



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA  
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

JEAN CARVALHO TOLEDO

**INTERAÇÕES FLÚVIO-EÓLICAS NO CONTEXTO FLUVIAL DISTRIBUTIVO DA  
FORMAÇÃO RIO DO RASTO (GUADALUPIANO-LOPINGIANO), BACIA DO  
PARANÁ**

Florianópolis

2023

JEAN CARVALHO TOLEDO

**INTERAÇÕES FLÚVIO-EÓLICAS NO CONTEXTO FLUVIAL DISTRIBUTIVO DA  
FORMAÇÃO RIO DO RASTO (GUADALUPIANO-LOPINGIANO), BACIA DO  
PARANÁ**

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal de Santa Catarina como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geologia.

Orientadora: Profa. Dra. Manoela Bettarel Bállico  
Coorientador: Prof. Dr. Adriano Domingos dos Reis

Florianópolis

2023

Toledo, Jean Carvalho

INTERAÇÕES FLÚVIO-EÓLICAS NO CONTEXTO FLUVIAL  
DISTRIBUTIVO DA FORMAÇÃO RIO DO RASTO  
(GUADALUPIANO-LOPINGIANO), BACIA DO PARANÁ / Jean  
Carvalho Toledo ; orientadora, Manoela Bettarel  
Bállico, coorientador, Adriano Domingos dos Reis,  
2023.

104 p.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal  
de Santa Catarina, Centro de Filosofia e Ciências  
Humanas, Programa de Pós-Graduação em Geologia,  
Florianópolis, 2023.

**Inclui referências.**

1. Geologia. 2. Interações flúvio-eólicas-lacustres. 3. Sistemas  
Fluviais Distributivos. 4. Formação Rio do Rasto. 5. Bacia do Paraná.  
I. Bállico, Manoela Bettarel. II. Reis, Adriano Domingos dos. III.  
Universidade Federal de Santa Catarina. Programa de Pós-  
Graduação em Geologia. IV. Título.

JEAN CARVALHO TOLEDO

**INTERAÇÕES FLÚVIO-EÓLICAS NO CONTEXTO FLUVIAL DISTRIBUTIVO DA  
FORMAÇÃO RIO DO RASTO (GUADALUPIANO-LOPINGIANO), BACIA DO  
PARANÁ**

O presente trabalho em nível de Mestrado foi avaliado e aprovado, em 02 de agosto de 2023, pela banca examinadora composta pelos seguintes membros:

Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer  
Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Dra. Francyne Bochi do Amarante  
Universidade Federal do Rio de Janeiro

Dr. Miguel de Moraes Lima Silveira  
Petrobras S.A.

Certificamos que esta é a versão original e final do trabalho de conclusão que foi julgado adequado para obtenção do título de Mestre em Geologia.

Insira neste espaço a  
assinatura digital

Coordenação do Programa de Pós-Graduação

Insira neste espaço a  
assinatura digital

Profa. Dra. Manoela Bettarel Bállico  
Orientadora

Florianópolis, 2023.

## **AGRADECIMENTOS**

Como um ser naturalmente social, o ser humano não faz nada sem o trabalho coletivo, portanto gostaria de expressar minha gratidão a todos os que fizeram parte da minha construção como geólogo e mestrando.

Primeiramente, agradeço à Universidade Federal de Santa Catarina e a todos seus profissionais por me proporcionarem uma educação gratuita e de excelente qualidade.

Dedico esta importante conquista aos meus pais, minha irmã Joice, meu avô Osmar, minha companheira Isadora, meus amigos do LGR, e aos meus mentores Manoela, Adriano e Mônica, os quais foram chave no meu desenvolvimento como mestrando.

Em especial aos meus pais, Rose e Vitor, que me proporcionaram o que considero a herança mais importante, que é o incentivo à educação. Sou grato à minha companheira Isadora, por estar comigo nos momentos bons e difíceis, à professora Manoela por me encorajar na busca de novos desafios e pela mentoria, e à minha amiga e colega de laboratório Mônica pela discussão de alto nível e por me acalmar nos momentos difíceis do mestrado.

Agradeço também aos meus amigos do LGR, Dimitri, Ana Victória, Mariah, Allan, Lorenza, Luma, Fontoura, Caio, e à professora Luana por sempre estarem dando apoio e descontraindo o ambiente de trabalho, é muito bom tê-los como amigos.

A todos vocês, meu mais profundo agradecimento!

## RESUMO

A ocorrência de interações fluviais-eólicas tem sido relatada tanto em registros sedimentares antigos quanto recentes. Essas interações podem ser causadas por processos alógenos e autógenos, manifestando-se em vários estilos de interação fluvial-eólica em termos temporais e espaciais. Embora vários estudos tenham explorado as interações flúvio-eólicas e seus fatores controladores, o significado dessas interações dentro das dinâmicas dos Sistemas Fluviais Distributivos (SFDs) ainda é pouco compreendido, especialmente em relação à duração das interações associadas a indicadores não-deposicionais e deposicionais. Em vista disso, este estudo busca classificar interações de curto (LT) e longo (LT) prazo e mapeá-las em diferentes seções dos amplos SFDs da Formação Rio do Rasto (Membro Morro Pelado) do Permiano Superior da Bacia do Paraná. Foram examinadas 18 seções colunares, incluindo três poços (794,54 m) e 15 afloramentos (282,8 m) com interações flúvio-eólicas. Além disso, foram utilizados seis fotomosaicos para análise arquitetural e quatro lâminas petrográficas para verificar o retrabalhamento flúvio-eólico. Como resultado, foram identificadas quatorze litofácies principais associadas às interações fluviais-eólicas, incluindo quatro litofácies eólicas e dez flúvio-lacustres. Com base nesses dados, cinco estilos de interações fluviais-lacustres foram reconhecidos no registro: (i) Retrabalhamento eólico de depósitos fluviais (ST1), (ii) Retrabalhamento fluvial de depósitos eólicos (ST2), (iii) Interações de retrabalhamento de alta frequência (ST3), (iv) Interação lacustre-eólica de longo prazo (LT1) e (v) Interação fluvial-eólica de longo prazo (LT2). A ampla ocorrência de interações de longo prazo nas seções norte e central (SFD Norte) sugerem menor atividade fluvial, com maior variabilidade de descarga. Ao passo que na seção sul (SFD Sul), quase todas as interações reconhecidas são de curto-prazo, associadas à depósitos eólicos menos desenvolvidos. O que sugere maior atividade fluvial no SFD Sul, promovendo intenso retrabalhamento e suprimindo o desenvolvimento de grandes formas de leito eólicas.

**Palavras-chave:** Interações flúvio-eólicas; Sistemas Fluviais Distributivos; Formação Rio do Rasto.

## ABSTRACT

The occurrence of fluvial-aeolian interactions has been reported in both ancient and recent sedimentary records. These interactions can be driven by allogenic and autogenic processes, manifesting in various styles of fluvial-aeolian interaction in terms of temporal and spatial aspects. Although several studies have explored fluvial-eolian interactions and their controlling factors, the significance of these interactions within the dynamics of Distributive Fluvial Systems (DFS) remains poorly understood, especially concerning the duration of interactions associated with non-depositional and depositional features. With this in mind, this study aims to classify short-term (ST) and long-term (LT) interactions and map them in different sections of the extensive DFS of the Late Permian Rio do Rasto Formation (Morro Pelado Member) in the Paraná Basin, Brazil. Eighteen sedimentary logs were examined, including three boreholes (794.54 m) and 15 outcrops (282.8 m) with fluvial-eolian interactions. Additionally, six lateral panels were used for architectural analysis, and four petrographic thin sections were examined to verify fluvial-eolian reworking. As a result, fourteen main lithofacies associated with fluvial-eolian-lacustrine interactions were identified, including four eolian and ten fluvial-lacustrine lithofacies. Based on these data, five fluvial-eolian interaction styles were recognized in the record: (i) Eolian reworking of fluvial deposits (ST1), (ii) Fluvial reworking of eolian deposits (ST2), (iii) High-frequency reworking interaction (ST3), (iv) Long-term lacustrine-eolian interaction (LT1), and (v) Long-term fluvial-eolian interaction (LT2). The widespread occurrence of long-term interactions in the northern and central sections (Northern DFS) suggests lower fluvial activity with greater discharge variability. In contrast, in the southern section (Southern DFS), almost all recognized interactions are short-term, associated with less developed eolian deposits. This suggests higher fluvial activity in the Southern DFS, promoting intense reworking and suppressing the development of large eolian bedforms.

**Keywords:** Fluvial-eolian interactions; Distributive Fluvial Systems; Rio do Rasto Formation.

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 - Modelo composto do zoneamento arquitetural de um SFD com ocorrência de elementos arquiteturais eólicos (DU). Modificado de Nichols & Fisher (2007) com base nos elementos arquiteturais de Miall (1996), Kocurek & Havholm (1993) e dados de Kelly & Olsen (1993). ..... 17
- Figura 2 - Campos para ambientes subaquosos, sabkhas, eólicos úmidos, e sistemas eólicos secos em função da oferta de sedimento ao longo do tempo. Em qualquer momento do tempo, a oferta de sedimento disponível corresponde à porcentagem do substrato coberto por sedimento seco e desagregado (solto). A condição inicial (zero) corresponde a uma superfície plana com a franja de capilaridade se estendendo até a superfície. Modificado de Kocurek & Havholm (1993). ..... 18
- Figura 3 - Campos representando acumulação subaquosa e eólica, e superfícies de *bypass* e de erosão definidas pela oscilação relativa do nível freático. Modificado de Kocurek & Havholm (1993). ..... 19
- Figura 4 - Espectro de acumulação em sistemas eólicos. O diagrama retrata a evolução de sistemas eólicos úmidos para secos em função do aumento da oferta de sedimentos disponíveis para remobilização. Modificado de (Kocurek & Havholm, 1993). ..... 19
- Figura 5 - Modelo esquemático ilustrando as interações flúvio-eólicas no erg da Fm. Navajo. (A) Dunas eólicas e interdunas secas. (B) Interdunas inundadas mostrando contatos vagos com estratos cruzados eólicos associados. A superfície deposicional úmida interrompe temporariamente a migração dos draas. (C) Superfície erosiva delimitando o truncamento entre o erg e a deposição fluvial. (D) Canais efêmeros contendo clastos de dunas eólicas. (E) Unidades fluviais efêmeras. (F) Planície de inundação coexistindo lateralmente com o erg. Modificado de Herries (1993). ..... 21
- Figura 6 - Diagrama representando os tipos de interação definidas por Liu & Coulthard (2015). Detalhes no texto. Modificado de Liu & Coulthard (2015). ..... 23
- Figura 7 - Relações entre oscilações do nível freático, superfícies deposicionais e associações de fácies no sistema flúvio-eólico da Formação Guará (Scherer & Lavina, 2005). A alternância entre unidades fluviais e eólicas, e o desenvolvimento de superfícies limítrofes podem ser interpretadas como oscilações



em alta frequência do nível freático e suprimento sedimentar causadas por mudanças climáticas. O progressivo aumento do nível freático está associado à subsidência da bacia. Modificado de (Scherer & Lavina, 2005).....26

Figura 8 - Modelo deposicional para interações flúvio-eólicas. (a) Depósitos de dunas e interdunas com deposição abaixo da superfície deposicional. (b) Ocorre inundação e canais fluviais são incisos nos depósitos eólicos. As regiões de interduna erodidas são preenchidas com sedimentos da inundação. (c) Dunas avançam sobre as superfícies de inundação. A elevação no nível freático associado à inundação permite a vegetação das áreas de interduna-*overbank*, produzindo horizontes com raízes. (d) A contínua migração e inundação produzem intercalações entre sedimentos finos e *foresets* de dunas. Após a elevação do nível freático (S'') as dunas migram sobre a nova superfície deposicional. Modificado de Langford & Chan (1989).  
.....29

Figura 9 - Modelo estratigráfico com as sucessões de fácies e desenvolvimento de superfícies no sistema flúvio-eólico da Formação Guará. Modificado de Scherer & Lavina (2005). .....31

Figura 10 - Modelo deposicional representando a expansão do sistema eólico sobre o sistema fluvial distributivo em um ciclo de aridização da Bacia de Paradox, EUA. Modificado de Cain & Mountney (2009). .....32

Figura 11 - Modelo resumido representando a arquitetura sedimentar lateral e vertical típica observada na região distal da Formação Rock Organ, na Bacia de Paradox, EUA. A fotografia exibe o afloramento tipo da porção distal. Modificado de Cain & Mountney (2009). .....33

Figura 12 - Mapa de Köppen-Geiger da reconstrução paleoclimática simplificada do Pangeia do final do Permiano (Changhsingiano). Temperatura média global de 18.2°C. Destaque para a posição paleogeográfica da Bacia do Paraná. Modificado de Roscher et al. (2011). .....34

Figura 13 - Mapa de localização das áreas de estudo na Bacia do Paraná com ênfase na Região Sul do Brasil. A) Disposição da Fm. Rio do Rasto na SS Gondwana I (Milani, 1997) e localização das áreas de estudo com afloramentos e poços descritos (no Rio Grande do Sul). B) Mapa de detalhe dos afloramentos levantados na região de Mauá da Serra, Paraná (Besser *et al.*, 2021). C) Detalhe da região do Domo de Lages com a localização dos afloramentos levantados na região de Lages, Santa Catarina (Wildner *et al.*, 2014). .....36

Figura 14 - Carta estratigráfica da Bacia do Paraná com ênfase no Grupo Passa Dois (perfil D'-D'' na Fig. 13). Adaptada de Holz et al. (2010), Ng et al. (2019), e Scherer *et al.* (2023). Supersequências conforme Milani (1997). Idades e divisão cronoestratigráfica para o Permiano conforme (Lucas & Shen, 2018). Litoestratigrafia e macro-ambientes baseados em Ng et al. (2019). Dados sobre a Fm. Buena Vista no Rio Grande do Sul e a porção Mesozoica da carta são baseados em Scherer *et al.* (2023).....37

Figura 15 - Reconstrução paleogeográfica da Bacia do Paraná (PR) com demais áreas adjacentes durante o Permiano Superior. As setas numeradas indicam a direção de drenagem do fluxo sedimentar baseado em dados de paleocorrentes fluviais da Formação Rio do Rasto. Bacias sedimentares: Paraná (PR); Chaco-Paraná (CP); Sauce Grande (SG); Huab (HB); Kalahari (KH); Karoo (KR). Modificado de Vesely & Schemiko (2017). .....42

Figura 16 - Modelo ilustrativo do contexto deposicional do Mb. Morro Pelado conforme Schemiko *et al.* (2014). Extraído de Schemiko *et al.* (2014).....44

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	<b>13</b>
<b>2</b>	<b>ESTADO DA ARTE</b> .....	<b>14</b>
2.1	INTRODUÇÃO AOS SISTEMAS FLUVIAIS DISTRIBUTIVOS .....	14
2.2	INTRODUÇÃO AOS SISTEMAS EÓLICOS ÚMIDOS .....	16
2.3	REVISÃO SOBRE INTERAÇÕES FLÚVIO-EÓLICAS.....	20
2.3.1	Estilos de interação flúvio-eólica .....	20
2.3.2	Controles e processos .....	24
2.3.3	Considerações sobre ciclicidade.....	27
2.3.4	Considerações sobre super superfícies .....	27
2.3.5	Considerações sobre paleossolos .....	28
2.3.6	Modelos deposicionais.....	28
2.3.7	Interações flúvio-eólicas no contexto fluvial distributivo .....	30
2.4	CONTEXTO GEOLÓGICO .....	33
2.4.1	Contexto paleoclimático no permiano superior .....	33
2.4.2	Bacia do Paraná.....	35
2.4.3	Grupo Passa Dois .....	37
2.4.4	Formação Rio do Rasto .....	38
2.4.5	Discussão sobre os limites da unidade .....	39
2.4.6	Membro Morro Pelado .....	40
2.4.7	Interações flúvio-eólicas no Membro Morro Pelado .....	42
<b>3</b>	<b>METODOLOGIA</b> .....	<b>44</b>
3.1	ÁREA DE ESTUDO .....	44
3.2	LEVANTAMENTO DE DADOS SEDIMENTOLÓGICOS.....	44
3.2.1	Levantamento de seções colunares.....	44
3.2.2	Análise faciológica .....	45
3.2.3	Modelos Virtuais de Afloramento (MVAs) .....	46
3.2.4	Paleocorrentes.....	46
3.2.5	Trabalhos de campo e dados.....	47
<b>4</b>	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	<b>48</b>
<b>5</b>	<b>ARTIGO CIENTÍFICO</b> .....	<b>56</b>

## **ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO**

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno do artigo científico intitulado: **Short-term and long-term fluvial-eolian-lacustrine interactions: What do they reveal about Distributive Fluvial Systems?**, submetido à revista *Sedimentology* em julho de 2023. Portanto, a organização da dissertação está disposta nos seguintes tópicos:

**1 INTRODUÇÃO:** Introdução ao tema central da pesquisa de mestrado.

**2 ESTADO DA ARTE:** Apresentação da revisão teórica referente aos temas fundamentais para compreensão dos Sistemas Fluviais Distributivos, interações flúvio-eólicas, e o contexto geológico da Formação Rio do Rasto na Bacia do Paraná.

**3 METODOLOGIA:** Abordagem das principais técnicas e métodos aplicados na aquisição e processamento dos dados.

**4 REFERÊNCIAS:** Apresentação do referencial bibliográfico utilizado na fundamentação teórica.

**5 ARTIGO CIENTÍFICO:** Apresenta o artigo científico gerado ao término da pesquisa, apresentando resultados, discussões e conclusões sobre a investigação científica.

## 1 INTRODUÇÃO

Sistemas fluviais distributivos (SFDs) são essencialmente compostos por uma rede de canais e depósitos associados, distribuídos de forma radial a partir do desconfinamento de um canal principal (Hartley *et al.*, 2010; Weissmann *et al.*, 2010; Davidson *et al.*, 2013). O fluxo em canais distributivos não ocorre necessariamente de forma simultânea por toda a rede (North & Warwick, 2007), sendo principalmente caracterizado pelo processo de avulsão, descrito como desvio lateral de um canal do seu leito original para outro curso na planície de inundação (Jones & Schumm, 1999; Nichols & Fisher, 2007; North & Warwick, 2007). Embora existam diferenças conceituais, este tipo de deposição também pode ser encontrado na literatura como sistema fluvial distributário (Cain & Mountney, 2009), leque fluvial (Collinson & Reading, 1996) e mega leque (Gohain & Parkash, 1990).

A porção distal, caracterizada pelas terminações do SFD, apresenta elementos arquiteturais distintos da região proximal e medial, exibindo maior proporção de planícies de inundação em relação aos depósitos de preenchimento de canais. Depósitos arenosos nesta zona do sistema geralmente estão associados aos espraiamentos terminais, depositados em função da não canalização dos rios efêmeros, ocasionando inundações terminais (Hampton & Horton, 2007; Nichols & Fisher, 2007). As configurações de terminação de um SFD (distal) podem variar de acordo com as condições climáticas durante a deposição (Kelly & Olsen, 1993; Davidson *et al.*, 2013), podendo apresentar terminações em *playa lakes*, lagos, outro sistema fluvial, ambientes costeiros, regiões alagadas e em campos de dunas eólicas (Weissmann *et al.*, 2010; Davidson *et al.*, 2013; Amarante *et al.*, 2019; Reis *et al.*, 2022).

Em ambientes áridos, as litofácies na parte distal do SFD tendem a exibir maiores indícios de processos de infiltração, evaporação e deposição de dunas eólicas. Ademais, é na porção distal onde, em condições de aridez, há maior propensão a ocorrer interações entre sistemas fluviais e eólicos, tal como a interação entre canais e planícies de inundação com campos de dunas eólicas (Langford & Chan, 1989; Kelly & Olsen, 1993; Davidson *et al.*, 2013; Amarante *et al.*, 2019; Reis *et al.*, 2022). Dentro deste contexto, o Grupo Passa Dois, onde está inserida a Fm. Rio do Rasto (Bacia do Paraná), se desenvolveu sob um regime regressivo de grande escala que durou até o final da deposição do grupo, fechando assim um ciclo T-R

completo em função do fechamento das incursões do oceano Panthalassa (Lavina, 1991; Milani *et al.*, 2007; Holz *et al.*, 2010) e das condições climáticas progressivamente mais áridas para o final do Permiano (Warren *et al.*, 2008; Schemiko *et al.*, 2014). Por conseguinte, a acumulação do Mb. Morro Pelado (membro superior da Fm. Rio do Rasto) está associada à última fase de continentalização e aridização da Bacia do Paraná no Permiano Superior (Lavina, 1991; Rohn, 1994; Milani *et al.*, 2007; Warren *et al.*, 2008; Schemiko *et al.*, 2014; Kern *et al.*, 2021). Dada a conjuntura, alguns autores têm caracterizado o Mb. Morro Pelado pela complexa interação entre depósitos lacustres, fluviais e eólicos, resultando em diversas interpretações paleoambientais (Schemiko *et al.*, 2014). Trabalhos recentes (Warren *et al.*, 2008; Schemiko *et al.*, 2014) defendem que a ocorrência de elementos eólicos intercalados com depósitos subaquosos na porção distal do SFD do Mb. Morro Pelado é gradativamente mais frequente para o topo do empilhamento, refletindo uma tendência de progressiva aridização da bacia no final do Permiano. Ainda assim, discussões a respeito dos estilos de interação flúvio-eólica (Langford & Chan, 1989; Al-Masrahy & Mountney, 2015; Liu & Coulthard, 2015; Lacotte & Mountney, 2022) e sobretudo, o significado destas interações no SFD ainda não foram bem exploradas no Mb. Morro Pelado.

O presente trabalho se propõe a detalhar a arquitetura deposicional das interações flúvio-eólicas do SFD do Mb. Morro Pelado e avaliar a anatomia da deposição quanto aos estilos de interação. Nesse sentido, foram utilizados 15 afloramentos (282,8 m) localizados nos arredores do município de Lages-SC e Mauá da Serra- PR, além de três testemunhos de sondagem (794.54 m) da Fm. Rio do Rasto perfurados no Rio Grande do Sul.

Desta forma, este estudo pôde avaliar a significância das interações flúvio-eólicas nos sistemas fluviais distributivos (SFD) através da análise de sua duração e desenvolvimento ao longo o sistema. Em vista disso, foi proposto um esquema de classificação para distinguir entre interações de longo prazo (LT) e curto prazo (ST).

