GIS: Old Concept, Modern Solution. **ISPAr**, v. 39, p. 379-383, 2012.

QUIN, Jamie G. Is most *hummocky* cross-stratification formed by large-scale ripples?. **Sedimentology**, v. 58, n. 6, p. 1414-1433, 2011.

READING, H. G.; LEVELL, B. K. Controls on the sedimentary rock record. **Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy**, p. 5-36, 1996.

ROHN, R. A estratigrafia da Formação Teresina (Permiano, Bacia do Paraná) de acordo com furos de sondagem entre Anhembi (SP) e Ortigueira (PR). **Ciência-Técnica-Petróleo, Petrobrás, Seção Exploração de Petróleo**, v. 20, p. 209-218, 2001.

ROHN, R. The Passa Dois Group (Paraná Basin, Permian): investigations in progress. In: **Workshop-Problems in the Western Gondwana Geology, South America-Africa correlations: du Toit revisited**. 2007. p. 151-157.

ROHN, Rosemarie. **Evolução ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná**. 1994. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

ROHN, Rosemarie; LOURENÇO, Augusto Tortolero Araújo; MEGLHIORATTI, Thiago. As formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto no furo de sondagem SP-24-PR (Permiano, Grupo Passa Dois, Borda Leste da Bacia do Paraná). In: **2º Congresso Brasileiro de Pesquisa & Desenvolvimento em Petróleo e Gás, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. Resumos.** 2003. p. 40.

ROHN, Rosemarie; RÖSLER, Oscar. Folhas denteadas da Formação Rio do Rasto (Bacia do Paraná, Permiano Superior) e seu possível significado paleoclimático. **Boletim IG-USP. Publicação Especial**, n. 7, p. 127-137, 1989.

SCHNEIDER, RiL *et al.* Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: **Congresso brasileiro de Geologia.** 1974. p. 41-65.

SIMÕES, Marcello Guimarães *et al.* The Permian Tiaraju bivalve assemblage, Passa Dois Group, southern Brazil: biostratigraphic and paleobiogeographic significance. **Brazilian Journal of Geology**, v. 47, n. 2, p. 209-224, 2017.

SNEDDEN, J. W.; NUMMEDAL, D. Origin and geometry of storm-deposited sandbeds in modern sediments of the Texas continental shelf: International Association of Sedimentologists Special Publication 14. 1991.

SNEDDEN, John W.; NUMMEDAL, Dag; AMOS, Anthony F. Storm-and fairweather combined flow on the central Texas continental shelf. **Journal of Sedimentary Research**, v. 58, n. 4, p. 580-595, 1988.

SOUTHARD, John B. *et al.* Experiments on bed configurations in fine sands under bidirectional purely oscillatory flow, and the origin of *hummocky cross-stratification*. **Journal of Sedimentary Research**, v. 60, n. 1, p. 1-17, 1990.

SOUTHARD, Rupert B. Orthophotography—its techniques and applications. **Photogrammetric Engineering**, v. 24, n. 3, p. 443-451, 1958.

SOUZA, E. G **Arquitetura de fácies e evolução estratigráfica dos depósitos eólicos da Formação Mangabeira, Supergrupo Espinhaço – BA.** Trabalho de conclusão de curso, Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2012.

SWIFT, Donald JP *et al.* *Hummocky cross-stratification and megaripples; a geological double standard?* **Journal of Sedimentary Research**, v. 53, n. 4, p. 1295-1317, 1983.

SWIFT, Donald JP *et al.* Shelf construction in a foreland basin: storm beds, shelf sandbodies, and shelf-slope depositional sequences in the Upper Cretaceous Mesaverde Group, Book Cliffs, Utah. **Sedimentology**, v. 34, n. 3, p. 424-457, 1987.

TABOADA, Arturo César *et al.* Eurydesma–Lyonia fauna (Early Permian) from the Itararé group, Paraná Basin (Brazil): a paleobiogeographic W–E trans-Gondwanan marine connection. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 449, p. 431-454, 2016.

WALKER, R. G. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. **Facies models response to sea-level change**, p. 1-14, 1992.

WENTWORTH, Chester K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. **The journal of geology**, v. 30, n. 5, p. 377-392, 1922.

WHITE, Israel Charles. Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil. **Rio de Janeiro**, v. 14, 1908.

WILSON, Ryan D.; SCHIEBER, Juergen. Association between *wave*-and current-aided hyperpycnites and flooding surfaces in shelfal *mudstones*: An integrated sedimentologic, sequence stratigraphic, and geochemical approach. **Journal of Sedimentary Research**, v. 87, n. 11, p. 1143-1155, 2017.

WILSON, Ryan D.; SCHIEBER, Juergen. Muddy prodeltaic hyperpycnites in the lower Genesee Group of central New York, USA: Implications for mud transport in epicontinental seas. **Journal of Sedimentary Research**, v. 84, n. 10, p. 866-874, 2014.

WIZEVICH, Michael C. Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. 1992.

ZALÁN, Pedro V. *et al.* Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin. In: **International Gondwana Symposium**. 1991. p. 83-117.

ZANOTTO, O. A. Erosão pós-Cretáceo na Bacia do Paraná, com base em dados de reflectância da vitrinita. **Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia**, v. 5, p. 58, 1993.