## **2 ESTADO DA ARTE**

### **2.1 INTRODUÇÃO AOS SISTEMAS FLUVIAIS DISTRIBUTIVOS**

Sistemas fluviais distributivos (SFDs), também encontrados na literatura como leques fluviais terminais (Kelly & Olsen, 1993), leques aluviais (Ventra & Clarke, 2018)

e mega leques (Nichols & Fisher, 2007; Hartley *et al.*, 2010; Weissmann *et al.*, 2010) são caracterizados principalmente por:

I) Corpos em forma de leque, lobada, convexos em seção paralela ao fluxo, e côncavos em corte perpendicular ao fluxo (Friend, 1978), podendo conter de dezenas a centenas de quilômetros de raio (Weissmann *et al.*, 2010);

II) Ao contrário de canais tributários, em SFDs os canais tendem a diminuir em dimensão e descarga para jusante (Weissmann *et al.*, 2010, 2013), embora existam discussões quanto à essa característica (Fielding *et al.*, 2012; Reis *et al.*, 2022);

III) São construídos a partir do processo repetitivo de avulsão nodal do canal principal (Jones & Schumm, 1999; Nichols & Fisher, 2007; North & Warwick, 2007);

IV) Estão associados às bacias com alta acomodação. São de natureza essencialmente agradacional, que não incidem na planície aluvial, sendo depositados preferencialmente em uma superfície de baixo gradiente topográfico, idealmente em uma bacia de drenagem interna (endorreica) (Nichols & Fisher, 2007; Nichols, 2012), embora possam ocorrer em bacias agradacionais de drenagem externa (exorreica), em uma variedade de contextos climáticos (Weissmann *et al.*, 2010).

De acordo com Nichols & Fisher (2007) e Kelly & Olsen (1993), um SFD apresenta um zoneamento arquitetural que pode ser classificado em: (i) zona alimentadora ou proximal; (ii) zona distributária ou medial e (iii) zona distal ou bacinal conforme ilustrado na Figura 1. Segundo os modelos de (Kelly & Olsen, 1993; Nichols & Fisher, 2007; Weissmann *et al.*, 2013) a zona proximal é caracterizada pela presença de canais amalgamados, com canais e barras cascalhosas e fluxo bem canalizado (razão largura/espessura baixa). A zona medial pode apresentar uma grande variedade de elementos arquiteturais (Miall, 1996), tais como: canais arenosos, barras de acreção frontal e lateral, meandros abandonados, planícies de inundação, espraiamento de crevasse, canal de crevasse, dunas eólicas, depósitos de interduna, e lençóis de areia eólicos. A zona distal apresenta elementos significativamente distintos da região proximal e medial, sendo caracterizada pela grande proporção de planícies de inundação para canais fluviais, que nesta zona do sistema correspondem a canais fracamente canalizados (Hampton & Horton, 2007) com alta razão largura/espessura. Além disso, as configurações de terminação de um SFD (distal) podem variar de acordo com as condições climáticas durante a deposição

(Davidson *et al.*, 2013). Podem apresentar terminações em *playa lakes*, lagos, outro sistema fluvial axial, ambientes costeiros, regiões alagadas e em campos de dunas eólicas (Kelly & Olsen, 1993; Cain & Mountney, 2009; Hartley *et al.*, 2010; Davidson *et al.*, 2013). Como principais fatores relacionados ao zoneamento do sistema, pode-se elencar: (i) a variação no gradiente fluvial ao longo do sistema, que é menor para jusante; (ii) a redução na descarga ao longo do sistema, como resposta de perdas por evapotranspiração, infiltração e pela ramificação do fluxo; (iii) diferentes razões de acomodação/suprimento (A/S) ao longo do sistema, havendo uma razão A/S maior para a jusante do sistema (Kelly & Olsen, 1993; Nichols & Fisher, 2007; Weissmann *et al.*, 2013). O modelo proposto por Weissmann *et al.* (2013) também prevê que, da montante (proximal) para jusante (distal), há redução na razão areia/lama e na amalgamação dos canais.

## 2.2 INTRODUÇÃO AOS SISTEMAS EÓLICOS ÚMIDOS

Conforme posto por Kocurek & Havholm (1993), sistemas eólicos úmidos são aqueles onde a franja capilar do nível freático encontra-se próxima ou situada exatamente na superfície deposicional. Embora sedimentos recém depositados na interduna possam acumular acima do nível freático (até a extensão da franja de capilaridade), ao longo prazo as acumulações de dunas e interdunas podem ocorrer apenas com uma efetiva elevação do nível freático. Essa elevação pode ocorrer em casos de mudanças climáticas, variação no nível relativo do mar, ou pode estar relacionada com a subsidência de uma coluna de sedimentos através de um nível freático que não oscila (estático). Kocurek & Havholm (1993) também apontam que sistemas eólicos úmidos são análogos aos sabkhas por possuírem um controle hidrodinâmico semelhante. Um espectro de ambientes subaquosos que passa por sabkhas, sistemas eólicos úmidos e sistemas eólicos secos (Fig. 2) pode ser visualizado como uma função do sedimento disponível ao longo do tempo (Kocurek & Havholm, 1993).



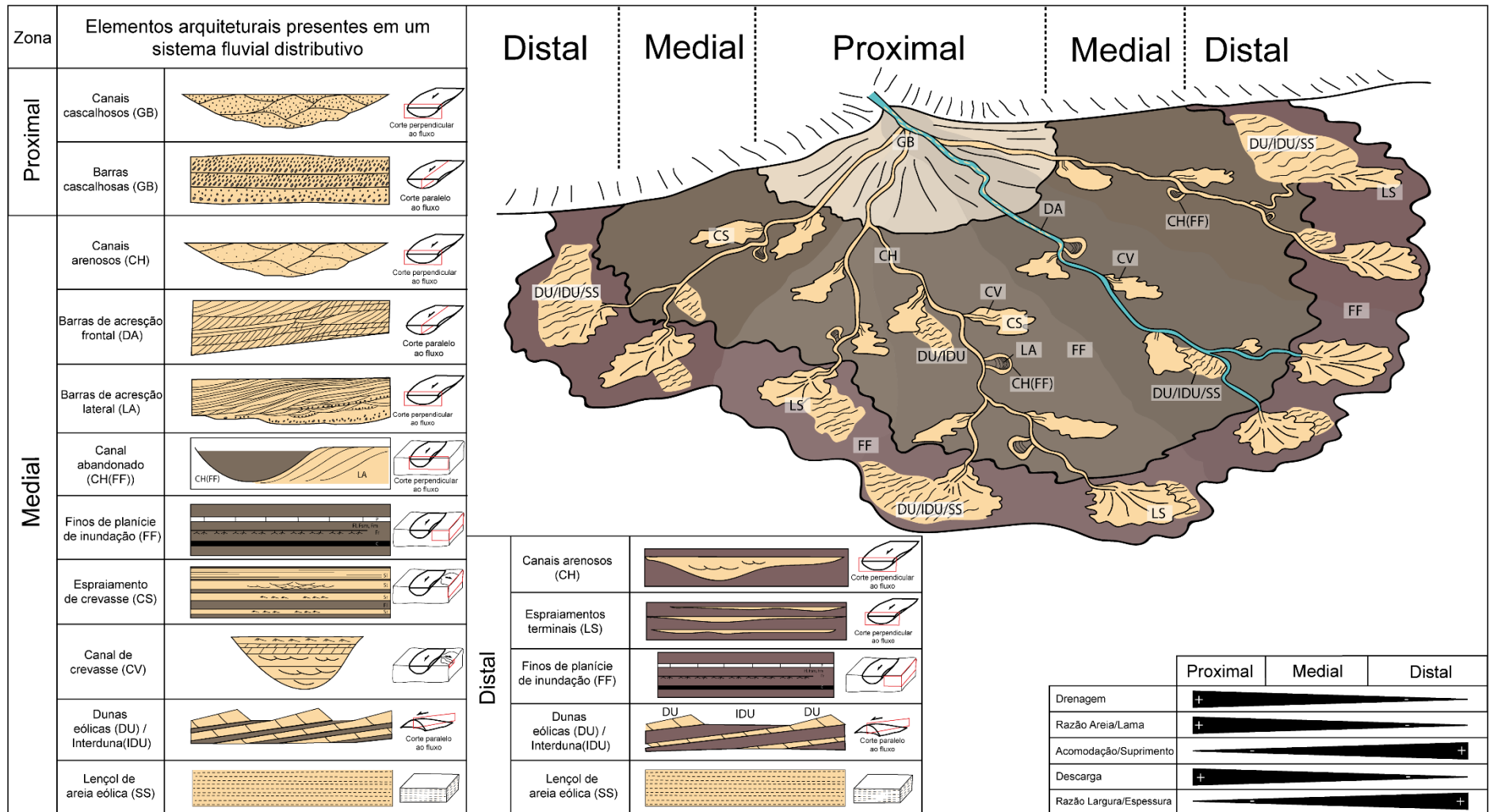


Figura 1 - Modelo composto do zoneamento arquitetural de um SFD com ocorrência de elementos arquiteturais eólicos (DU). Modificado de Nichols & Fisher (2007) com base nos elementos arquiteturais de Miall (1996), Kocurek & Havholm (1993) e dados de Kelly & Olsen (1993).

Kocurek & Havholm (1993) assumem que uma superfície plana com franja de capilaridade que se estende até a superfície dá lugar a um ambiente subaquoso à medida em que a subida do nível freático supera o influxo sedimentar (Figs. 2 e 3). Uma superfície plana de um *sabkha* que se acumula verticalmente, ou um lençol eólico úmido sem dunas significativas, são mantidos quando o influxo de sedimentos e o nível freático estão praticamente em equilíbrio e com pouca oferta de sedimento seco para construção de dunas. Por outro lado, quando o nível freático é superado pelo influxo sedimentar, há aumento na oferta de areia seca disponível para remobilização, implicando na formação de dunas. Com a contínua elevação do nível freático, a acumulação dentro do sistema eólico úmido pode se sustentar por longos períodos. No entanto, como mostrado na Fig. 4, à medida que a oferta sedimentar aumenta, e presumindo que este sedimento está incorporado em dunas em processo de progressivo crescimento, o sistema tende a se transformar em um sistema eólico seco. Quanto maior o suprimento sedimentar, menor tempo será necessário para essa transição (Fig. 2) (Kocurek & Havholm, 1993). É importante reiterar que a acumulação em um sistema eólico só ocorre quando a superfície deposicional alcança condição de saturação em areia, especificamente quando as dunas eólicas iniciam o cavalgamento (Wilson, 1971; Kocurek & Havholm, 1993).

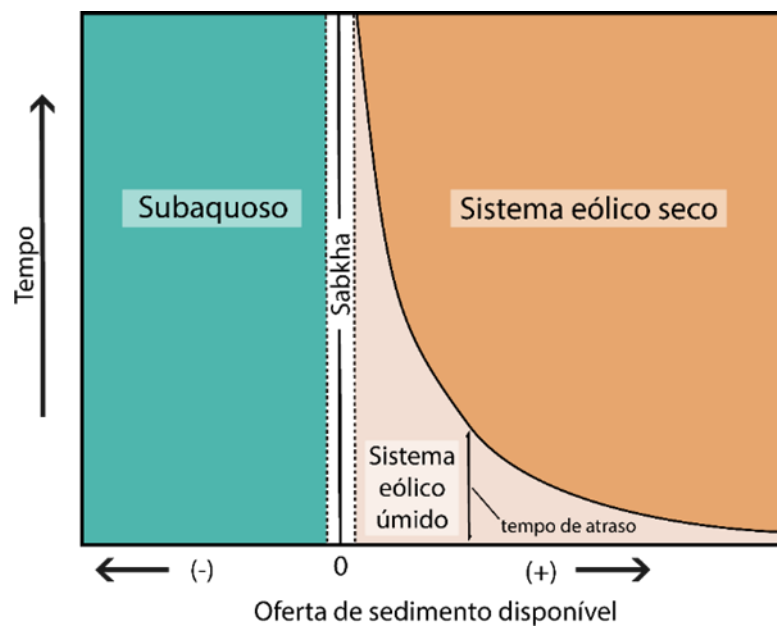


Figura 2 - Campos para ambientes subaquosos, sabkhas, eólicos úmidos, e sistemas eólicos secos em função da oferta de sedimento ao longo do tempo. Em qualquer momento do tempo, a oferta de sedimento disponível corresponde à porcentagem do substrato coberto por sedimento seco e desagregado (solto). A condição inicial (zero) corresponde a uma superfície plana com a franja de capilaridade se estendendo até a superfície. Modificado de Kocurek & Havholm (1993).

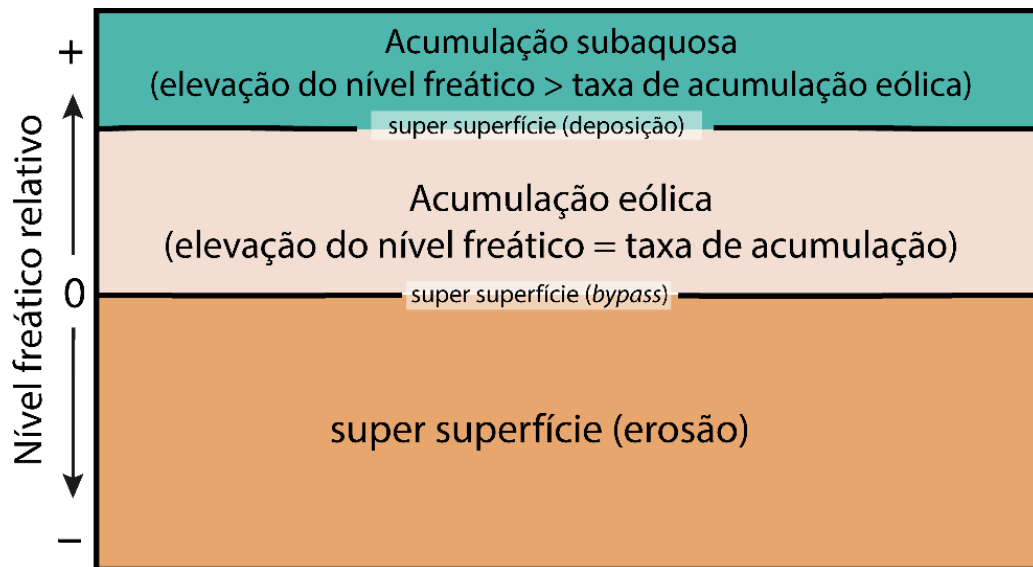


Figura 3 - Campos representando acumulação subaquosa e eólica, e superfícies de *bypass* e de erosão definidas pela oscilação relativa do nível freático. Modificado de Kocurek & Havholm (1993).

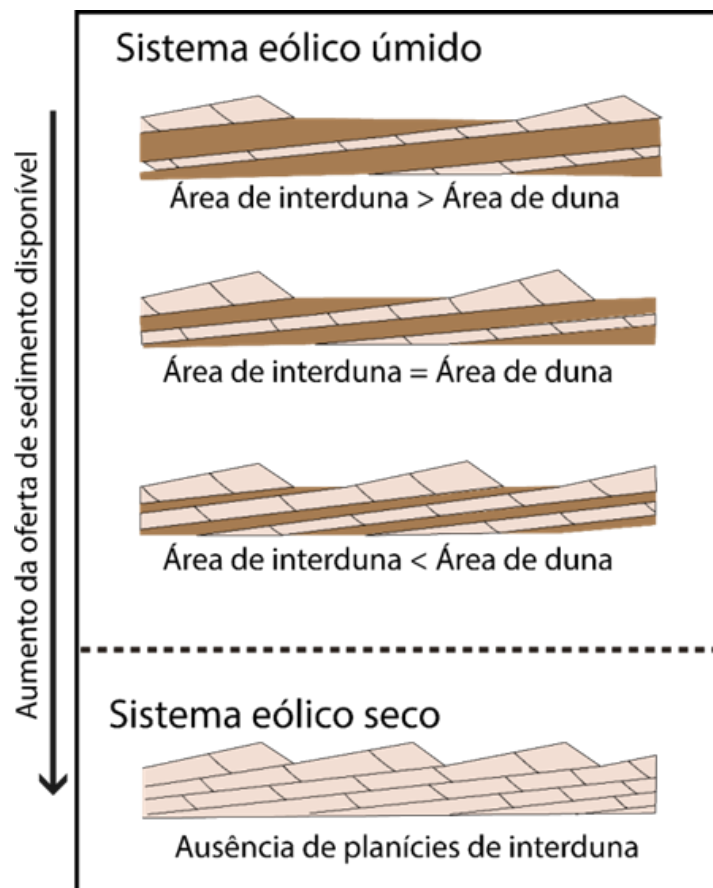


Figura 4 - Espectro de acumulação em sistemas eólicos. O diagrama retrata a evolução de sistemas eólicos úmidos para secos em função do aumento da oferta de sedimentos disponíveis para remobilização. Modificado de (Kocurek & Havholm, 1993).

## 2.3 REVISÃO SOBRE INTERAÇÕES FLÚVIO-EÓLICAS

### 2.3.1 Estilos de interação flúvio-eólica

Langford (1989) e Langford & Chan (1989) produziram dois trabalhos expressivos na tentativa de caracterizar interações flúvio-eólicas tanto em ambientes modernos (Langford, 1989), quanto em ambientes antigos (Langford & Chan, 1989). (Langford, 1989) classificou seis tipos distintos de interações flúvio-eólicas: (i) o fluxo fluvial se estende até o sistema eólico até ser barrado pelas dunas; (ii) as áreas de interduna (*overbank*-interduna) ficam represadas na montante do sistema eólico e com isso canais fluviais são inundados; (iii) o fluxo da água erode as formas de leito eólicas e canais; (iv) as inundações depositam sedimento nas áreas de interduna; (v) a água do nível freático elevado pela presença do sistema fluvial é responsável por alagar as regiões de interduna (*interduna-playas*); (vi) o vento erode sedimentos fluviais e os deposita no sistema eólico.

Em um trabalho sobre estilos de interações flúvio-eólicas na transição das Formações Kayenta-Navajo (Jurássico), Herries (1993) classificou a existência de dois estilos de interação flúvio-eólica com base na ciclicidade dos processos:

I) O primeiro consiste em uma interação alocíclica, em larga escala, das planícies aluviais e associações de *ergs* (mares de areia) que definem os ciclos de ressecamento para o topo (*drying-upward cycles*) como indicado em A e E na Fig. 5;

II) O segundo consiste em uma interação autocíclica, em menor escala que ocorre internamente à cada uma das associações, como indicado em A e B na Fig. 5.

Herries (1993) atribui o desenvolvimento da interação de larga escala (estilo I) a processos alocíclicos como mudanças climáticas, enquanto que as interações de menor escala (estilo II) representam respostas a processos autocíclicos, como a relação entre um *erg* ativo e um sistema fluvial adjacente (Fig. 5).

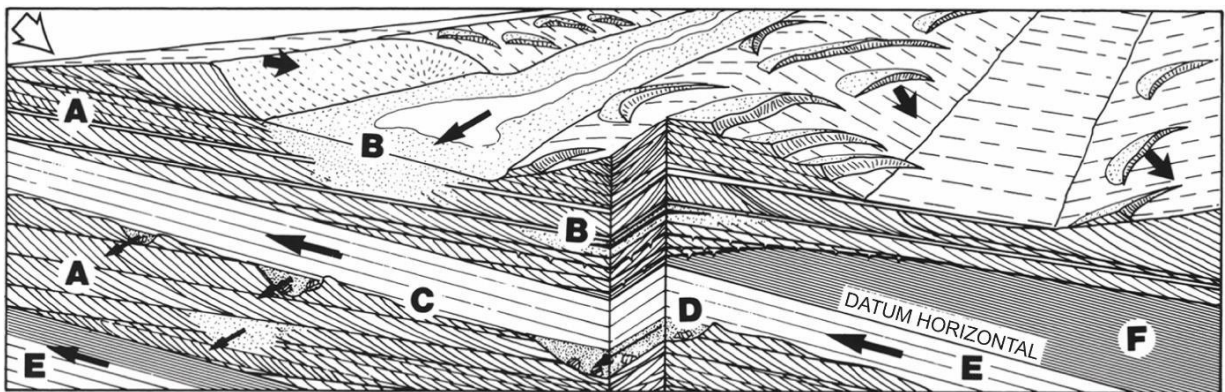


Figura 5 - Modelo esquemático ilustrando as interações flúvio-eólicas no erg da Fm. Navajo. (A) Dunas eólicas e interdunas secas. (B) Interdunas inundadas mostrando contatos vagos com estratos cruzados eólicos associados. A superfície deposicional úmida interrompe temporariamente a migração dos draas. (C) Superfície erosiva delimitando o truncamento entre o erg e a deposição fluvial. (D) Canais efêmeros contendo clastos de dunas eólicas. (E) Unidades fluviais efêmeras. (F) Planície de inundação coexistindo lateralmente com o erg. Modificado de Herries (1993).

Baseados na classificação de Langford & Chan (1989) e na análise por sensoriamento remoto, Al-Masrahy & Mountney (2015) desenvolveram uma minuciosa classificação de interações flúvio-eólicas em contextos de aridez. O trabalho reconheceu dez tipos de interação flúvio-eólica: (i) incursões fluviais alinhadas paralelamente às dunas longitudinais; (ii) incursões fluviais orientadas perpendicularmente às dunas eólicas; (iii) sistemas fluviais que bifurcam e contornam dunas eólicas; (iv) redes de canais que atravessam campos de dunas inteiros; (v) inundação de campos de dunas com nível freático elevado em função das inundações fluviais; (vi) incursões fluviais de fonte única que adentram campos de dunas; (vii) sistema fluvial do tipo sheetflood que emana de múltiplas fontes; (viii) interrupção da incursão de sistemas fluviais em campos de dunas; (ix) terminação de canais fluviais em playas dentro de campos de dunas; e (x) interações de longa duração e de curta duração. Embora detalhada, a classificação de Al-Masrahy & Mountney (2015) pode gerar dúvidas quanto aos critérios utilizados para determinação de certos estilos de interação, pois alguns dos tipos supracitados podem se sobrepor, fazendo com que em um depósito flúvio-eólico possam ocorrer vários dos estilos apontados pelos autores.

Com uma abordagem voltada à geomorfologia, Liu & Coulthard (2015) se propuseram a mapear as interações flúvio-eólicas atuais através da análise de imagens de satélite. Os autores classificaram interações em seis tipos:

I) Domínio totalmente fluvial: Quando processos fluviais dominam o desenvolvimento da paisagem, e a energia do fluxo é grande o suficiente para transportar todo o sedimento aportado pelas dunas (Fig. 6a);

II) Domínio majoritariamente fluvial: A partir do momento em que os processos fluviais diminuem em relação aos eólicos a interação se torna mais equilibrada (Fig. 6b);

III) Equilibrado: Tanto processos fluviais quanto eólicos possuem semelhante influência no sistema. Na Fig. 6c observa-se que o rio consegue cruzar o campo de dunas podendo ou não alterar o curso, enquanto que campos de dunas em ambas as margens do rio conseguem se desenvolver paralelamente sem grandes impedimentos;

IV) Domínio majoritariamente eólico: Neste cenário processos eólicos se intensificam em relação aos fluviais, podendo represar parcialmente o canal e alterar sua trajetória (Fig. 6d);

V) Domínio totalmente eólico: À medida que os processos eólicos se tornam cada vez mais dominantes, canais fluviais tendem a terminar obstruídos por formas de leito eólicas (Fig. 6e);

VI) Domínios alternados: Quando rios efêmeros ou intermitentes fluem sobre um campo de dunas, os processos dominantes alternam entre fluviais e eólicos de acordo com a sazonalidade (Fig. 6f).

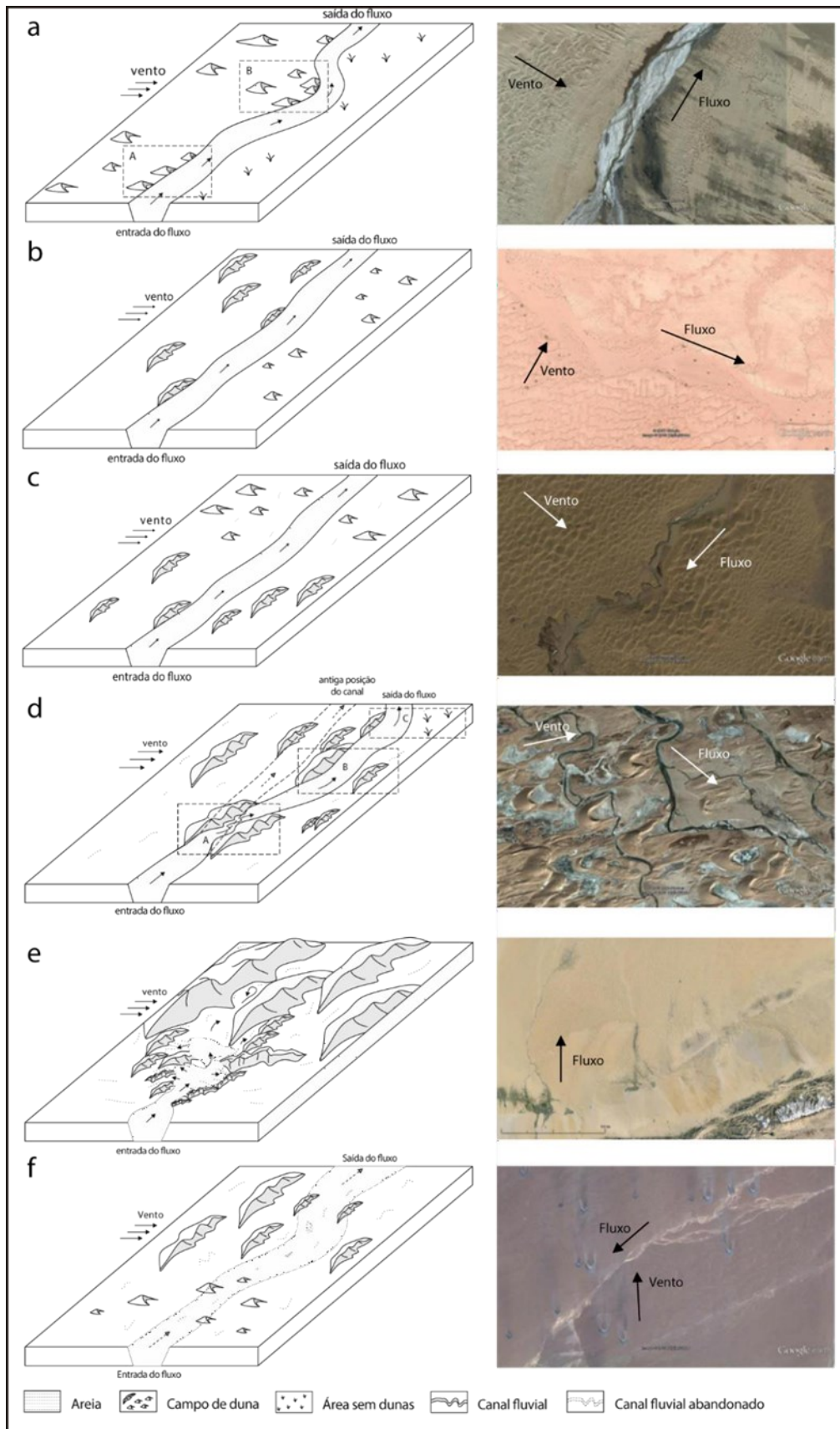


Figura 6 - Diagrama representando os tipos de interação definidas por Liu & Coulthard (2015). Detalhes no texto. Modificado de Liu & Coulthard (2015).

### 2.3.2 Controles e processos

O reconhecimento de fácies eólicas dentro de sequências fluviais é uma tarefa desafiadora, pois podem ser facilmente negligenciadas e classificadas como fácies aquosas (Trewin, 1993). Em um trabalho sobre controles em deposições fluviais em contexto de interação flúvio-eólica, Trewin (1993) alega que, o sistema eólico em um contexto de relativa curta distância de transporte, nem sempre permite que o sedimento transportado adquira todas as características de forma de grão, grau de seleção e estruturas internas encontradas em dunas e lençóis de areia bem estabelecidos (Trewin, 1993). Em regiões relativamente mais úmidas e com nível freático elevado, são mais propensos a formar lençóis de areia do que dunas. Além disso, canais fluviais ativos que cruzam os campos de dunas impedirão o crescimento de grandes dunas devido ao frequente retrabalhamento fluvial. Dessa forma, depósitos eólicos nestas condições são propensos a apresentar um fator de forma mais delgado em função do retrabalhamento das inundações (Trewin, 1993).

Em interações flúvio-eólicas modernas nas dunas do parque nacional de Great Sand Dunes National Monument (Colorado, EUA) e no Mojave River Wash (Califórnia, EUA), Langford (1989) observou que a sedimentação característica nas regiões de interduna-*overbank* e nas interduna-*playa*, era indicativo da alternância entre processos fluviais e eólicos, bem como em mudanças de fluxo e salinidade.

Langford (1989) salienta três variáveis importantes na descrição de sistemas flúvio-eólicos: (i) morfologia da duna, (ii) tempo, e (iii) profundidade do nível freático. A morfologia das dunas controla a forma das interdunas associadas. Por exemplo, dunas que se movem lentamente, de grande porte, e de maior complexidade, possuem áreas de interduna maiores e mais permanentes. Além disso, a posição do nível freático controlará a profundidade em que a deflação ocorrerá (Langford, 1989).

O trabalho de Scherer & Lavina (2005) se propôs a caracterizar ciclos sedimentares e a arquitetura faciológica do registro flúvio-eólico da Formação Guará (Jurássico) na Bacia do Paraná no sul do Brasil. Os autores constataam que períodos intermitentes de acumulação e erosão em *ergs* podem ocorrer como resultado de mudanças relacionadas à eustasia, tectônica e/ou clima (Kocurek, 1988; Kocurek & Havholm, 1993). Estes fatores alteram o suprimento de sedimento, disponibilidade de areia, capacidade de transporte (fluvial e eólico) e a posição do nível freático, desta forma interferindo no regime sedimentar eólico (Kocurek & Havholm, 1993; Scherer &



Lavina, 2005). Em casos de deposição em bacias endorreicas (Nichols, 2012), a eustasia se torna um fator irrelevante no controle deposicional. Portanto, controles climáticos e tectônicos se mostram muito mais influentes na acumulação e preservação neste tipo de bacia (Howell & Mountney, 1997).

A tectônica desempenha papel fundamental na acumulação, uma vez que, a subsidência ocasiona a longo prazo uma elevação do nível freático que viabiliza a preservação (Scherer & Lavina, 2005). Com base em estudos anteriores sobre ciclicidade deposicional flúvio-eólica (Clemmensen *et al.*, 1989; Howell & Mountney, 1997; Frederiksen *et al.*, 1998), Scherer & Lavina (2005) apontam que ciclos repetidos de umedecimento ou ressecamento para o topo (*wetting-upward cycles* e *drying-upward cycles* respectivamente) são evidências de que a elevação do nível freático nem sempre se estabelece de forma linear. A alternância entre unidades eólicas e fluviais, e o desenvolvimento de supersuperfícies e superfícies de deriva de areia (*sand-drift-surfaces*), podem ser interpretados como registros de mudanças em alta frequência na posição do nível freático e no suprimento sedimentar em função do clima (Fig. 7) (Scherer & Lavina, 2005).

Scherer & Lavina (2005) observaram que para os depósitos flúvio-eólicos da Formação Guará (Bacia do Paraná), o desenvolvimento e origem dos limites de superfícies, bem como os tipos de depósito que as sucedem, estão relacionados a uma combinação de fatores: (i) capacidade de transporte fluvial, como produto do gradiente e descarga; (ii) capacidade de transporte eólico, como consequência da saturação em areia e velocidade do vento; (iii) disponibilidade de areia para transporte, como produto tanto da estabilidade do substrato e vegetação, quanto do tamanho de grão e umidade; além do (iv) comportamento do nível freático, que está condicionado pela subsidência da bacia e/ou mudanças climáticas (Scherer & Lavina, 2005).

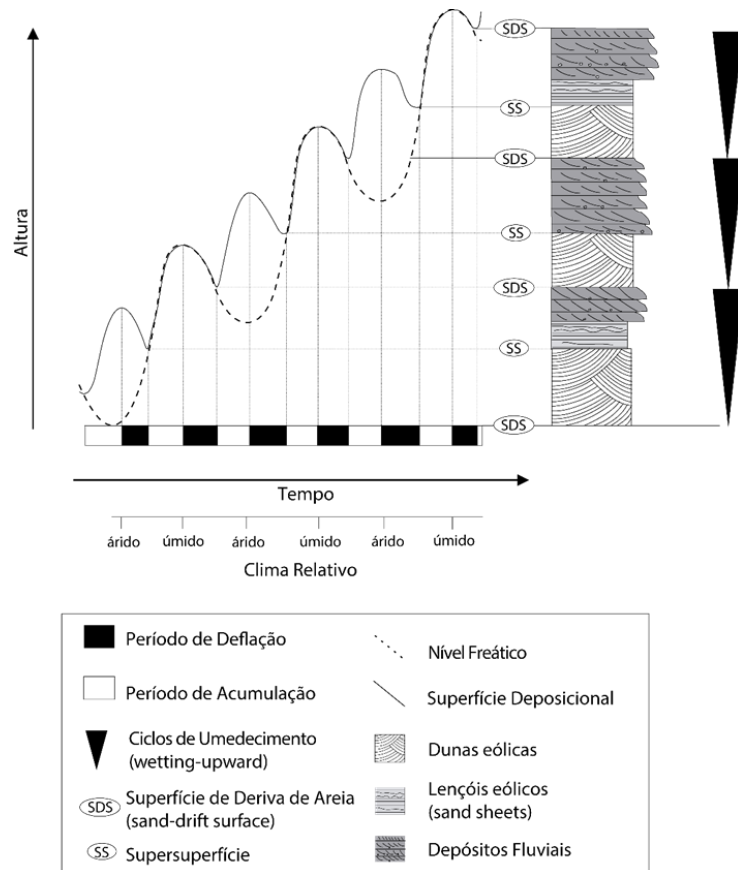


Figura 7 - Relações entre oscilações do nível freático, superfícies deposicionais e associações de fácies no sistema flúvio-eólico da Formação Guará (Scherer & Lavina, 2005). A alternância entre unidades fluviais e eólicas, e o desenvolvimento de superfícies limítrofes podem ser interpretadas como oscilações em alta frequência do nível freático e suprimento sedimentar causadas por mudanças climáticas. O progressivo aumento do nível freático está associado à subsidência da bacia. Modificado de (Scherer & Lavina, 2005).

Observa-se na Fig. 7 que períodos áridos são caracterizados pelo rebaixamento do nível freático, este que é primariamente responsável pelo desenvolvimento da superfície de deriva de areia (*sand-drift-surface*). A progressiva deflação eólica de sedimentos fluviais implica em uma maior disponibilidade de sedimento eólico e subsequente acumulação de mares de areias (*ergs*). A acumulação ocorre até a depleção da fonte de sedimento fluvial, resultando na redução de disponibilidade de sedimento eólico e subsequente desenvolvimento de super superfícies (Scherer & Lavina, 2005). Já em períodos úmidos, o nível freático ascende e como consequência há redução na disponibilidade de areia seca e aumento do escoamento, inibindo a formação de ergs e favorecendo a deposição de lençóis de areia eólicos (*olian sand sheets*) ou a acumulação fluvial. A espessura das sucessões eólicas está diretamente relacionada à relativa subida – a longo prazo – do nível freático, um produto da subsidência da bacia (Scherer & Lavina, 2005).

### 2.3.3 Considerações sobre ciclicidade

Interações flúvio-eólicas podem ocorrer em diversas escalas, podendo ser resultado tanto de uma relação de curto prazo (autocíclica), em uma concorrência entre processos deposicionais fluviais e eólicos, ou de longo prazo em resposta a fatores alocíclicos como clima, suprimento sedimentar extrabasinal e tectônica (Herries, 1993; Kocurek & Havholm, 1993; Mountney *et al.*, 1999; Scherer & Lavina, 2005). Conforme Mountney *et al.* (1999), embora porções centrais de *ergs* também respondam a processos alocíclicos, tais respostas podem se manifestar de forma muito sutil (*e.g.* mudanças no ângulo de cavalgamento e variação na espessura dos *sets*). No entanto, em porções marginais aos *ergs*, onde há concorrência entre processos fluviais e eólicos, alterações em controles externos à bacia são mais facilmente reconhecidas no estilo deposicional. De tal sorte que é possível identificar tendências como aumento ou diminuição na ocorrência de eólicos em relação aos fluviais para o topo da seção, bem como períodos de não deposição dependendo da natureza do fator alocíclico (Mountney *et al.*, 1999).

Essas interações são complexas e podem se manifestar em várias escalas no tempo e espaço (Clemmensen *et al.*, 1989; Herries, 1993; Frederiksen *et al.*, 1998), tornando a distinção entre processos autocíclicos e alocíclicos desafiadora devido à sobreposição de processos (Frederiksen *et al.*, 1998). Esse problema é particularmente evidente ao estudar os Sistemas Fluviais Distributivos (SFDs) (Nichols & Fisher, 2007; North & Warwick, 2007; Weissmann *et al.*, 2010, 2013; Fielding *et al.*, 2012; Davidson *et al.*, 2013; Ventra & Clarke, 2018; Reis *et al.*, 2022), que são fortemente influenciados por processos autogênicos (Jones & Schumm, 1999; North & Warwick, 2007; Ventra & Nichols, 2014).

### 2.3.4 Considerações sobre super superfícies

Super superfícies (*i.e.* que truncam superfícies de 1ª ordem) representam períodos de interrupção da acumulação eólica e separam pacotes sedimentares de distintos eventos de acumulação (Kocurek, 1988; Kocurek & Havholm, 1993; Havholm & Kocurek, 1994). Desta forma, super superfícies concedem critérios básicos para definição de sequências genéticas (Havholm & Kocurek, 1994; Ferronato *et al.*, 2019). Conforme a hierarquização de superfícies eólicas de (Kocurek, 1988), a formação de super superfícies podem estar condicionadas a diferentes fatores. De forma genérica, (Kocurek, 1988), classifica super superfícies em

três categorias: (i) superfícies formadas na deflação de *ergs* em função do clima; (ii) superfícies formadas pela contração de *ergs* em função da tectônica e variação eustática; (iii) superfícies formadas pela migração de *ergs*. O desenvolvimento de uma super superfície em função do fator climático pode ocorrer em diferentes escalas de tempo, geralmente se materializando em uma superfície que se estende por toda a bacia (Kocurek, 1988). Embora a janela de tempo de desenvolvimento de uma super superfície abranja majoritariamente processos alocíclicos, super superfícies também podem se manifestar em resposta a processos autocíclicos caso haja diminuição no suprimento sedimentar em períodos de aridez (Wilson, 1971).

#### 2.3.5 Considerações sobre paleossolos

Conforme Kraus (1999), paleossolos formam-se em resposta à duração do tempo de estabilidade de uma paisagem, e podem eventualmente marcar um diastema ou uma não-conformidade. A formação de paleossolos se dá quando a taxa de sedimentação é inferior à taxa de pedogênese (Kraus, 1999). Para além disso, em sistemas deposicionais continentais, sobretudo em contextos agradacionais (*e.g.* sistemas fluviais distributivos), a classificação de paleossolos é dada conforme o equilíbrio entre a acumulação sedimentar e a taxa de pedogênese (Wright & Marriott, 1996; Kraus, 1999). O tipo de paleossolo que se forma no registro sedimentar depende do quão rápido o sedimento acumulou, se a acumulação foi estável ou descontínua, e em havendo pausas, a duração das mesmas (Kraus, 1999).

Os paleossolos podem atuar como bons indicadores, registrando informações sobre as condições em que se formaram. Podem sugerir períodos de estabilidade do solo e do ambiente deposicional, assim como períodos de não-deposição ou erosão. Além disso, o estudo dos paleossolos pode ajudar a estabelecer a idade das camadas sedimentares e fornecer marcadores geocronológicos importantes no registro geológico (Retallack, 2008).

Isto posto, paleossolos podem ser importantes indicadores de períodos de estabilização de um SFD, geralmente associados aos diastemas inerentes aos sistemas fluviais (Kraus, 1999; Soares *et al.*, 2020).

#### 2.3.6 Modelos deposicionais

O trabalho de Langford & Chan (1989) visou caracterizar interações flúvio-eólicas em ambientes sedimentares antigos. A partir da definição de quatro associações de fácies na Formação Cutler (Permiano) e no Arenito Cedar Mesa no

platô do Colorado, Langford & Chan (1989) observaram: (i) depósitos eólicos; (ii) depósitos de interduna úmida; (iii) depósitos de canal fluvial; e (iv) depósitos de overbank-interduna. Ademais, foram observadas duas superfícies erosivas distintas, uma de deflação e outra de inundação.

O modelo deposicional de Langford & Chan (1989) aponta duas características importantes de sistemas flúvio-eólicos. A primeira é que no sistema flúvio-eólico os depósitos compostos de overbank-interduna substituem os depósitos que são só de overbank (planície de inundação) ou só interduna dos sistemas fluviais e eólicos respectivamente. Depósitos de overbank-interduna consistem em lagos efêmeros formados por interdunas inundadas com sedimentação fluvial. A segunda característica apontada é que uma superfície de interduna é geralmente paralela à inclinação dos canais fluviais. Tanto a deposição eólica quanto a fluvial ocorrem nesta superfície.

De acordo com o modelo de Langford & Chan (1989), o sistema é composto por quatro elementos arquiteturais principais: (i) canais fluviais, (ii) dunas eólicas e (iii) lençóis de areia eólicos (sand sheets), e (iv) overbank-interduna. A interação entre os elementos foi resumida na Fig. 8.

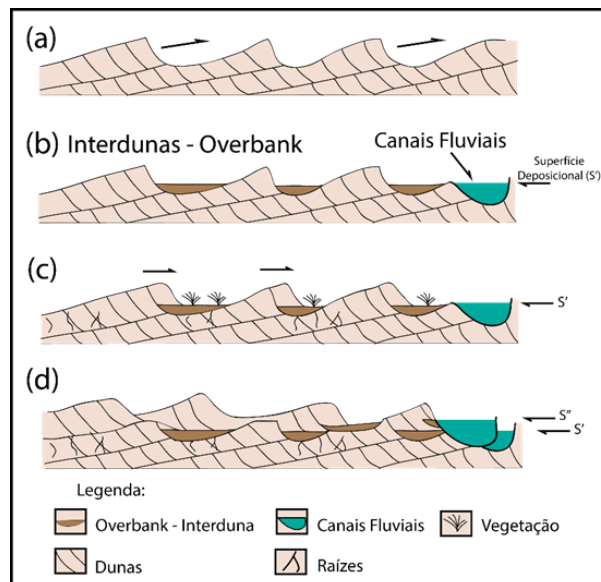


Figura 8 - Modelo deposicional para interações flúvio-eólicas. (a) Depósitos de dunas e interdunas com deposição abaixo da superfície deposicional. (b) Ocorre inundação e canais fluviais são incisos nos depósitos eólicos. As regiões de interduna erodidas são preenchidas com sedimentos da inundação. (c) Dunas avançam sobre as superfícies de inundação. A elevação no nível freático associada à inundação permite a vegetação das áreas de interduna-overbank, produzindo horizontes com raízes. (d) A contínua migração e inundação produzem intercalações entre sedimentos finos e *foresets* de dunas. Após a elevação do nível freático (S'') as dunas migram sobre a nova superfície deposicional. Modificado de Langford & Chan (1989).

Scherer & Lavina (2005) construíram um modelo deposicional (Fig. 9), onde é possível observar o comportamento da delimitação de superfícies e alternância entre sistemas fluviais e eólicos em função da oscilação do nível freático. De acordo com o modelo, e como visto anteriormente em Kocurek & Havholm (1993), sistemas eólicos secos se desenvolvem quando o nível freático está permanentemente abaixo da superfície deposicional e nenhum outro fator controla a sedimentação. Após o desenvolvimento de uma supersuperfície, a acumulação pode ser resultado de dois mecanismos (Fig. 9). Um aumento no nível freático junto ao aumento no escoamento superficial, e por conseguinte uma redução na capacidade de transporte eólico, pode favorecer a acumulação de depósitos fluviais acima das dunas. Outra possibilidade é de que um aumento no nível freático pode ocorrer em uma configuração de domínio eólico. Uma redução na disponibilidade de areia para a jusante do sistema eólico, embora ainda suficiente para a acumulação de lençóis de areia, pode inibir o crescimento de dunas eólicas. O progressivo aumento no escoamento superficial tende a suprimir a disponibilidade de areia, culminando na restrição do desenvolvimento de lençóis eólicos (*eolian sand sheets*) e favorecendo a acumulação de depósitos fluviais (Scherer & Lavina, 2005). O ciclo é reiniciado a partir do momento em que o nível freático torna a rebaixar. Consequentemente há aumento no suprimento de sedimento eólico, o que permite o retorno da acumulação de dunas eólicas, completando ao iniciar um novo ciclo de umedecimento para o topo (Scherer & Lavina, 2005).

#### 2.3.7 Interações flúvio-eólicas no contexto fluvial distributivo

A ocorrência de interações flúvio-eólicas pode ocorrer tanto na porção medial, como na zona distal de um SFD. No entanto, como relatado por Kelly & Olsen (1993) a zona distributária ou medial, tende a apresentar elementos eólicos em menor frequência, talvez devido à menor variabilidade de descarga fluvial nesta porção, o que inibe a expansão eólica. Por outro lado, a porção distal apresenta maior propensão para a expansão da sedimentação eólica, uma vez que, em contexto de aridez, pode apresentar fluxos efêmeros não canalizados (Kelly & Olsen, 1993) que permitem o avanço cíclico da sedimentação eólica sobre a fluvial. Nesta zona pode-se desenvolver extensos campos de dunas (Cain & Mountney, 2009) com possível retrabalhamento por sistemas fluviais (Trewin, 1993; Ielpi & Ghinassi, 2016; Lacotte & Mountney, 2022). É a região que recebe menor suprimento sedimentar do sistema

distributivo, no entanto, apresenta alta acomodação (alta razão A/S), resultando numa arquitetura onde poucos corpos isolados de areia são envolvidos por extensos depósitos finos externos ao canal com elementos arquiteturais eólicos (Kelly & Olsen, 1993; Nichols & Fisher, 2007; Weissmann *et al.*, 2013)

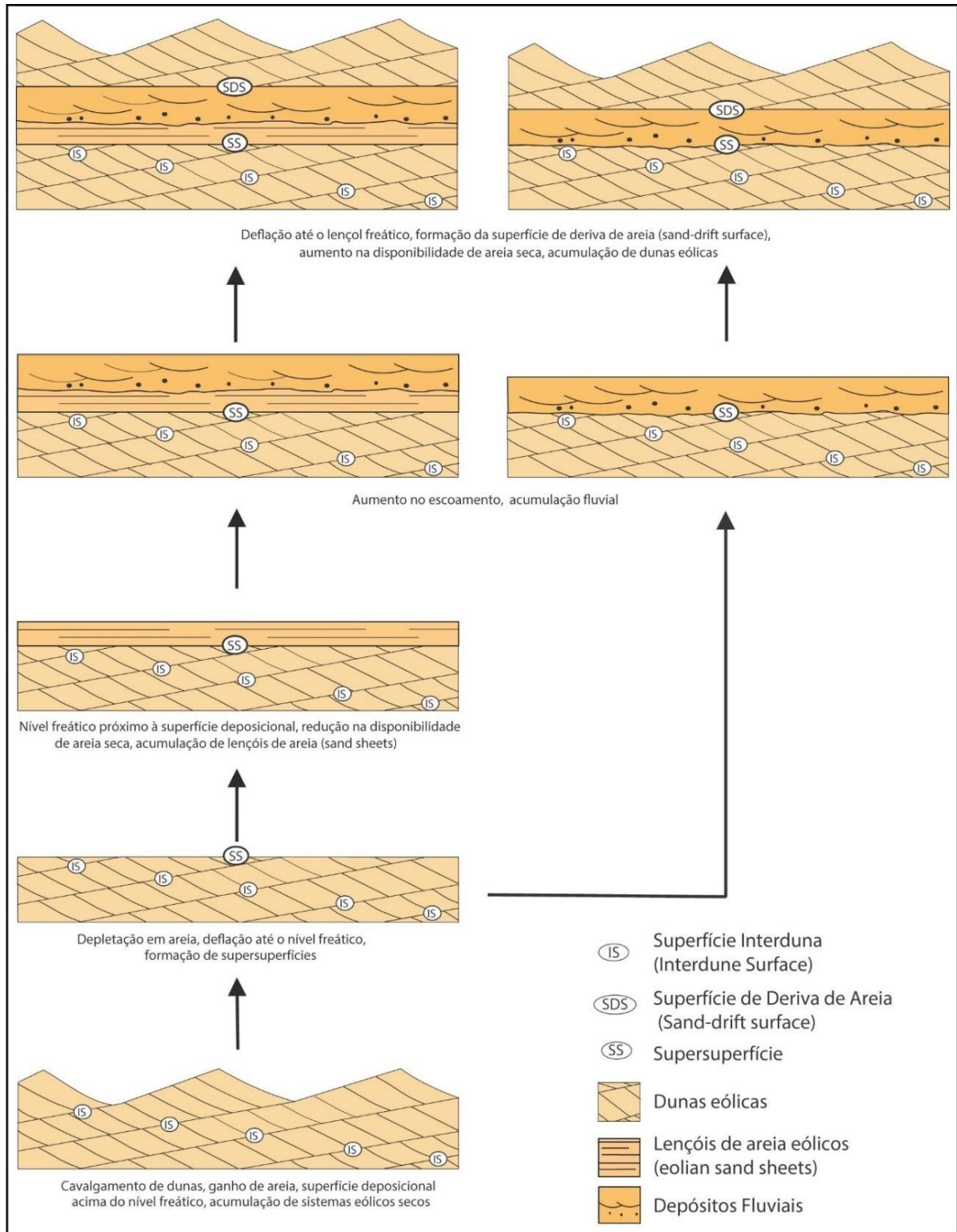


Figura 9 - Modelo estratigráfico com as sucessões de fácies e desenvolvimento de superfícies no sistema flúvio-eólico da Formação Guará. Modificado de Scherer & Lavina (2005).

Cain & Mountney (2009) interpretam que, na porção distal do sistema fluvial distributivo na Bacia de Paradox, houve redução na energia de descarga para a jusante, culminando na não canalização do fluxo que se findou em planícies de inundação formando sheetfloods e/ou adentrando campos de dunas (Fig. 10). Assim como sugerido por estudos anteriores (Kelly & Olsen, 1993; Nichols & Fisher, 2007; Weissmann *et al.*, 2013; Amarante *et al.*, 2019; Reis *et al.*, 2022) foi registrado que a porção distal é dominada por depósitos de inundação em lençol (*sheetfloods*) e formas de leito eólicas, com isolados elementos de fluxo canalizado (Fig. 11).

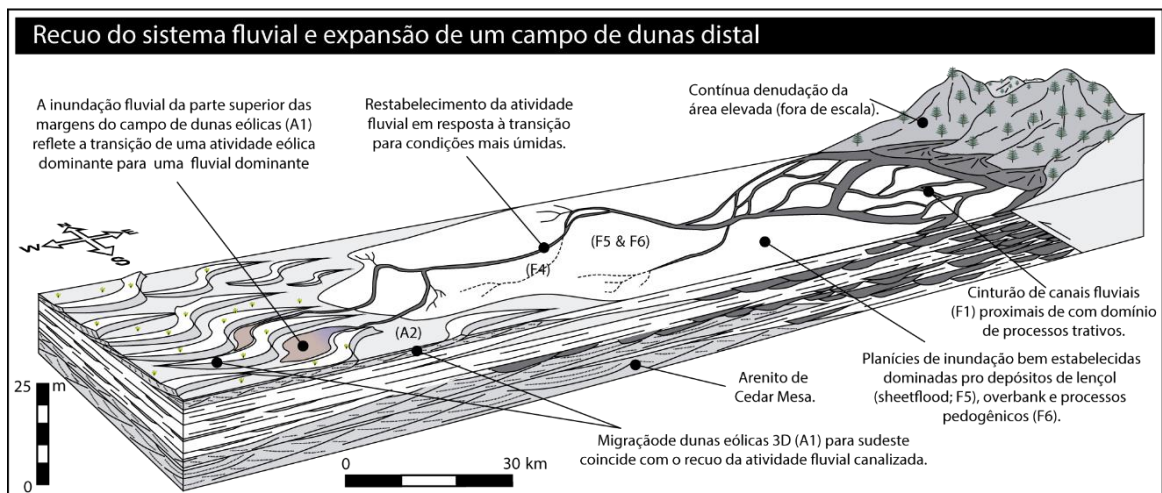


Figura 10 - Modelo deposicional representando a expansão do sistema eólico sobre o sistema fluvial distributivo em um ciclo de aridização da Bacia de Paradox, EUA. Modificado de Cain & Mountney (2009).

O modelo de interações flúvio-eólicas de Langford & Chan (1989) foi elaborado com base na mesma bacia estudada por Cain & Mountney (2009), portanto, as Figs. 10 e 11 exibem maior detalhamento da interação lateral e vertical de processos fluviais e eólicos, bem como noções sobre a ciclicidade das interações, avanços e retrações de um sistema sobre o outro. Do ponto de vista geomorfológico, estas interações poderiam ser classificadas de acordo os ciclos de domínio fluvial ou eólico na bacia conforme o espectro apresentado por Liu & Coulthard (2015) (Fig. 6).

A dinâmica dos controles e processos proposta por Scherer & Lavina (2005) (Fig. 7) pode apresentar outro significado após a recente caracterização da Fm. Guará como um grande SFD (Reis *et al.*, 2022). Logo, tratando-se de um SFD, o desenvolvimento de um sistema eólico também pode estar condicionado à avulsão nodal do sistema, pois quando abandonado o canal, abre-se espaço para o domínio de processos eólicos. Aliado a isso, a variável climática pode afetar não somente o



freático, mas também a descarga fluvial, que influenciará na oscilação do freático, na frequência de retrabalhamento, e por conseguinte, no grau de desenvolvimento do sistema eólico no contexto fluvial distributivo.

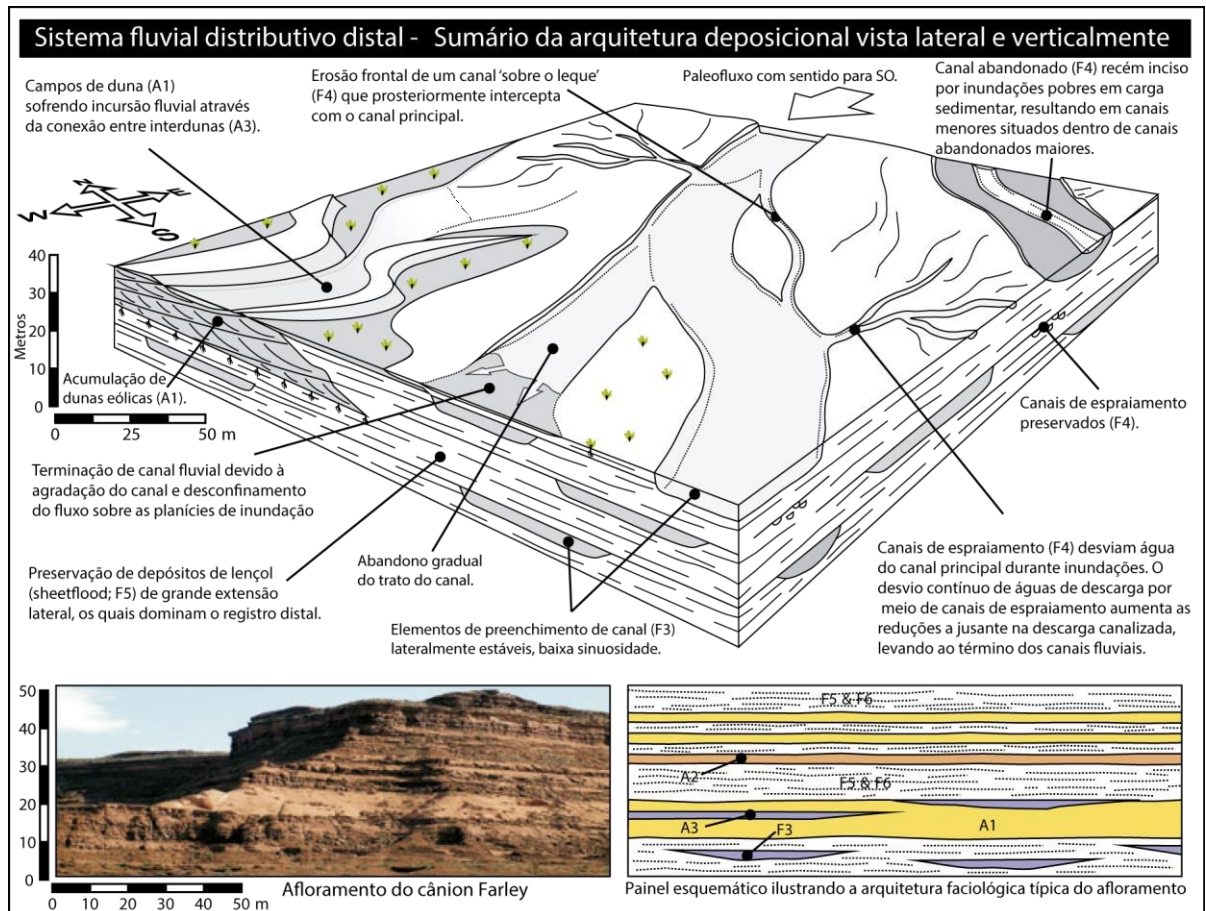


Figura 11 - Modelo resumido representando a arquitetura sedimentar lateral e vertical típica observada na região distal da Formação Rock Organ, na Bacia de Paradox, EUA. A fotografia exhibe o afloramento tipo da porção distal. Modificado de Cain & Mountney (2009).

## 2.4 CONTEXTO GEOLÓGICO

### 2.4.1 Contexto paleoclimático no permiano superior

O contexto paleoclimático do final do Permiano é peça fundamental para compreensão da maior crise biológica experimentada pelo planeta Terra. A extinção do Permo-Triássico (P-Tr) consiste na maior crise biológica e climática da história geológica da Terra, onde cerca de 95% das espécies foram extintas. As causas da extinção ainda dão palco para muita discussão, onde diversos autores sugerem anoxia, aquecimento global e acidificação dos oceanos aliado às mudanças nos gases atmosféricos, principalmente CO<sub>2</sub> (Benton & Newell, 2014).

No Permiano superior, o super continente Pangeia era caracterizado por altas temperaturas médias e pela enorme massa continental, dominada por climas majoritariamente áridos (Fig. 12) (Roscher *et al.*, 2011; Benton & Newell, 2014; Winguth *et al.*, 2015). Portanto, à época, grandes porções continentais estavam sujeitas à desertificação (Benton & Newell, 2014).

Embora o registro sedimentar do final do Permiano seja limitado globalmente (Benton & Newell, 2014), bacias sedimentares como a do Paraná apresentam registro de sedimentação eólica (Roscher *et al.*, 2011) como ilustrado na Fig. 12. Estes depósitos podem estar associados à deposição eólica do Mb. Morro Pelado (Schemiko *et al.*, 2014). Benton & Newell (2014) argumentam que a Bacia do Paraná estava localizada na porção oeste do Pangeia, provavelmente sob forte efeito da sombra de chuva causada pela cordilheira dos Gondwanides, o que teria permitido a expansão do transporte eólico.

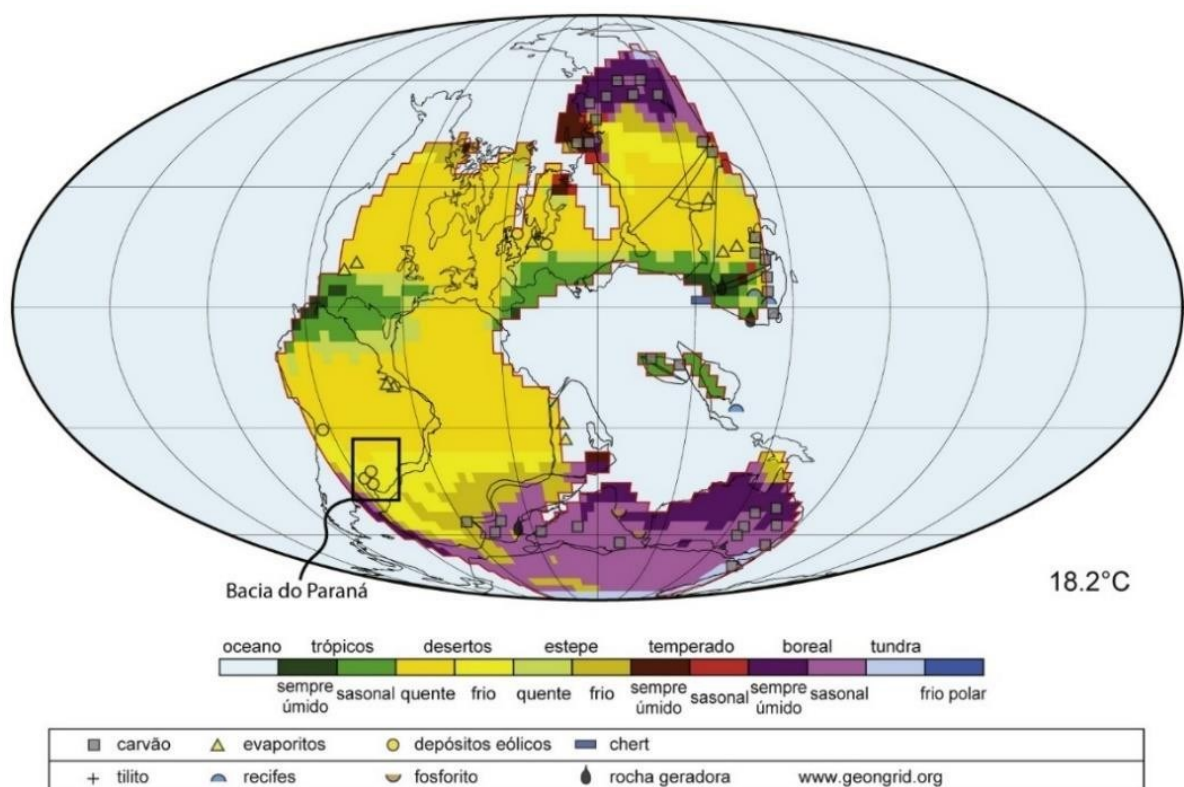


Figura 12 - Mapa de Köppen-Geiger da reconstrução paleoclimática simplificada do Pangeia do final do Permiano (Changhsingiano). Temperatura média global de 18.2°C. Destaque para a posição paleogeográfica da Bacia do Paraná. Modificado de Roscher *et al.* (2011).

#### 2.4.2 Bacia do Paraná

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, porções da Argentina e Paraguai, além de sua contraparte africana na Namíbia, correspondente à Bacia de Huab (Stollhofen *et al.*, 2000; Milani *et al.*, 2007; Holz *et al.*, 2010) (Figs. 13 e 14). Compreende uma área de cerca de 1.700.000 km<sup>2</sup>, com sua porção mais alongada na direção NE-SW, medindo aproximadamente 1750 km de comprimento e 900 km de largura (Holz *et al.*, 2010).

Embora classificada como uma sinéclise intracratônica (Zalán *et al.*, 1990), a sedimentação da bacia apresenta um complexo histórico de preenchimento condicionado por diferentes mecanismos de subsidência e variações eustáticas. Tais eventos tectono-eustáticos estão associados à evolução do oeste do supercontinente Gondwana, registrando vários ciclos de sedimentação do Ordoviciano ao Cretáceo (Milani, 1997; Milani & Ramos, 1998; Milani *et al.*, 2007; Holz *et al.*, 2010).

Milani (1997) reconheceu seis supersequências no registro da Bacia do Paraná: (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). A Supersequência (SS) Gondwana I, na qual a Fm. Rio do Rasto está inserida, é uma grande unidade aloestratigráfica que sucedeu um expressivo hiato deposicional na história tectono-sedimentar da bacia. Esta lacuna está relacionada a grande discordância neodevoniana, com ausência de aproximadamente 70 Ma de registro sedimentar (Milani *et al.*, 2007).

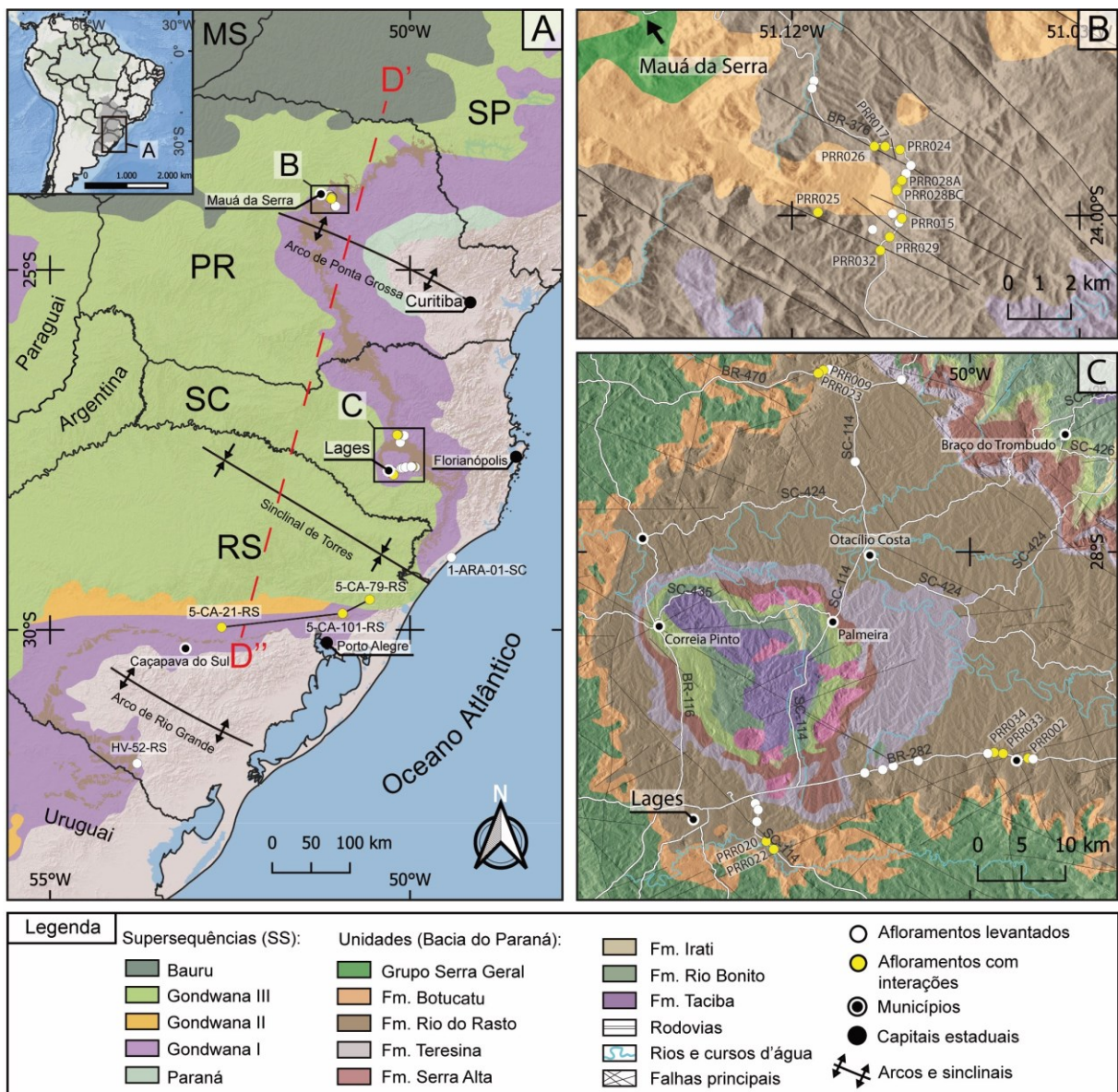


Figura 13 - Mapa de localização das áreas de estudo na Bacia do Paraná com ênfase na Região Sul do Brasil. A) Disposição da Fm. Rio do Rasto na SS Gondwana I (Milani, 1997) e localização das áreas de estudo com afloramentos e poços descritos (no Rio Grande do Sul). B) Mapa de detalhe dos afloramentos levantados na região de Mauá da Serra, Paraná (Besser *et al.*, 2021). C) Detalhe da região do Domo de Lages com a localização dos afloramentos levantados na região de Lages, Santa Catarina (Wildner *et al.*, 2014).

A Superseqüência Gondwana I (Figs. 13 e 14) é caracterizada por um ciclo transgressivo-regressivo completo, iniciado pela invasão marinha do Oceano Pantalassa sobre o interior do supercontinente Gondwana, além de corresponder ao pacote mais espesso da Bacia do Paraná. Sob a abordagem litoestratigráfica, a SS Gondwana I é dividida em três grupos: (1) Grupo Itararé e Formação Aquidauana (cronocorrelata a Fm. Itararé no norte da bacia), (2) Grupo Guatá, e (3) Grupo Passa Dois (Milani *et al.*, 2007; Ng *et al.*, 2019).

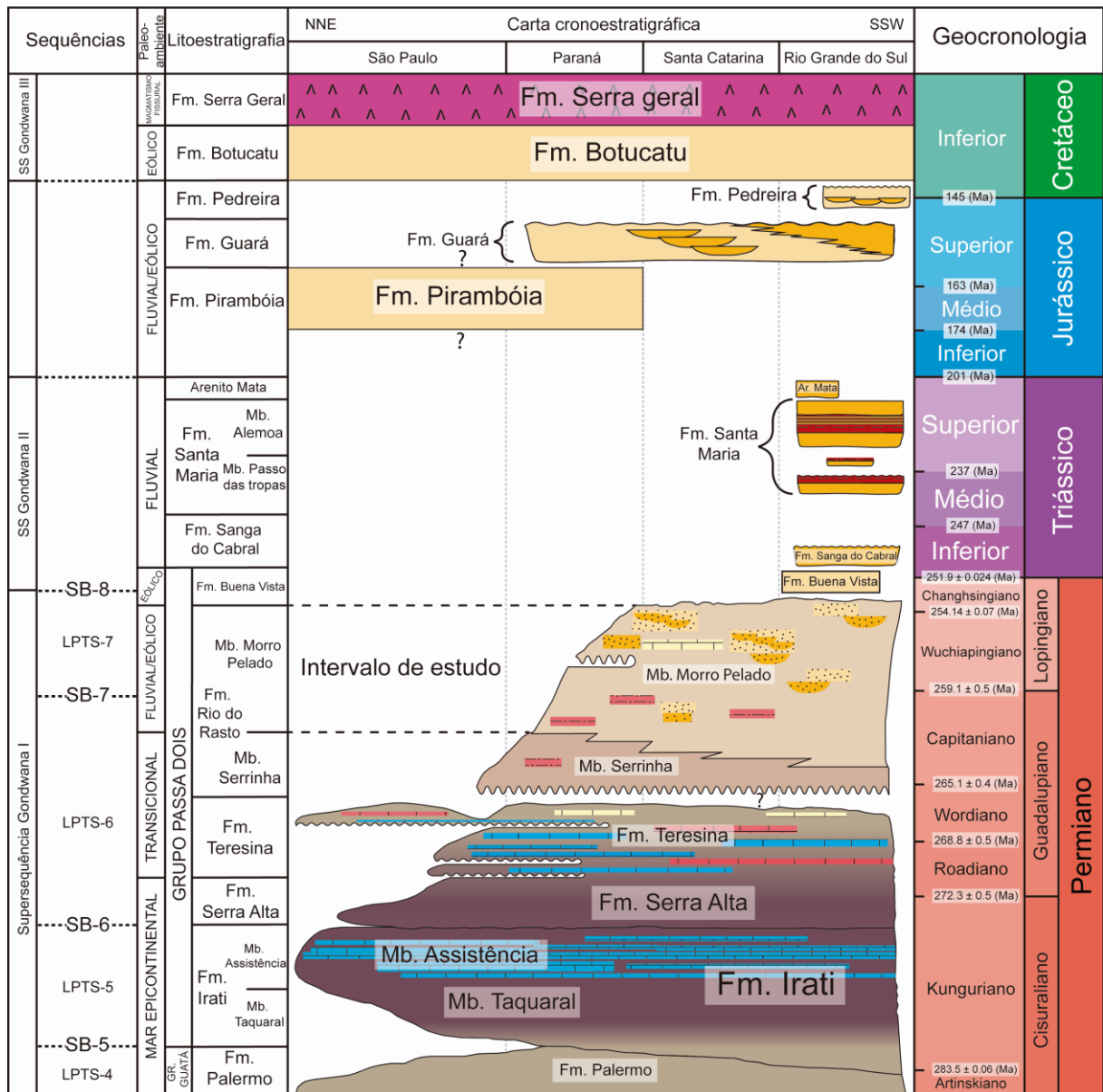


Figura 14 - Carta estratigráfica da Bacia do Paraná com ênfase no Grupo Passa Dois (perfil D'-D'' na Fig. 13). Adaptada de Holz et al. (2010), Ng et al. (2019), e Scherer et al. (2023). Supersequências conforme Milani (1997). Idades e divisão cronoestratigráfica para o Permiano conforme (Lucas & Shen, 2018). Litoestratigrafia e macro-ambientes baseados em Ng et al. (2019). Dados sobre a Fm. Buena Vista no Rio Grande do Sul e a porção Mesozóica da carta são baseados em Scherer et al. (2023).

### 2.4.3 Grupo Passa Dois

O Grupo Passa Dois (Kunguriano – Changhsingiano) é amplamente distribuído na Bacia do Paraná, contando com uma espessura máxima estimada em até 1670 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, cronocorrelata às formações Teresina e Serra Alta da porção sul (Rohn, 1994; Milani et al., 2007; Ng et al., 2019). Este pacote é

frequentemente associado ao intervalo de continentalização da Bacia do Paraná devido à restrição da circulação das águas entre a sinéclise e o Oceano Panthalassa em função da colisão do terreno Patagônico na borda sudoeste do Gondwana (Milani *et al.*, 2007; Warren *et al.*, 2008). Processo este também associado ao desenvolvimento de um contexto ambiental hipersalino no interior da bacia (Rohn, 1994; Milani *et al.*, 2007). A transição do domínio de sistemas marinhos para continentais se inicia na Formação Teresina e culmina na deposição da Formação Rio do Rasto em contexto continental (Lavina, 1991; Milani *et al.*, 2007; Kern *et al.*, 2021).

#### 2.4.4 Formação Rio do Rasto

A documentação do registro sedimentar da Fm. Rio do Rasto tem início no relatório de White (1908), com depósitos inicialmente descritos como “camadas avermelhadas da sucessão Rio do Rasto”. Moraes Rego (1930) associou a gênese dos depósitos da Fm. Rio do Rasto a paleoambientes subaquosos, com o membro inferior - hoje conhecido como Mb. Serrinha - relacionado à uma fase marinha. No final dos anos 40, Gordon Jr (1947) reconhece elementos arquiteturais característicos de planícies de inundação. Além disso, o autor é o primeiro a classificar a unidade em dois membros, Mb. Serrinha (inferior) e Mb. Morro Pelado (superior), e eleva a sucessão Rio do Rasto à categoria de Formação (Gordon Jr, 1947). Posteriormente, Schneider *et al.* (1974) reconheceram elementos arquiteturais referentes a ambientes fluvial meandrante em planícies deltaicas e dunas eólicas. A sucessão de fácies reflete um caráter progradacional, evoluindo de depósitos subaquosos para transicionais e posteriormente continentais de planície deltaica com deposição eólica (Schneider *et al.*, 1974).

Segundo Holz *et al.* (2010) a Fm. Rio do Rasto apresenta tendência geral granocrescente ascendente, subdividida em Mb. Serrinha (150-250 m de espessura) constituído predominantemente por lamitos e arenitos finos, e pelo Mb. Morro Pelado (250-300 m de espessura) composto por arenitos finos a médios, siltitos, e secundariamente argilitos avermelhados. A unidade completa pode apresentar espessuras de até 600 m (Scherer *et al.*, 2023)

Lavina (1991) e Rohn (1994) interpretam que as estratificações cruzadas *hummocky, ripples* onduladas truncadas e laminações heterolíticas do Mb. Serrinha indicam uma gênese associada a um ambiente marinho raso ou um ambiente lacustre de grandes dimensões, contexto semelhante ao topo da Fm. Teresina, que apresenta grandes formas de leito geradas pela ação de ondas de tempestade (Lavina, 1991). O Mb. Morro Pelado, por sua vez, apresenta elementos arquiteturais fluvio-deltaicos e eólicos, sendo associado frequentemente com o período de colmatação de um grande sistema lacustre (Schneider *et al.*, 1974; Lavina, 1991; Milani *et al.*, 2007; Holz *et al.*, 2010; Kern *et al.*, 2021). De acordo com Warren *et al.*, (2008) a acumulação da unidade está associada ao ciclo de subsidência flexural em resposta à orogenia Sanrafaélica.

#### 2.4.5 Discussão sobre os limites da unidade

Quanto aos limites da unidade, Rohn (1994) alega que o limite basal entre as formações Teresina e Rio do Rastro (Mb. Serrinha), é transicional, e pode ser discriminado pela mudança de alguns fatores, tais como o incremento no ganho de areia, a redução de heterolitos *wavy* e camadas lenticulares, e a alteração na coloração dos lamitos, que mudam de cinza para verde, violeta e vermelho. Além disso, a autora relata que os limites litoestratigráficos coincidem com os limites bioestratigráficos, indicando também alterações ecológicas significativas (Rohn, 1994). Entretanto, alguns autores (Holz *et al.*, 2010; Ng *et al.*, 2019), representam este limite como erosivo - *e.g.* limite SB-7 de Holz *et al.* (2010) (Fig. 14).

No Rio Grande do Sul, a Fm. Rio do Rastro é sotoposta no bloco oeste do estado pela Fm. Buena Vista (Reis *et al.*, 2022; Scherer *et al.*, 2023), anteriormente encontrada na bibliografia como Fm. Pirambóia (*e.g.* Milani *et al.*, 2007). No entanto, a natureza deste limite ainda é incerta, alguns autores (Milani *et al.*, 2007; Holz *et al.*, 2010) representam a Fm. Pirambóia do Rio Grande do Sul, aqui tratada como Fm. Buena Vista (Scherer *et al.*, 2023), como uma unidade sobreposta à Fm. Rio do Rastro. Na porção leste a Fm. Rio do Rastro é sotoposta pelo Arenito Pedreira (Jurássico) e no bloco central pela Fm. Sanga do Cabral (Triássico) (Scherer *et al.*, 2023). No estado de Santa Catarina, a Fm. Rio do Rastro apresenta maior espessura e é sotoposta pela Formação Botucatu (Cretáceo) (Holz *et al.*, 2010; Scherer *et al.*, 2023). No Paraná e norte de Santa Catarina alguns autores (Riccomini *et al.*, 1984;

Warren *et al.*, 2008) descrevem o limite superior (Fm. Rio do Rasto - Fm. Pirambóia) como um contato transicional entre fácies fluviais e eólicas com eventuais estruturas de carga (Warren *et al.*, 2008). Entretanto, Rohn (1994) alega a existência de uma discordância erosiva entre a Fm. Corumbataí (cronocorrelata às Fm. Serra Alta e Teresina) e a Fm. Pirambóia no estado de São Paulo (SP), implicando na (quase) ausência da Fm. Rio do Rasto em SP (Fig. 14), fazendo com que os limites gradacionais apontados por Riccomini *et al.* (1984) e Warren *et al.* (2008) sejam anacrônicos para a unidade reconhecida como Fm. Pirambóia ao norte da bacia. No Uruguai, a Fm. Rio do Rasto é cronocorrelata à Fm. Yaguarí (também dividida em dois membros), e apresenta o membro superior associado ao processo de continentalização da bacia a partir da implantação de sistemas fluviais, bem como o Mb. Morro Pelado no Brasil (Limarino & Spalletti, 2006). Na contraparte africana da Bacia do Paraná (Bacia de Huab), Stollhofen *et al.* (2000) correlacionam as Formações Gai-As e Doros à Fm. Rio do Rasto, com ênfase nos depósitos lacustres da Fm. Gai-As, que compartilham a mesma biozona (*Terraia altissima*) do Mb. Serrinha (Rohn, 1994; Stollhofen *et al.*, 2000).

#### 2.4.6 Membro Morro Pelado

Warren *et al.* (2008) no trabalho sobre a evolução sedimentar da Formação Rio do Rasto na região de Lages, Santa Catarina, sintetizaram o Mb. Morro Pelado como uma unidade composta por elementos de planície e frente deltaica, com a implantação de um sistema fluvial distributivo, com o desenvolvimento de depósitos eólicos no topo que indicariam tendência de aridização para o topo (*drying upward*). Conforme posto por Warren *et al.* (2008), no Mb. Morro Pelado, diferentemente do Mb. Serrinha (subjacente ao Morro Pelado), não estão presentes elementos arquiteturais offshore, sendo dominantes elementos flúvio-deltaicos e eólicos.

O abundante conteúdo fóssil da Formação Rio do Rasto indica uma idade Wordiana a Wuchiapingiana (254 a 268 Ma) para a deposição (Langer *et al.*, 2009; Holz *et al.*, 2010; Dias-Da-Silva, 2012; Scherer *et al.*, 2023). Além disso, as datações de zircão U-Pb (Francischini *et al.*, 2018; Rocha-Campos *et al.*, 2019) obtidas de depósitos de cinzas vulcânicas da Formação Rio do Rasto ( $266,7 \pm 5,4$  a  $274,6 \pm 6,3$  Ma) não apenas confirmam as idades indicadas pelo conteúdo fóssil, mas também



levantam a possibilidade de que o início da sedimentação possa ter ocorrido durante o estágio Roadiano (Francischini *et al.*, 2018; Scherer *et al.*, 2023).

Schemiko *et al.*, (2014), em um trabalho voltado à distinção dos elementos arquiteturais fluviais, eólicos, e lacustres da Fm. Rio do Rasto em Santa Catarina e no Paraná, dividiu a unidade em quatro associações de fácies: (I) sistema fluvial meandrante, (II) sistema fluvial distal, (III) sistema deltaico dominado por rios, e (IV) sistema eólico úmido. Os autores sugerem que, o contexto deposicional do Mb. Morro Pelado não seria essencialmente lacustre, sendo na verdade dominada por sistemas fluviais (associações I e II supracitadas) e por sedimentação eólica (associação IV). (Schemiko *et al.*, 2014) argumentam que a ocorrência de fácies lacustres se deu de forma subordinada aos deltas dominados por rios (associação III). Em função da arquitetura deposicional, com alta acomodação, grande proporção de planícies de inundação e fluxos fracamente canalizados na porção distal, é argumentado que o Mb. Morro Pelado constitua um grande sistema fluvial distributivo (Nichols & Fisher, 2007).

Atrelado a este tema, há uma importante discussão sobre a drenagem da bacia no final do Permiano (Alessandretti *et al.*, 2016, 2017; Vesely & Schemiko, 2017). Alessandretti *et al.* (2016) interpretaram um padrão de drenagem fluvial para norte, com paleocorrentes corroborando com sedimentos de proveniência do orógeno Sanrafaélico soerguido durante a colagem do terreno Patagônico no sudoeste do Gondwana (Milani *et al.*, 2007; Warren *et al.*, 2008). Entretanto, os dados de paleocorrentes divergem substancialmente dos coletados por Schemiko *et al.*, (2014) e Vesely & Schemiko (2017), que apresentam tendência geral para leste e sudeste, com depocentro esperado entre o leste da Bacia do Paraná e o oeste da Namíbia (Fig. 15). Uma das principais críticas de Vesely & Schemiko (2017) ao modelo de Alessandretti *et al.* (2016), diz respeito à possível confusão feita ao considerar paleocorrentes aferidas em depósitos eólicos do Mb. Morro Pelado como fácies flúvio-deltaicas.

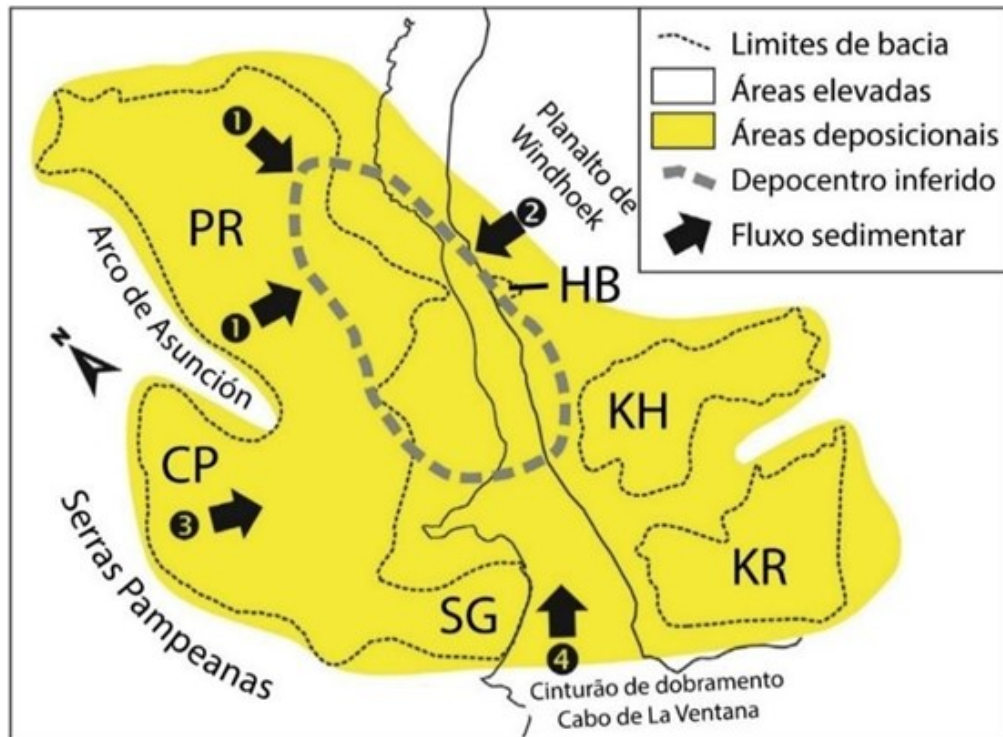


Figura 15 - Reconstrução paleogeográfica da Bacia do Paraná (PR) com demais áreas adjacentes durante o Permiano Superior. As setas numeradas indicam a direção de drenagem do fluxo sedimentar baseado em dados de paleocorrentes fluviais da Formação Rio do Rasto. Bacias sedimentares: Paraná (PR); Chaco-Paraná (CP); Sauce Grande (SG); Huab (HB); Kalahari (KH); Karoo (KR). Modificado de Vesely & Schemiko (2017).

#### 2.4.7 Interações flúvio-eólicas no Membro Morro Pelado

Historicamente, vários autores tem relatado a ocorrência de depósitos eólicos no Mb. Morro Pelado (Bigarella, 1973; Riccomini *et al.*, 1984; Lavina, 1991; Rohn, 1994; Warren *et al.*, 2008; Schemiko *et al.*, 2014). Sendo recorrente a associação destes depósitos com o ciclo de aridização experimentado pela Bacia do Paraná no limite Permo-Triássico (Lavina, 1991; Rohn, 1994; Holz *et al.*, 2006; Milani *et al.*, 2007; Warren *et al.*, 2008; Schemiko *et al.*, 2014; Kern *et al.*, 2021).

Warren *et al.* (2008) relatam que elementos arquiteturais eólicos se encontram intercalados com barras de desembocadura, lobos de rompimento de dique marginal e planícies interdistributárias.

Medidas de paleocorrente dos depósitos eólicos coletadas por Warren *et al.* (2008) indicam direção média para WNW, semelhante ao que defende o trabalho de Alessandretti *et al.* (2016). Já Schemiko (2013) alega que as medidas do Mb. Morro Pelado, aferidas em foresets de dunas eólicas, apontam um rumo médio para SE, no

entanto, apresentando distribuições polimodais e oblíquas. A autora também sinaliza que a distribuição dos dados que apontam rumo médio para sudeste varia de bimodal oblíqua a unimodal, sendo assim de maior confiabilidade estatística (Schemiko, 2013). A grande divergência entre autores quanto à direção das paleocorrentes eólicas pode estar relacionada a diferentes interpretações sobre fácies eólicas ou fluviais, assim como criticado por Vesely & Schemiko (2017).

Schemiko *et al.* (2014) definem o sistema eólico do Mb. Morro Pelado como um sistema eólico úmido (Kocurek & Havholm, 1993) composto por campos de dunas frequentemente associados com depressões e planícies de interduna. Os autores apresentam quatro elementos arquiteturais eólicos: duna (DU), draa (DR), interdunas (IDU) e lençol de areia eólico (SS). O elemento DU é formado por arenitos com estratificações cruzadas tangenciais, planares e de baixo ângulo, marcadas por gradadações inversas que variam de milimétricas a centimétricas. Os elementos IDU são descritos por Schemiko *et al.* (2014) como corpos lenticulares ou acunhados de siltitos, argilitos e arenitos muito finos, e se encontram, como esperado, entre os elementos DU. Também é relatado que nas interdunas ocorrem localmente ondulações transladantes supercríticas, que são interpretados por Schemiko *et al.* (2014) como produto de adesão eólica (Kocurek & Fielder, 1982). É argumentado que a associação de fácies IDU indica episódios de inundação e subida do nível freático em áreas de interduna, formando assim pequenos lagos efêmeros. Uma evidência que corrobora com esta argumentação é a presença de gretas de contração em regiões de interduna, reforçando a interpretação de um sistema eólico úmido feita por Schemiko *et al.* (2014).

Quanto à ocorrência eólica no sistema, Schemiko *et al.* (2014) descrevem que elementos arquiteturais eólicos ocorrem por todo sistema fluvial distributivo do Mb. Morro Pelado, notadamente nas porções mediais (no Paraná) e distais (em Santa Catarina). Além disso, os autores apontam que a acumulação eólica no Mb. Morro Pelado se deu preferencialmente nas porções terminais do sistema fluvial (Fig.16) (e.g. Kelly & Olsen, 1993) e secundariamente nas bordas de corpos aquosos (Kocurek, 1988).

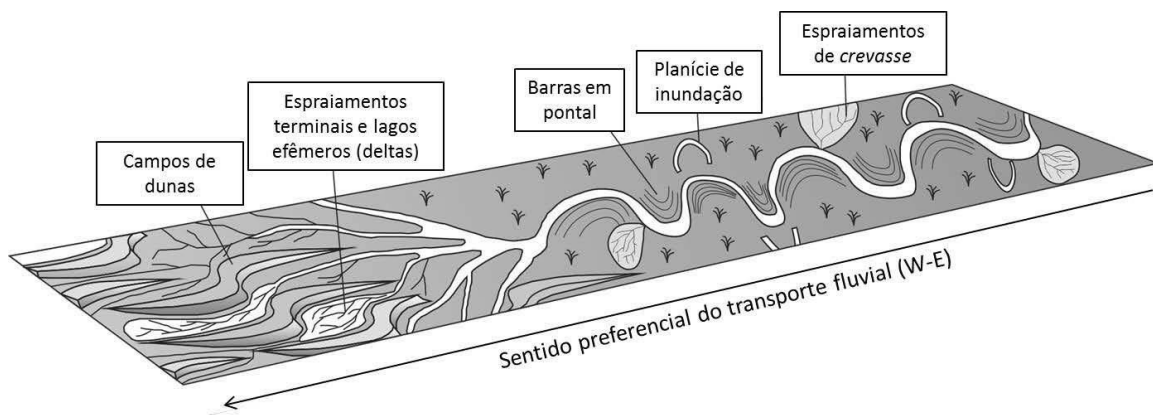


Figura 16 - Modelo ilustrativo do contexto deposicional do Mb. Morro Pelado conforme Schemiko *et al.* (2014). Extraído de Schemiko *et al.* (2014).

### 3 METODOLOGIA

#### 3.1 ÁREA DE ESTUDO

As investigações de campo tiveram como alvo o Mb. Morro Pelado da Fm. Rio do Rasto, que se estende pela margem leste da Bacia do Paraná, abarcando os três estados da Região Sul do Brasil (Fig. 13A). Em Santa Catarina, a área de estudo está compreendida no entorno da região do Domo de Lages (Fig. 13C), onde os afloramentos podem ser acessados partindo de Florianópolis, SC pelas rodovias BR-282 e BR-470. No Paraná a área de investigação está localizada ao redor do município de Mauá da Serra, PR (Fig. 13B), e pode ser acessada pela rodovia BR-376. No Rio Grande do Sul os poços descritos localizam-se na porção central e leste do estado (Fig. 13A), encontrando-se armazenados na litoteca da CPRM (Serviço Geológico Brasileiro) no município de Caçapava do Sul, RS.

#### 3.2 LEVANTAMENTO DE DADOS SEDIMENTOLÓGICOS

##### 3.2.1 Levantamento de seções colunares

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 facilmente a correlação entre seções de idades similares em diferentes lugares (Coe *et al.*, 2010). Existem várias convenções

estabelecidas que devem ser seguidas em todos os levantamentos. De acordo com Coe *et al.* (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).

Escala horizontal - Para depósitos siliciclásticos, esta escala sempre representará a granulometria da rocha, conforme proposta por Wentworth (1922), da qual pode-se inferir condições deposicionais como a velocidade da corrente e suspensão de sedimentos.

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

Para o presente trabalho, a fim de obter maior detalhamento de fácies, os levantamentos de seções foram realizados na escala de 1:50.

### 3.2.2 Análise faciológica

As litofácies, obtidas a partir do levantamento de seções colunares, são definidas a partir da descrição de características como: litologia, textura, estrutura e geometria (Walker & James, 1992). Para este trabalho, foram classificadas de acordo com a codificação proposta por (Miall, 1977) para sistemas fluviais, sendo a primeira letra - maiúscula - referente ao tamanho de grão dominante, e a segunda letra - minúscula - à estrutura ou textura. As diferentes litofácies foram compiladas em associações de fácies, que juntamente com o mapeamento de superfícies e geometrias (Kocurek, 1988; Miall, 1988) permitiram caracterizar a geometria das ineterações flúvio-eólicas de curto e longo prazo. Como produto desta etapa, foram reconhecidos 5 estilos de interação flúvio-eólicas, três de curto prazo e dois de longo prazo (mais detalhes no artigo anexo). Os dados foram organizados, descritos e interpretados em tabelas do *software Microsoft Excel* a partir das quais foram aferidos dados como espessura média de depósitos eólicos, tipos de interação por setor, paleocorrentes e proporção de fácies.

### 3.2.3 Modelos Virtuais de Afloramento (MVAs)

Para o processamento e geração de MVAs utilizou-se o fluxo de trabalho apresentado por Viana *et al.* (2018). O algoritmo denominado *Structure-from Motion-Multi-View-Stereo* (SfM – MVS) consiste em uma técnica que reconhece informações de pixel em comum entre duas ou mais fotografias para extrair a posição x, y, z de cada ponto imageado. Idealmente as fotografias devem ser tiradas com sobreposição igual ou maior a 60% do afloramento, assim como instruído por Wizevich (1991) para elaboração de fotomosaicos. A partir do cálculo de cada ponto em comum entre fotografias é gerada uma nuvem esparsa que alinhará as fotografias no espaço. Esta serviu de base para o refinamento que deve ser realizado na construção da nuvem densa de pontos, baseada no mesmo princípio da nuvem esparsa, sendo que com uma quantidade muito maior de informações em comum extraídas das fotografias. Esta etapa requer maior poder de processamento, e serve de base para geração da malha 3D e a texturização que compõem o MVA (Viana *et al.*, 2018). A partir deste produto, quando georreferenciado, pode-se obter informações como medição da atitude de estruturas, aferição das dimensões dos elementos arquiteturais de forma virtual, além de auxiliar na correção de perspectiva ao interpretar um painel em duas dimensões. A partir do MVA é possível gerar ortofotomosaicos com maior precisão e que permitem a medição dos elementos. Todo o fluxo de trabalho para geração de MVAs (Viana *et al.*, 2018) foi processado no software *Agisoft Metashape 1.7.4.* e interpretado no *Adobe Illustrator 2020.*

### 3.2.4 Paleocorrentes

Um indicador de paleocorrente é uma evidência da direção do fluxo no momento em que o sedimento foi depositado (Nichols, 2009). 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. (Miall, 1996) classifica indicadores de paleocorrente em dois grupos: os (i) indicadores unidirecionais que consistem em estruturas que indicam sentido de fluxo (e.g. laminação cruzada), e os (ii) indicadores de direção de fluxo, que são estruturas que fornecem apenas informações sobre a direção, mas não o sentido (e.g. *ripples* oscilatórias). Para a aferição de medidas de paleocorrente, foram utilizadas bússolas tipo *Brunton* e *Clar* com declinação magnética corrigida de acordo

com a região trabalhada (18°W em Lages, SC e 19°W em Mauá da Serra, PR). As medidas estruturais registradas em planilhas do *Microsoft Excel* foram inseridas no *software Stereo32* e plotadas como diagramas roseta sem a necessidade de correção devido ao suave mergulho da bacia (~3°).

### 3.2.5 Trabalhos de campo e dados

Ao todo foram realizadas 4 idas a campo para levantamento de dados. Uma para Lages, SC, em setembro de 2021, onde foram levantados os primeiros dados. Duas idas para Caçapava do Sul, RS em julho e setembro de 2022 para descrição de poços e uma terceira campanha de campo de julho para agosto de 2022 retornando à Lages, SC, para levantamento de mais afloramentos e detalhamento de painéis. Dos afloramentos e poços levantados, apresentam interações flúvio-eólicas: 3 poços no Rio Grande do Sul (Fig. 13A), 6 afloramentos na região de Lages, SC (Fig. 13C) e 8 afloramentos em Mauá da Serra, PR. Os dados obtidos em Mauá da Serra (Fig. 13B) foram cedidos pelo grupo de pesquisa do Laboratório de Geologia de Reservatórios (LGR). Para o presente projeto foram utilizados para agregar maior robustez à base de dados da pesquisa.

#### 4 REFERÊNCIAS

- Al-Masrahy, M.A. and Mountney, N.P.** (2015) A classification scheme for fluvial–aeolian system interaction in desert-margin settings. *Aeolian Research*, **17**, 67–88.
- Alessandretti, L., Machado, R., Warren, L.V., Assine, M.L. and Lana, C.** (2016) From source-to-sink: The Late Permian SW Gondwana paleogeography and sedimentary dispersion unraveled by a multi-proxy analysis. *Journal of South American Earth Sciences*, **70**, 368–382.
- Alessandretti, L., Warren, L.V., Assine, M.L., Machado, R. and Lana, C.** (2017) Reply to the comments on: “From source-to-sink: The Late Permian SW gondwana paleogeography and sedimentary dispersion unraveled by a multi-proxy analysis” [journal of South American earth sciences 70 (2016) 368–382] by Vesely & Schemiko. *Journal of South American Earth Sciences*, **76**, 218–224.
- Amarante, F.B. do, Scherer, C.M.S., Goso Aguilar, C.A., Reis, A.D. dos, Mesa, V. and Soto, M.** (2019) Fluvial-eolian deposits of the Tacuarembó formation (Norte Basin – Uruguay): Depositional models and stratigraphic succession. *Journal of South American Earth Sciences*, **90**, 355–376.
- Benton, M.J. and Newell, A.J.** (2014) Impacts of global warming on Permo-Triassic terrestrial ecosystems. *Gondwana Research*, **25**, 1308–1337.
- Besser, M.L., Brumatti, M. and Spisila, A.L.** (2021) Mapa geológico e de recursos minerais do estado do Paraná.
- Bigarella, J.J.** (1973) Paleocurrents and the problem of continental drift. *Geologische Rundschau*, **62**, 447–477.
- Cain, S.A. and Mountney, N.P.** (2009) Spatial and temporal evolution of a terminal fluvial fan system: The permian organ rock formation, South-east Utah, USA. *Sedimentology*. doi: 10.1111/j.1365-3091.2009.01057.x
- Clemmensen, L.B., Olsen, H. and Blakey, R.C.** (1989) Erg-margin deposits in the Lower Jurassic Moenave Formation and Wingate Sandstone, southern Utah. *GSA Bulletin*, **101**, 759–773.
- Coe, A.L., W. Argles, T., A. Rothery, D. and A. Spicer, R.** (2010) Geological field techniques, 1st edn. *Wiley-Blackwell*, Milton Keynes, UK, 323 pp.
- Collinson, J.D. and Reading, H.G.** (1996) Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy. *Alluvial Sediments Blackwell Scientific Publications*,



Oxford, 37–82.

- Davidson, S.K., Hartley, A.J., Weissmann, G.S., Nichols, G.J. and Scuderi, L.A.** (2013) Geomorphic elements on modern distributive fluvial systems. *Geomorphology*. doi: 10.1016/j.geomorph.2012.09.008
- Dias-Da-Silva, S.** (2012) Middle–Late Permian tetrapods from the Rio do Rasto Formation, southern Brazil: A biostratigraphic reassessment. *Lethaia*, **45**, 109–120.
- Fielding, C.R., Ashworth, P.J., Best, J.L., Prokocki, E.W. and Smith, G.H.S.** (2012) Tributary, distributary and other fluvial patterns: What really represents the norm in the continental rock record? *Sedimentary Geology*, **261–262**, 15–32.
- Formolo Ferronato, J.P., Scherer, C.M. dos S., de Souza, E.G., Domingos dos Reis, A. and de Mello, R.G.** (2019) Genetic units and facies architecture of a Lower Cretaceous fluvial-aeolian succession, São Sebastião Formation, Jatobá Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **89**, 158–172.
- Francischini, H., Dentzien-Dias, P., Guerra-Sommer, M., Menegat, R., Santos, J.O.S., Manfroi, J. and Schultz, C.L.** (2018) A middle Permian (Roadian) lungfish aestivation burrow from the Rio do Rasto Formation (Paraná Basin, Brazil) and associated U-Pb dating. *PALAIOS*, **33**, 69–84.
- Frederiksen, K.S., Clemmensen, L.B. and Lawætz, H.S.** (1998) Sequential architecture and cyclicity in Permian desert deposits, Brodick Beds, Arran, Scotland. *Journal of the Geological Society*, **155**, 677–683.
- Friend, P.F.** (1978) Distinctive Features of Some Ancient River Systems. 531–542.
- Gohain, K. and Parkash, B.** (1990) Morphology of the Kosi Megafan. *Morphology of the Kosi Megafan*, 151–178.
- Gordon Jr, M.** (1947) Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. *DNPM-DGM*, **38**, 1–20.
- Hampton, B.A. and Horton, B.K.** (2007) Sheetflow fluvial processes in a rapidly subsiding basin, Altiplano plateau, Bolivia. *Sedimentology*, **54**, 1121–1148.
- Hartley, A.J., Weissmann, G.S., Nichols, G.J. and Warwick, G.L.** (2010) Large distributive fluvial systems: Characteristics, distribution, and controls on development. *Journal of Sedimentary Research*. doi: 10.2110/jsr.2010.016
- Havholm, K.G. and Kocurek, G.** (1994) Factors controlling aeolian sequence stratigraphy: clues from super bounding surface features in the Middle Jurassic Page Sandstone. *Sedimentology*, **41**, 913–934.

- Hême de Lacotte, V.J.P. and Mountney, N.P.** (2022) A classification scheme for sedimentary architectures arising from aeolian-fluvial system interactions: Permian examples from southeast Utah, USA. *Aeolian Research*, **58**, 100815.
- Herries, R.D.** (1993) Contrasting styles of fluvial-aeolian interaction at a downwind erg margin: Jurassic Kayenta-Navajo transition, northeastern Arizona, USA. *Geological Society, London, Special Publications*, **73**, 199–218.
- Holz, M., França, A.B., Souza, P.A., Iannuzzi, R. and Rohn, R.** (2010) 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*. doi: 10.1016/j.jsames.2009.04.004
- Holz, M., Kühle, J., Philipp, R.P., Bischoff, A.P. and Arima, N.** (2006) Hierarchy of tectonic control on stratigraphic signatures: Base-level changes during the Early Permian in the Paraná Basin, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **22**, 185–204.
- Howell, J. and Mountney, N.** (1997) Climatic cyclicity and accommodation space in arid to semi-arid depositional systems: an example from the Rotliegend Group of the UK southern North Sea. *Geological Society, London, Special Publications*, **123**, 63–86.
- Ielpi, A. and Ghinassi, M.** (2016) A sedimentary model for early Palaeozoic fluvial fans, Alderney Sandstone Formation (Channel Islands, UK). *Sedimentary Geology*, **342**, 31–46.
- Jones, L.S. and Schumm, S.A.** (1999) Causes of Avulsion: An Overview. *Fluvial Sedimentology VI*, 169–178.
- Kelly, S.B. and Olsen, H.** (1993) Terminal fans—a review with reference to Devonian examples. *Sedimentary Geology*, **85**, 339–374.
- Kern, H.P., Lavina, E.L.C., Paim, P.S.G., Girelli, T.J. and Lana, C.** (2021) Paleogeographic evolution of the southern Paraná Basin during the Late Permian and its relation to the Gondwanides. *Sedimentary Geology*, **415**, 105808.
- Kocurek, G.** (1988) First-order and super bounding surfaces in eolian sequences—Bounding surfaces revisited. *Sedimentary Geology*, **56**, 193–206.
- Kocurek, G. and Fielder, G.** (1982) Adhesion structures. *Journal of Sedimentary Petrology*. doi: 10.1306/212f8102-2b24-11d7-8648000102c1865d
- Kocurek, G. and Havholm, K.G.** (1993) Eolian sequence stratigraphy - a conceptual framework. *Siliciclastic sequence stratigraphy: recent developments and*

- applications*, **169**, 393–409.
- Kraus, M.J.** (1999) Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. *Earth-Science Reviews*, **47**, 41–70.
- Langer, M.C., Eltink, E., Bittencourt, J.S. and Rohn, R.** (2009) Serra do Cadeado, PR: uma janela paleobiológica para o Permiano continental sulamericano [Serra do Cadeado, PR: a paleobiological window for the South American continental Permian]. *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil* 433–450.
- Langford, R.P.** (1989) Fluvial-aeolian interactions: Part I, modern systems. *Sedimentology*, **36**, 1023–1035.
- Langford, R.P. and Chan, M.A.** (1989) Fluvial-aeolian interactions: Part II, ancient systems. *Sedimentology*, **36**, 1037–1051.
- Lavina, E.** (1991) Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná. *Tese de Doutorado Universidade Federal do Rio Grande do Sul*, **1**, 450.
- Limarino, C.O. and Spalletti, L.A.** (2006) Paleogeography of the upper Paleozoic basins of southern South America: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*, **22**, 134–155.
- Liu, B. and Coulthard, T.J.** (2015) Mapping the interactions between rivers and sand dunes: Implications for fluvial and aeolian geomorphology. *Geomorphology*, **231**, 246–257.
- Lucas, S.G. and Shen, S.Z.** (2018) The Permian timescale: An introduction. *Geological Society Special Publication*, **450**, 1–19.
- Miall, A.D.** (1996) The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology.
- Miall, A.D.** (1977) A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Science Reviews*, **13**, 1–62.
- Miall, A.D.** (1988) Architectural elements and bounding surfaces in fluvial deposits: anatomy of the Kayenta formation (lower jurassic), Southwest Colorado. *Sedimentary Geology*, **55**, 233–262.
- Milani, E.J., Gonçalves De Melo, J.H., De Souza, P.A., Fernandes, L.A. and França, A.B.** (2007) Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**, 265–287.
- Milani, E.J. and Ramos, V.A.** (1998) OROGENIAS PALEOZÓICAS NO DOMÍNIO SUL-OCIDENTAL DO GONDWANA E OS CICLOS DE SUBSIDÊNCIA DA BACIA

- DO PARANÁ. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**, 473–484.
- Milani, J.E.** (1997) Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a dinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental.
- Moraes Rego, L.F. de** (1930) A geologia do petróleo no Estado de São Paulo.
- Mountney, N.P., Howell, J., Flint, S. and Jerram, D.** (1999) Climate, sediment supply and tectonics as controls on the deposition and preservation of the aeolian-fluvial Etjo Sandstone Formation, Namibia. *Journal of the Geological Society*, **156**, 771–777.
- Ng, C., Vega, C.S. and Maranhão, M. da S.A.S.** (2019) Mixed carbonate-siliciclastic microfacies from Permian deposits of Western Gondwana: Evidence of gradual marine to continental transition or episodes of marine transgression? *Sedimentary Geology*, **390**, 62–82.
- Nichols, G.** (2012) Endorheic Basins. *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*, 621–632.
- Nichols, G.** (2009) Sedimentology and stratigraphy. *John Wiley & Sons*.
- Nichols, G.J. and Fisher, J.A.** (2007) Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. *Sedimentary Geology* 195:75–90.
- North, C.P. and Warwick, G.L.** (2007) Fluvial Fans: Myths, Misconceptions, and the End of the Terminal-Fan Model. *Journal of Sedimentary Research*, **77**, 693–701.
- Reis, A.D. Dos, Marlon Dos Santos Scherer, C., Owen, A., Bochi Amarante, F. DO, Pedro Formolo Ferronato, A., Pantopoulos, G., Galv, E., Souza, A. DE, Bettarel, M.B. and Alejandro Goso Aguilar, E.** (2022) A quantitative depositional model of a large distributive fluvial system (Megafan) with terminal aeolian interaction: The Upper Jurassic Guará DFS in southwestern Gondwana. *Journal of Sedimentary Research*, **92**, 460–485.
- Retallack, G.J.** (2008) Soils of the Past: An Introduction to Paleopedology: Second Edition. *Soils of the Past: An Introduction to Paleopedology: Second Edition*, 1–404.
- Riccomini, C., Gimenez Filho, A. and Almeida, F.F.M. de** (1984) Considerações sobre a estratigrafia do permo-triássico na região da Serra do Cadeao, Paraná. *Anais*, **2**, 754–764.
- Rocha-Campos, A.C., Basei, M.A.S., Nutman, A.P., Santos, P.R., Passarelli, C.R., Canile, F.M., Rosa, O.C.R., Fernandes, M.T., Ana, H.S. and Veroslavsky, G.** (2019) U-Pb Zircon Dating of Ash Fall Deposits from the Paleozoic Paraná Basin

- of Brazil and Uruguay: A Reevaluation of the Stratigraphic Correlations. <https://doi.org/101086/701254>, **127**, 167–182.
- Rohn, R.** (1994) Evolução ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná.
- Roscher, M., Stordal, F. and Svensen, H.** (2011) The effect of global warming and global cooling on the distribution of the latest Permian climate zones. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **309**, 186–200.
- Schemiko, D.C.B.** (2013) A sedimentação do membro Morro Pelado, permiano superior da Bacia do Paraná.
- Schemiko, D.C.B., Vesely, F.F., Fernandes, L.A. and Soweck, G.A.** (2014) Distinção dos elementos deposicionais fluviais, eólicos e lacustres do Membro Morro Pelado, Permiano Superior da Bacia do Paraná. *Geologia USP - Serie Científica*, **14**, 29–46.
- Scherer, C.M.S. and Lavina, E.L.C.** (2005) Sedimentary cycles and facies architecture of aeolian-fluvial strata of the Upper Jurassic Guar Formation, southern Brazil. *Sedimentology*, **52**, 1323–1341.
- Scherer, C.M.S., Reis, A.D., Horn, B.L.D., Bertolini, G., Lavina, E.L.C., Kifumbi, C. and Goso Aguilar, C.** (2023) The stratigraphic puzzle of the permo-mesozoic southwestern Gondwana: The Paraná Basin record in geotectonic and palaeoclimatic context. *Earth-Science Reviews*, **240**, 104397.
- Schneider, R., Mhlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R.A. de, Daemon, R.F. and Nogueira, A.A.** (1974) Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: *Congresso brasileiro de Geologia*, **28**, 41–65.
- Soares, M.V.T., Basilici, G., Lorenzoni, P., Colombera, L., Mountney, N.P., Martinelli, A.G., Ferreira Mesquita, ., da Silva Marinho, T., Vsconez García, R.G. and Marconato, A.** (2020) Landscape and depositional controls on palaeosols of a distributive fluvial system (Upper Cretaceous, Brazil). *Sedimentary Geology*, **410**, 105774.
- Stollhofen, H., Stanistreet, I.G., Rohn, R., Holzfrster, F. and Wanke, A.** (2000) AAPG Studies in Geology# 46, Chapter 6: The Gai-As Lake System, Northern Namibia and Brazil.
- Trewin, N.H.** (1993) Controls on fluvial deposition in mixed fluvial and aeolian facies within the Tumblagooda Sandstone (Late Silurian) of Western Australia. *Sedimentary Geology*, **85**, 387–400.

- Ventra, D. and Clarke, L.E.** (2018) Geology and geomorphology of alluvial and fluvial fans: Current progress and research perspectives. *Geological Society Special Publication*, **440**, 1–21.
- Vesely, F.F. and Schemiko, D.C.B.** (2017) Comment on “From source to sink: The late Permian SW Gondwana paleogeography and sedimentary dispersion unraveled by a multi-proxy analysis” by Alessandretti et al. (2016). *Journal of South American Earth Sciences*, **96**, 101671.
- Viana, C.D., Grohmann, C.H., dos Santos Toledo Busarello, M. and Garcia, G.P.B.** (2018) Structural analysis of clastic dikes using Structure from Motion - Multi-View Stereo: a case-study in the Paraná Basin, southeastern Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, **48**, 839–852.
- Walker, R.G. and James, N.P.** (1992) Facies Models: response to sea level changes. *Geological Association of Canada*, 407.
- Warren, L. V., Almeida, R.P., Hachiro, J., Machado, R., Roldan, L.F., Steiner, S.S. and Chamani, M.A.C.** (2008) Evolução sedimentar da Formação Rio do Rasto ( Permo-Triássico da Bacia do Paraná ) na porção centro sul do estado de Santa Catarina, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**, 213–227.
- Weissmann, G.S., Hartley, A.J., Nichols, G.J., Scuderi, L.A., Olson, M., Buehler, H. and Banteah, R.** (2010) Fluvial form in modern continental sedimentary basins: Distributive fluvial systems. *Geology*, **38**, 39–42.
- Weissmann, G.S., Hartley, A.J., Scuderi, L.A., Nichols, G.J., Davidson, S.K., Owen, A., Atchley, S.C., Bhattacharyya, P., Chakraborty, T., Ghosh, P., Nordt, L.C., Michel, L. and Tabor, N.J.** (2013) Prograding distributive fluvial systems-geomorphic models and ancient examples. *SEPM Special Publications*, **104**, 131–147.
- Wentworth, C.K.** (1922) A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *The Journal of Geology*, **30**, 377–392.
- White, I.C.** (1908) Relatório sobre as Coal Measures e rochas associadas do sul do Brasil. *Simpósio do Gondwana*, **7**, 1–300.
- Wildner, W., Camozzato, E., Toniolo, J.A., Binotto, R.B., Iglesias, C.M.F. and Laux, J.H.** (2014) Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina. Porto Alegre: CPRM, 2014. Escala 1:500.000. Geologia do Brasil e de Cartografia Geológica Regional. In: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Ministério de Minas e Energia, Serviço Geológico do Brasil. <http://geobank.cprm.gov.br/>.

- Wilson, I.G.** (1971) Desert Sandflow Basins and a Model for the Development of Ergs. *The Geographical Journal*, **137**, 180.
- Winguth, A.M.E., Shields, C.A. and Winguth, C.** (2015) Transition into a Hothouse World at the Permian–Triassic boundary—A model study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **440**, 316–327.
- Wizevich, M.C.** (1991) Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery*, 22–24.
- Wright, V.P. and Marriott, S.B.** (1996) A quantitative approach to soil occurrence in alluvial deposits and its application to the Old Red Sandstone of Britain. *Journal of the Geological Society*, **153**, 907–913.
- Zalán, P.V., Wolff, S., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Concelcao, J.C.J., Appi, V.T., Neto, E.V.S., Cerqueira, J.R. and Marques, A.** (1990) The Parana Basin, Brazil: Chapter 33: Part II. Selected Analog Interior Cratonic Basins: Analog Basins.

## 5 ARTIGO CIENTÍFICO

20/07/2023, 17:26

Gmail - Sedimentology - Manuscript ID SED-2023-OA-147



Jean Carvalho Toledo <jeancarvalho67@gmail.com>

### Sedimentology - Manuscript ID SED-2023-OA-147

3 mensagens

**Elaine Richardson** <onbehalf@manuscriptcentral.com>

19 de julho de 2023 às 19:29

Responder a: sedimentology@sedimentologists.org

Para: jeancarvalho67@gmail.com, jeancarvalho25@hotmail.com

Cc: jeancarvalho67@gmail.com, jeancarvalho25@hotmail.com, manoela.bettarel@ufsc.br, momannageo@gmail.com, a\_d\_reis@hotmail.com, lolaisalive@gmail.com, rossanodlm@gmail.com, rossano.michel@ufrgs.br, felipeguadagnin@unipampa.edu.br, ezequiel.geol@gmail.com, anavictoriaribeiro2001@gmail.com, lumarambo@gmail.com

19-Jul-2023

Dear Mr. Toledo:

Your manuscript entitled "Short-term and long-term fluvial-eolian-lacustrine interactions: What do they reveal about Distributive Fluvial Systems?" has been successfully submitted online and is presently being given full consideration for publication in Sedimentology.

Your manuscript ID is SED-2023-OA-147.

Please quote the above manuscript ID in all future correspondence. If you have an existing user account for Sedimentology and there have been any changes to your contact details since you last used the website, please log in to Manuscript Central at <https://mc.manuscriptcentral.com/sed> and edit your user information as appropriate.

You can also view the status of your manuscript at any time by checking your Author Center after logging in to <https://mc.manuscriptcentral.com/sed>.

This journal offers a number of license options, information about this is available here: <https://authorservices.wiley.com/author-resources/Journal-Authors/licensing/index.html>. All co-authors are required to confirm that they have the necessary rights to grant in the submission, including in light of each co-author's funder policies. For example, if you or one of your co-authors received funding from a member of Coalition S, you may need to check which licenses you are able to sign.

Thank you for submitting your manuscript to Sedimentology.

Yours sincerely  
Elaine Richardson  
Editorial Office Manager  
Sedimentology



## Short-term and long-term fluvial-eolian-lacustrine interactions: What do they reveal about Distributive Fluvial Systems?

Jean Carvalho Toledo<sup>1</sup>, Manoela Bettarel Bállico<sup>1</sup>, Monica Oliveira Manna<sup>2</sup>, Adriano Domingos dos Reis<sup>3</sup>, Lorenza Augusta Belitzki Ferrari<sup>1</sup>, Rossano Dalla Lana Michel<sup>2</sup>, Felipe Guadagnin<sup>4</sup>, Ezequiel Galvão de Souza<sup>4</sup>, Ana Victória Ribeiro Franqueira<sup>1</sup>, Luma Rambo<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Federal University of Santa Catarina, Department of Geology, 88040900 Florianópolis, Brazil, <sup>2</sup>Federal University of Rio Grande do Sul, Institute of Geosciences, 90650001 Porto Alegre, Brazil, <sup>3</sup>University of Brasília, Institute of Geosciences, 70297400 Brasília, Brazil, <sup>4</sup>Federal University of Pampa, 96570000 Caçapava do Sul, Brazil.

[jeancarvalho67@gmail.com](mailto:jeancarvalho67@gmail.com)

### ABSTRACT

Although several studies have explored fluvial-eolian interactions and their controlling factors, the significance of these interactions within the dynamics of Distributive Fluvial Systems (DFS) remains poorly understood. Especially concerning the duration of interactions associated with non-depositional and depositional features. With this in mind, this study aimed to classify short-term (ST) and long-term (LT) interactions and map them in different sections of the extensive DFS of the Late Permian Rio do Rasto Formation (Morro Pelado Member) in the Paraná Basin, Brazil. Eighteen sedimentary logs were examined, including three boreholes (794.54 m) and 15 outcrops (282.8 m) with fluvial-eolian interactions. Additionally, six lateral panels were used for architectural analysis, and four petrographic thin sections were examined to verify fluvial-eolian reworking. Fourteen main lithofacies associated with fluvial-eolian-lacustrine interactions were identified, including four eolian and ten fluvial-lacustrine lithofacies. Based on these data, five fluvial-lacustrine-eolian interaction styles were recognized in the record: (i) Eolian reworking of fluvial deposits (ST1), (ii) Fluvial reworking of eolian deposits (ST2), (iii) High-frequency reworking interaction (ST3), (iv) Long-term lacustrine-eolian interaction (LT1), and (v) Long-term fluvial-eolian interaction (LT2). The widespread occurrence of long-term interactions in the northern and central sections suggests lower fluvial activity with greater discharge variability. In contrast, in the southern section, almost all recognized interactions are short-term, associated with less developed eolian deposits. This suggests higher fluvial activity in the south, promoting intense reworking and suppressing the development of large eolian bedforms. Overall, the study provides valuable insights into the fluvial and eolian dynamics of the Rio do Rasto DFS, highlighting the presence of distinct fluvial sources, the distribution of eolian deposits, and the importance of long-term and short-term interactions in the depositional dynamics of the DFS.

Keywords: Fluvial-eolian-lacustrine interactions, Distributive Fluvial Systems, Rio do Rasto Formation

## INTRODUCTION

The occurrence of fluvial-eolian interactions has been reported both in ancient (Langford & Chan, 1989; Clemmensen *et al.*, 1989; Trewin, 1993; Herries, 1993; Blakey *et al.*, 1996; Tirsgaard & Øxnevad, 1998; Sweet, 1999; Newell, 2001; Veiga *et al.*, 2002; Scherer & Lavina, 2005; Scherer *et al.*, 2007; Veiga & Spalletti, 2007; Bourquin *et al.*, 2009; Cain & Mountney, 2009; Ielpi & Ghinassi, 2016; Bállico *et al.*, 2017; Amarante *et al.*, 2019; Reis *et al.*, 2019, 2022; Xu *et al.*, 2019; Ferronato *et al.*, 2019; Priddy & Clarke, 2020; Lizzoli *et al.*, 2021; Lacotte & Mountney, 2022; Ciccioli *et al.*, 2023) and recent sedimentary records (Langford, 1989; Stanistreet & Stollhofen, 2002; Krapf *et al.*, 2003; Hollands *et al.*, 2006; Latrubesse *et al.*, 2012; Al-Masrahy & Mountney, 2015; Liu & Coulthard, 2015; Ielpi, 2017; Salvó Bernárdez *et al.*, 2022). In retrospect, significant advances have been made towards classification (Langford, 1989; Langford & Chan, 1989; Herries, 1993; Al-Masrahy & Mountney, 2015; Liu & Coulthard, 2015; Lacotte & Mountney, 2022) and description of controlling factors involved in fluvial-eolian sedimentation (Clemmensen *et al.*, 1989; Trewin, 1993; Howell & Mountney, 1997; Mountney *et al.*, 1999; Scherer & Lavina, 2005).

Fluvial-eolian interactions can be driven by both autogenic processes (inherent to the depositional system) and allogenic processes (external to the depositional system) (Clemmensen *et al.*, 1989; Herries, 1993; Trewin, 1993; Newell, 2001; Scherer & Lavina, 2005). These interactions are complex and can manifest in several spatial and temporal scales (Clemmensen *et al.*, 1989; Herries, 1993; Frederiksen *et al.*, 1998) making the distinction between autocyclic and allocyclic processes challenging due to the overlapping of processes (Frederiksen *et al.*, 1998). This problem is particularly evident when studying Distributive Fluvial Systems (DFS) (Nichols & Fisher, 2007; North & Warwick, 2007; Weissmann *et al.*, 2010, 2013; Fielding *et al.*, 2012; Davidson *et al.*, 2013; Ventra & Clarke, 2018; Reis *et al.*, 2022), which are strongly influenced by autogenic processes (Jones & Schumm, 1999; North & Warwick, 2007; Ventra & Nichols, 2014). For instance, river avulsion, a characteristic feature of DFS, involves shifting the fluvial stream's position (North & Warwick, 2007). This phenomenon has important implications for eolian reworking. When a river avulses, the abandoned river path interrupts lobe deposition and provides sediment supply and availability for eolian processes to occur.

In Distributive Fluvial Systems (DFS), fluvial-eolian interactions can occur throughout the entire system (Hollands *et al.*, 2006; Latrubesse *et al.*, 2012; Ciccioli *et*

*al.*, 2023), including interactions with a marginal erg, with the highest likelihood of occurrence in the distal zone of the DFS (Kelly & Olsen, 1993; Mountney *et al.*, 1999; Cain & Mountney, 2009). Previous studies (Howell & Mountney, 1997; Mountney *et al.*, 1999; Cain & Mountney, 2009) have explored cyclicity by examining the interaction between the distal DFS and a marginal erg, providing clear insights into the system's cyclicity. When fluvial-eolian interactions are inherent within the DFS, particularly in a fluvial-dominated record, determining the temporal scales of these interactions becomes even more challenging.

However, despite all the issues concerning fluvial-eolian cyclicity, interactions within DFSs still can provide valuable insights into the system's behavior by examining the extent of eolian facies development (Kocurek & Dott, 1981; Trewin, 1993; Mountney, 2006) and analyzing non-depositional proxies such as paleosols (Retallack, 1988, 2008; Kraus, 1999; Basilici & Führ Dal' Bó, 2010; Soares *et al.*, 2018, 2020; Lizzoli *et al.*, 2021). These interactions can offer important clues about the duration and intensity of the eolian processes and their impact on the depositional environment.

With this in mind, this study aims to evaluate the significance of fluvial-eolian interactions in distributive fluvial systems (DFS) by analyzing their duration and development across the system. The research utilizes as a study case the Rio do Rasto Formation (Wordian – Wuchiapingian) in the Paraná Basin, southern Brazil, specifically the Late Permian Morro Pelado Member (Schemiko *et al.*, 2014; Vesely & Schemiko, 2017; Scherer *et al.*, 2023). To address the existing gap in understanding, a classification scheme is proposed to distinguish between long-term (LT) and short-term (ST) interactions. This classification scheme helps determine the dominant processes operating in different zones of the extensive DFS systems within the Rio do Rasto Formation. The spatial-temporal distribution of the fluvial-eolian record in the Rio do Rasto Formation provides valuable insights into the dynamics of the distributive fluvial systems. By analyzing the fluvial-eolian record and its distribution patterns, this study seeks to uncover the dynamic of the Rio do Rasto distributive fluvial systems.

## **GEOLOGICAL SETTING**

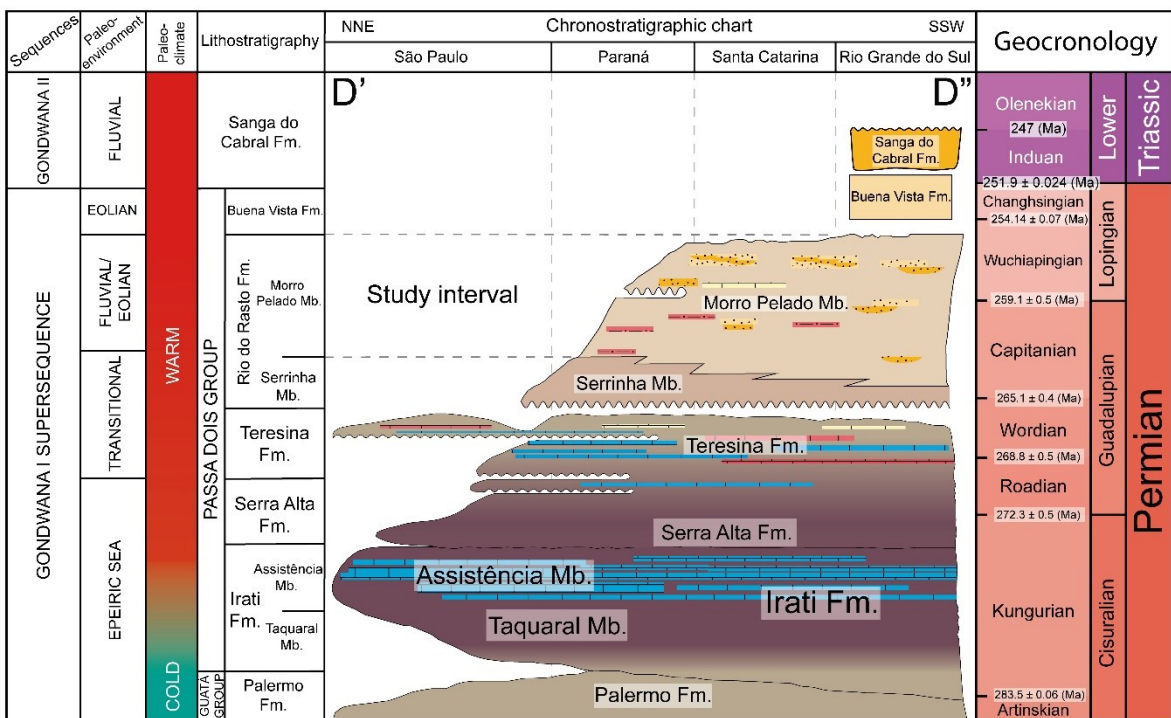
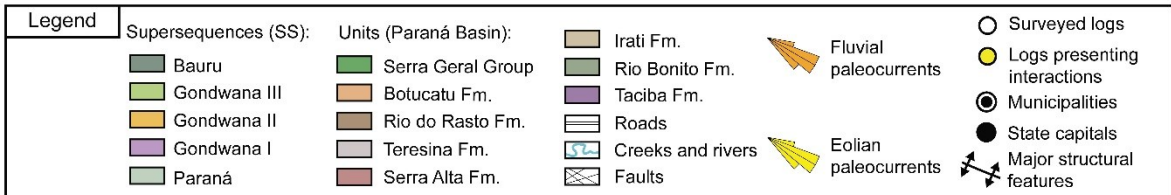
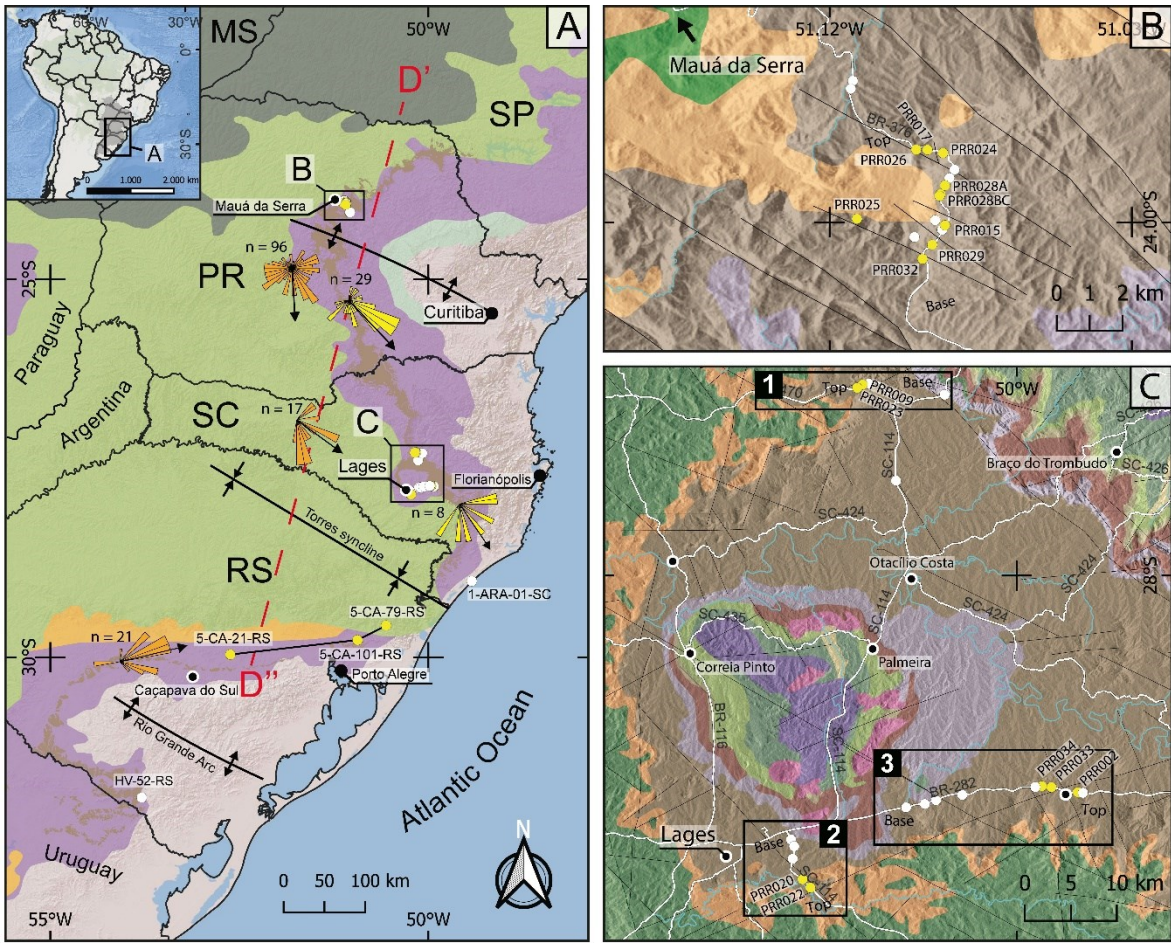
The Paraná Basin is a large intracratonic basin situated on the South American Plate, covering extensive regions of Brazil, Uruguay, Argentina, Paraguay, and Namibia (Huab Basin) (Stollhofen *et al.*, 2000; Milani *et al.*, 2007; Holz *et al.*, 2010; Scherer *et al.*, 2023). It spans approximately 1.7 million km<sup>2</sup> and has a prominent

elongated shape with a length of around 1750 km and a width of 900 km in the NE-SW direction (Holz *et al.*, 2010).

As established by Milani (1997), the Paraná Basin comprises six super sequences, namely the Rio Ivaí (Ordovician-Silurian), Paraná (Devonian), Gondwana I (Carboniferous-Early Triassic), Gondwana II (Middle-Late Triassic), Gondwana III (Late Jurassic-Early Cretaceous), and Bauru (Late Cretaceous) super sequences. Which, the Gondwana I super sequence includes the Rio do Rasto Formation (Fig. 1).

The Gondwana I Supersequence (Carboniferous - Early Triassic) is characterized by a complete transgressive-regressive cycle initiated by the marine incursion of the Panthalassic Ocean into the Gondwana supercontinent's interior. It is also the thickest package within the Paraná Basin. From a lithostratigraphic perspective, the Gondwana I Supersequence can be divided into three groups: the Itararé Group and Aquidauana Formation (correlated with the Itararé Formation in the northern part of the basin), the Guatá Group, and the Passa Dois Group (Milani *et al.*, 2007; Ng *et al.*, 2019).

The Passa Dois Group, which ranges from the Kungurian to the Changhsingian, is widely distributed across the Paraná Basin, with a maximum estimated thickness of up to 1670 meters in the central portion of the basin (Milani *et al.*, 2007). The Passa Dois Group is closely associated with the continentalization phase of the Paraná Basin, which occurred due to restricted water circulation between the basin and the Panthalassic Ocean as a result of the collision of the Patagonian terrain along the southwestern margin of Gondwana (Milani *et al.*, 2007; Warren *et al.*, 2008). This tectonic process also contributed to the development of a hypersaline environmental context within the basin's epeiric sea (Rohn, 1994; Milani *et al.*, 2007). The transition from marine to continental systems began in the Teresina Formation and culminated in the deposition of the Rio do Rasto Formation in a continental context (Lavina, 1991; Milani *et al.*, 2007; Kern *et al.*, 2021).



**Figure 1:** Location map of the study areas and chronostratigraphic chart of the Paraná Basin with emphasis on the Southern Region of Brazil. A) Arrangement of the Rio do Rasto Formation in the Gondwana I Supersequence (Milani, 1997), along with the locations of the northern, central, and southern surveyed sections, displaying fluvial and eolian paleocurrent data obtained in this study. The southern section of the Rio Grande do Sul state (RS) presents the location of well logs (Fig. 4). B) Detailed map of the outcrops surveyed in the northern section (Mauá da Serra region) in the Paraná state (PR) (Fig. 2) (Besser *et al.*, 2021). C) Detail of the central section exhibiting the location of the three surveyed profiles in the Lages region, Santa Catarina state (SC) ( Fig. 3) (Wildner *et al.*, 2014). D) Chronostratigraphic chart of the Paraná Basin during the Permian, with emphasis on the Passa Dois Group. Adapted from Holz *et al.*, (2010) and Ng *et al.* (2019). Supersequences according to Milani (1997). Permian ages and chronostratigraphic divisions according to Lucas & Shen (2018) and Scherer *et al.* (2023). Paleoclimatic interpretation is based on macro-vegetal fragments (Christiano-de-Souza *et al.*, 2014), lithostratigraphy, and macro-environments (Ng *et al.*, 2019). Data on the Buena Vista Formation in Rio Grande do Sul and the Triassic portion of the chart are based on Scherer *et al.* (2023).

The Rio do Rasto Formation has a maximum thickness of 600 m (Scherer *et al.*, 2023) and can be further subdivided into the Serrinha Member and the Morro Pelado Member. The Serrinha Member, with a thickness ranging from 150 to 250 meters, primarily consists of siltstones and fine sandstones. In contrast, the Morro Pelado Member, with a thickness of 250 to 300 meters, is composed of fine to medium sandstones, siltstones, and secondary reddish mudstones (Holz *et al.*, 2010). The Serrinha Member exhibits hummocky cross-stratification, truncated ripple marks, and heterolithic laminations, indicating its association with a shallow marine environment or a large lacustrine environment similar to the top of the Teresina Formation (Lavina, 1991; Rohn, 1994). The Morro Pelado Member, on the other hand, displays fluvial-deltaic and eolian architectural elements and is often associated with the infilling stage of a large lacustrine system (Schneider *et al.*, 1974; Lavina, 1991; Milani *et al.*, 2007; Holz *et al.*, 2010; Schemiko *et al.*, 2014; Kern *et al.*, 2021; Scherer *et al.*, 2023). In addition, the drainage pattern of the basin during the deposition of the Morro Pelado Member is a subject of debate, with conflicting interpretations between a northward fluvial drainage pattern (Alessandretti *et al.*, 2016, 2017) and a general trend to the southeast (Schemiko *et al.*, 2014; Vesely & Schemiko, 2017).

The abundant fossil content of the Rio do Rasto Formation indicates a Wordian to Wuchiapingian age (254 to 268 Ma) for the deposition (Langer *et al.*, 2009; Holz *et al.*, 2010; Dias-Da-Silva, 2012; Scherer *et al.*, 2023). Furthermore, the U–Pb zircon dates (Francischini *et al.*, 2018; Rocha-Campos *et al.*, 2019) derived from ash deposits

within the Rio do Rasto Formation (ranging from  $266.7 \pm 5.4$  to  $274.6 \pm 6.3$  Ma) not only confirm the ages indicated by the fossil content but also raise the possibility that the beginning of sedimentation may have occurred during the Roadian stage (Francischini *et al.*, 2018; Scherer *et al.*, 2023).

The overlain formations vary across different regions of the Paraná Basin. In Rio Grande do Sul, the Rio do Rasto Formation is overlain by the Buena Vista Formation — formerly referred to as the Pirambóia Formation (Reis *et al.*, 2022; Scherer *et al.*, 2023). In Santa Catarina, the Rio do Rasto Formation is overlain by the Cretaceous Botucatu Formation, while in Paraná and northern Santa Catarina, the Rio do Rasto Formation is overlain by the Jurassic Pirambóia Formation (Scherer *et al.*, 2023). In São Paulo state, there is an erosive unconformity between the Corumbataí Formation and the Pirambóia Formation, implying the near absence of the Rio do Rasto Formation (Rohn, 1994).

## **DATASET AND METHODS**

To enhance understanding of the dynamic nature of the large Rio do Rasto DFS, this study utilizes extensive regional sedimentological fieldwork data from the three southern Brazilian states: Paraná (northern section), Santa Catarina (central section), and Rio Grande do Sul (southern section), as depicted in Figure 1A. The data acquisition process involved detailed surveying of sedimentary logs at a 1:50 scale, acquisition of paleocurrent information from both fluvial and eolian deposits, and three-dimensional analysis of Digital Outcrop Models (DOM) to construct and interpret lateral panels (Viana *et al.*, 2018).

Facies analysis comprised a detailed description of lithology, structure, and geometry (Walker & James, 1992). Lithofacies classification has been adapted from Miall's (1977) facies codification scheme. The architectural interpretation of lateral panels considered bounding surfaces and the spatial relationship of architectural elements for both fluvial and eolian deposits (Kocurek, 1988; Miall, 1988; Mountney, 2006), providing data on the spatial and temporal relationships of fluvial-lacustrine-eolian interactions. Sandstone thin sections (Folk *et al.*, 1970) were examined to differentiate fluvial and eolian deposits (Kocurek & Dott, 1981) and support the classification of fluvial/lacustrine-eolian interactions.

### **Dataset**

In total, 40 outcrops and 5 boreholes were surveyed in the Rio do Rasto Fm. record. However, only 15 outcrops (282.8 m) and 3 boreholes (794.54 m) presented eolian deposits and subsequent fluvial-lacustrine-eolian interactions, totalizing 1077.34 m of surveyed sedimentary logs. Outcrops presenting fluvial/lacustrine-eolian interactions are exclusive to the northern (PR) and central (SC) sections, whereas in the southern section (RS) fluvial-eolian interactions have only been spotted in borehole data. Each section has been stacked into a composite section (Figs. 2; 3; 4) to facilitate the recognition of fluvial/lacustrine-eolian interactions. Furthermore, fourteen main lithofacies were distinguished (Table 1), six lateral panels were interpreted to understand the temporal and spatial relationships, and four thin sections were described to support the analysis of fluvial-eolian reworking.

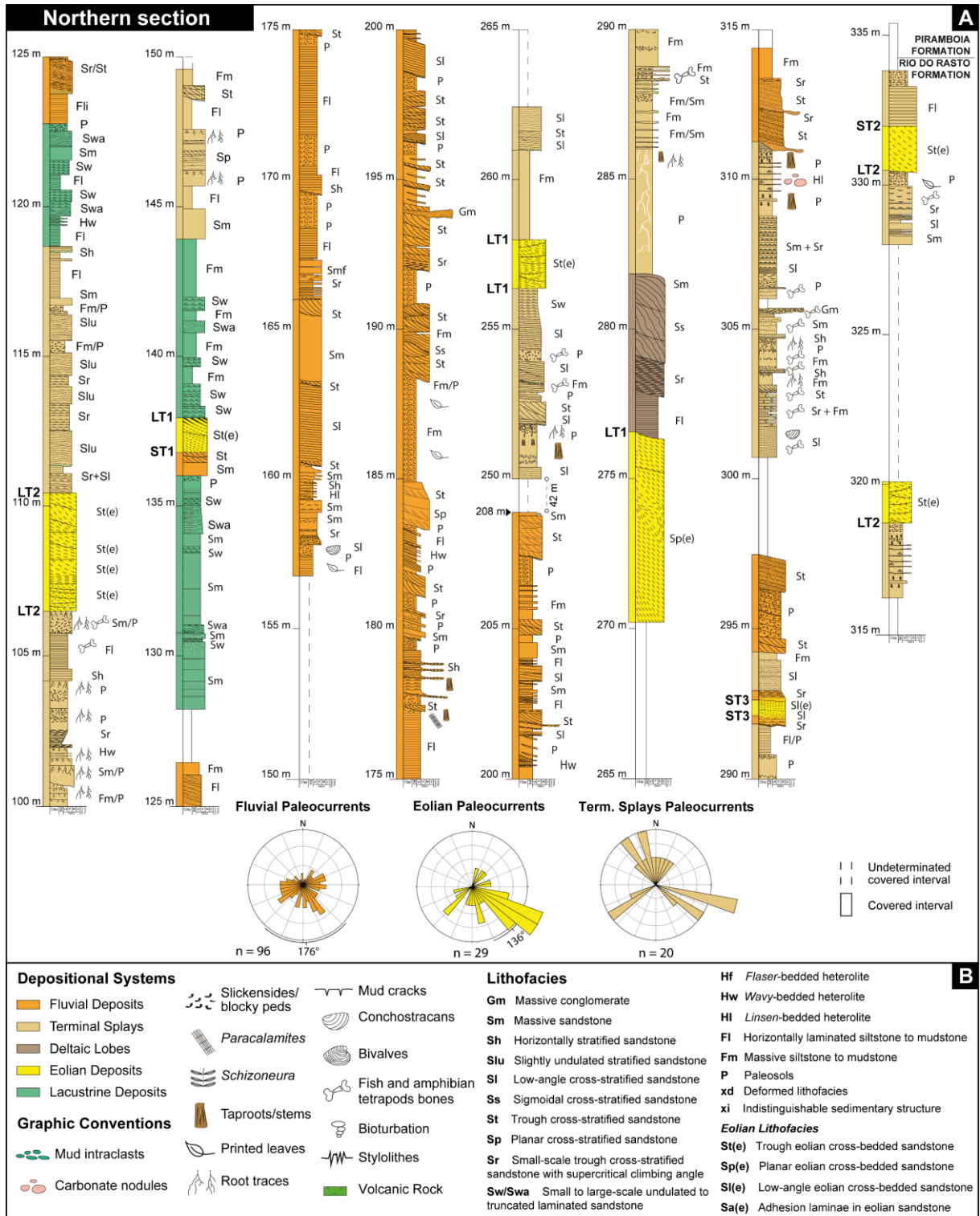
## RESULTS

### Criteria for Recognition

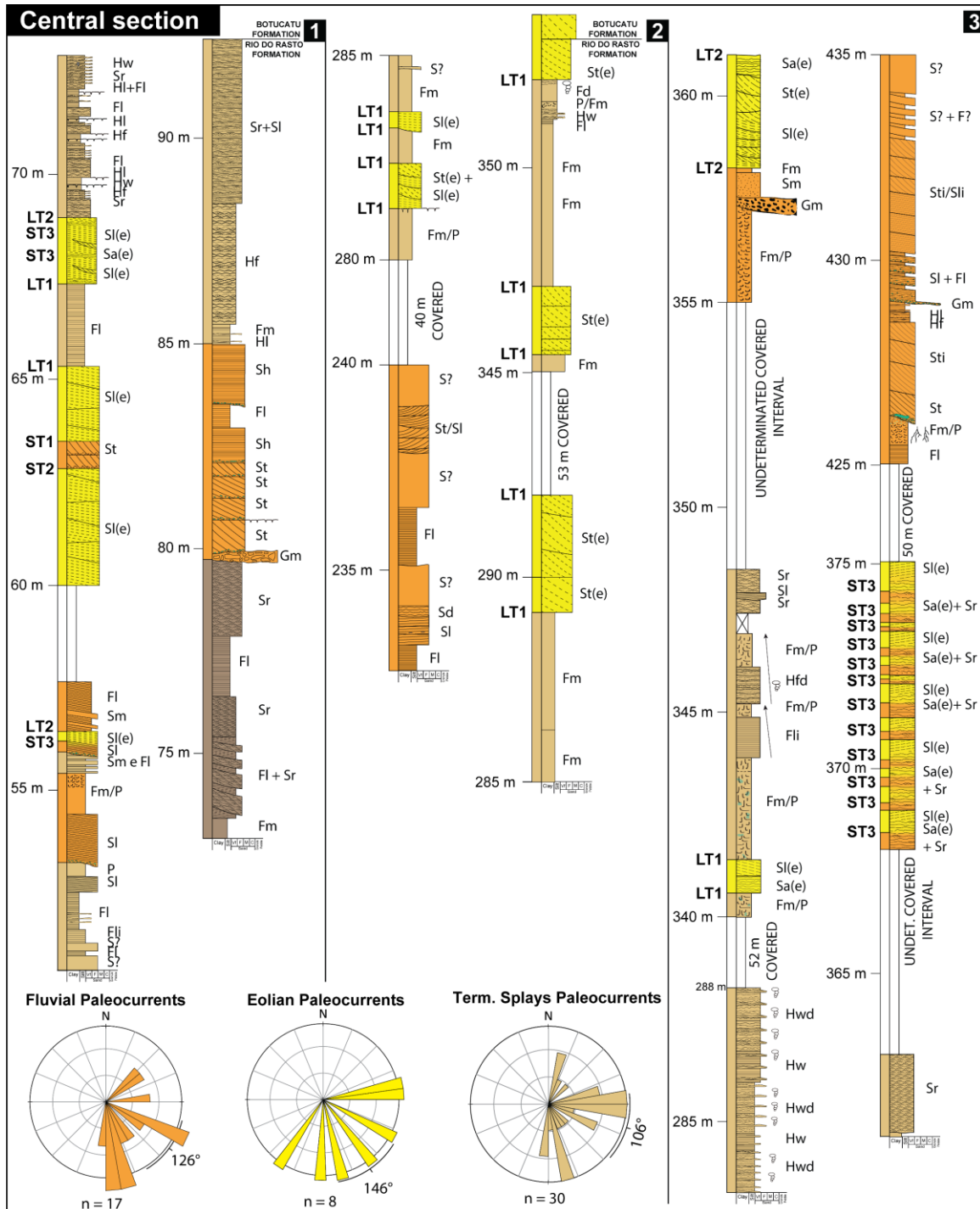
Interactions were classified as short-term (ST) or long-term (LT) based on depositional and non-depositional indicators, which provided insights into the duration of fluvial-eolian-lacustrine alternation of processes. Short-term interactions implied a shorter duration characterized by competition between fluvial and eolian processes or a short cyclic alternation between them. Long-term interactions, on the other hand, indicated a longer duration with well-developed pedogenetic or other exposure features, signifying the replacement of fluvial-eolian-lacustrine processes over longer periods (Herries, 1993; Scherer & Lavina, 2005) or the presence of long-lived eolian accumulations within fluvial/lacustrine environments.

To classify an interaction as short-term, the following general criteria were adopted: (i) absence of pedogenetic or other exposure features (*e.g.*, evaporites, microbialites, mud cracks) between boundaries (Kocurek, 1988; Kraus, 1999; Retallack, 2008; Lizzoli *et al.*, 2021); (ii) shared sediment characteristics (*e.g.*, maturity) between fluvial and eolian deposits, indicating short transportation from the source (Trewin, 1993); (iii) limited development of eolian bedforms: absence of grain flow laminae, the prevalence of small dune sets, dome dunes, and eolian sand sheets (Kocurek & Havholm, 1993; Trewin, 1993); or (iv) the presence of high-frequency reworking cycles related or not to the water table oscillation near the depositional surface (Kocurek & Havholm, 1993).

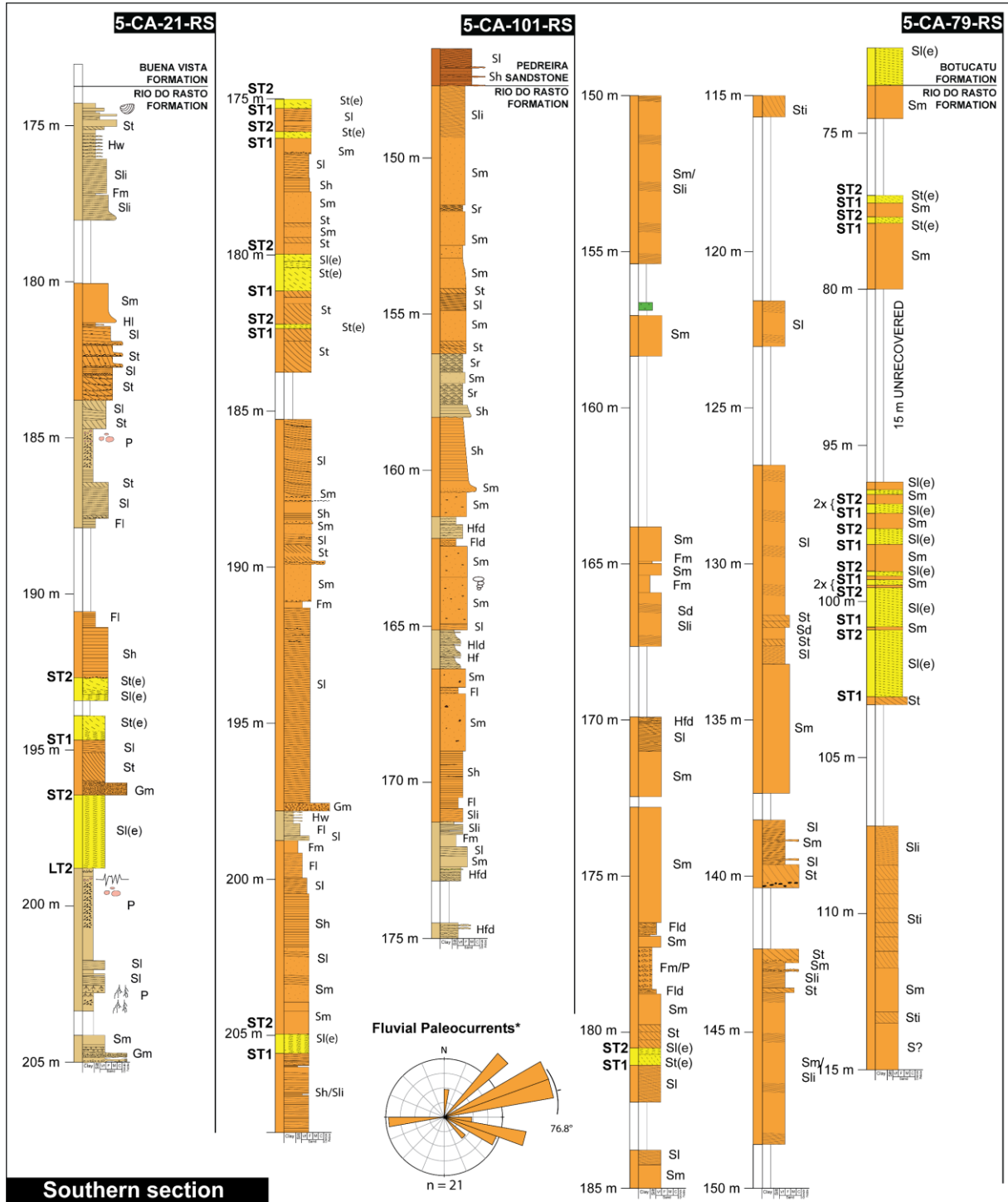




**Figure 2:** Northern section. A) Composite stacking of the northern section presenting short-term (ST) and long-term (LT) interaction styles assigned in the profiles (see results for context). It also presents fluvial, eolian, and terminal splay paleocurrent measurements in this area. B) Legend for this and the following figures 3 and 4.



**Figure 3:** Central section with its subsections 1, 2, and 3 (see Fig. 1C) and paleocurrent data obtained from fluvial, eolian, and terminal splays. Short-term (ST) and long-term (LT) interaction styles are assigned in the profiles (see results for context). All three profiles represent the top of the Rio do Rasto Formation at the Santa Catarina State.



**Figure 4:** Southern section depicting the top section of the well logs 5-CA-21-RS, 5-CA-101-RS, and 5-CA-79-RS. Fluvial-eolian interactions are assigned as short-term (ST) or long-term (LT) (see results for context). \*Fluvial paleocurrents were measured in outcrop without fluvial-eolian interactions.

Environment	Facies code	Description	Depositional interpretation
Eolian	Sp(e)	Fine-grained planar cross-bedded sandstone with pin-stripe lamination and inversely grading laminae. Presents soft-sediment-deformation (SSD) structures at the top and reactivation surfaces.	Large (4.9 m) transverse 2D eolian dunes with collapsed slip faces in response to the water table oscillation (Bryant <i>et al.</i> 2016)
	St(e)	Medium to fine-grained trough cross-bedded sandstone dominated by translantent wind-ripple laminae. Eventually, exhibit grain-flow laminae in well-developed slip faces.	Sinuuous crested 3D eolian dunes deposited by the migration of eolian ripples either down or across the lower part of the dune slip face.
	Sa(e)	Very fine to fine-grained sandstone with adhesion structures.	Eolian sediment adhesion in humid eolian sand sheets in response to the water table capillarity. The occurrence of these structures in the rock record suggests the coexistence of a dry-sand source and a wet or damp depositional area simultaneously (Kocurek & Fielder, 1982).
	Sl(e)	Medium to fine-grained low-angle cross-bedded sandstone with pin-stripe lamination. Eventually forms dome dunes.	Eolian deposits under low sand saturation and high water-table level. Dune growth is inhibited.
Fluvial/Lacustrine	Sw	Very fine to fine-grained wave ripple sandstone. Oscillatory ripples present a rounded crest.	Subaqueous deposit under oscillatory flow regime forming vortex ripples. Associated with the shoreface of lacustrine environments.
	Sr	Very fine to fine-grained sandstone with ripple cross-lamination. Varies from subcritical to supercritical climbing angle, with critical to supercritical dominating the record.	Deposited under a lower flow regime. Related to the development of waning flows in terminal splays and delta fronts.
	St	Medium to fine-grained trough cross-bedded sandstone.	Sinuuous-crested and linguoid bedforms (3D dunes). Depositional conditions in high-energy environments with unidirectional currents, such as river channels, dunes, or deltas.
	Sm	Very fine to fine-grained massive/faint lamination sandstone.	Deposition in high-energy environments where sediment is transported and deposited rapidly without significant sorting or layering.
	Sh	Very fine to fine-grained horizontal lamination sandstone.	Bedforms with poorly developed frontal face generated by upper/transitional flow.
	Sl	Medium to very fine-grained fluvial sandstone with low-angle cross-bedding.	Deposition under the transition between lower and upper flow, in a subaqueous regime of attenuated or strongly truncated dunes.
	Fl	Silt-grained mudstone to very fine-grained sandstone; fine lamination.	Overbank, abandoned channel, waning flood, and lacustrine deposits.
	Fm	Clay-grained mudstone to very fine-grained sand massive deposits; occasionally presents tetrapod, conchostracans, and fish fossils, besides pedogenic features.	Overbank, abandoned channel, and lacustrine deposits.
	Gm	Clast-supported massive conglomerate with pebble-grained to cobble-grained mud intraclasts. Mud intraclasts are embedded in a medium to fine-grained sandstone matrix.	Pseudoplastic turbulent erosive flow. Deposition under a high-energy, fast-flowing, and turbulent environment. Associated with channelized fluvial deposits.
	P	Paleosol. Silt-grained mudstone to fine-grained sandstone deposits depicting pedogenetic features: Root traces, evaporites, slickensides, blocky peds, mud cracks, high color variability, and stems/taproots.	Develops under non-depositional periods or when the deposition rate is lower than the pedogenesis rate (Kraus, 1999).

**Table 1:** The main facies identified within fluvial-lacustrine-eolian interactions in the Morro Pelado Member (Modified from Miall, 1996).

In contrast, the general criteria adopted to classify an interaction as long-term included: (i) presence of well-developed pedogenetic or other exposure features (*e.g.*, slickensides, blocky peds, root traces, significant vertical color variation, evaporites, and mud cracks) between boundaries (Kocurek, 1988; Kraus, 1999; Retallack, 2008); and/or (ii) greater development of eolian bedforms: the presence of grain flow laminae (Kocurek & Dott, 1981), the prevalence of eolian dunes over eolian sand sheets, larger dune sets, formation of dune fields (Mountney *et al.*, 1998, 1999; Mountney, 2006).

After establishing the criteria for interaction identification, the interaction styles were mapped across all composite sections to create a frequency chart of interaction styles across the three studied sections of the Rio do Rasto DFS systems. This facilitated a clearer visualization of dominant interaction processes throughout the system and aided in drawing conclusions about the regional behavior of the Morro Pelado Member DFSs based on how fluvial-eolian interactions occur along the system. All fluvial-eolian or lacustrine-eolian boundaries were considered to identify interaction styles, and short-term interactions occurring within long-term interactions were accounted for in the frequency chart (Table 2). The "reworking" subcategory of short-term interactions was unified to simplify regional interpretation due to its similar genetic processes.

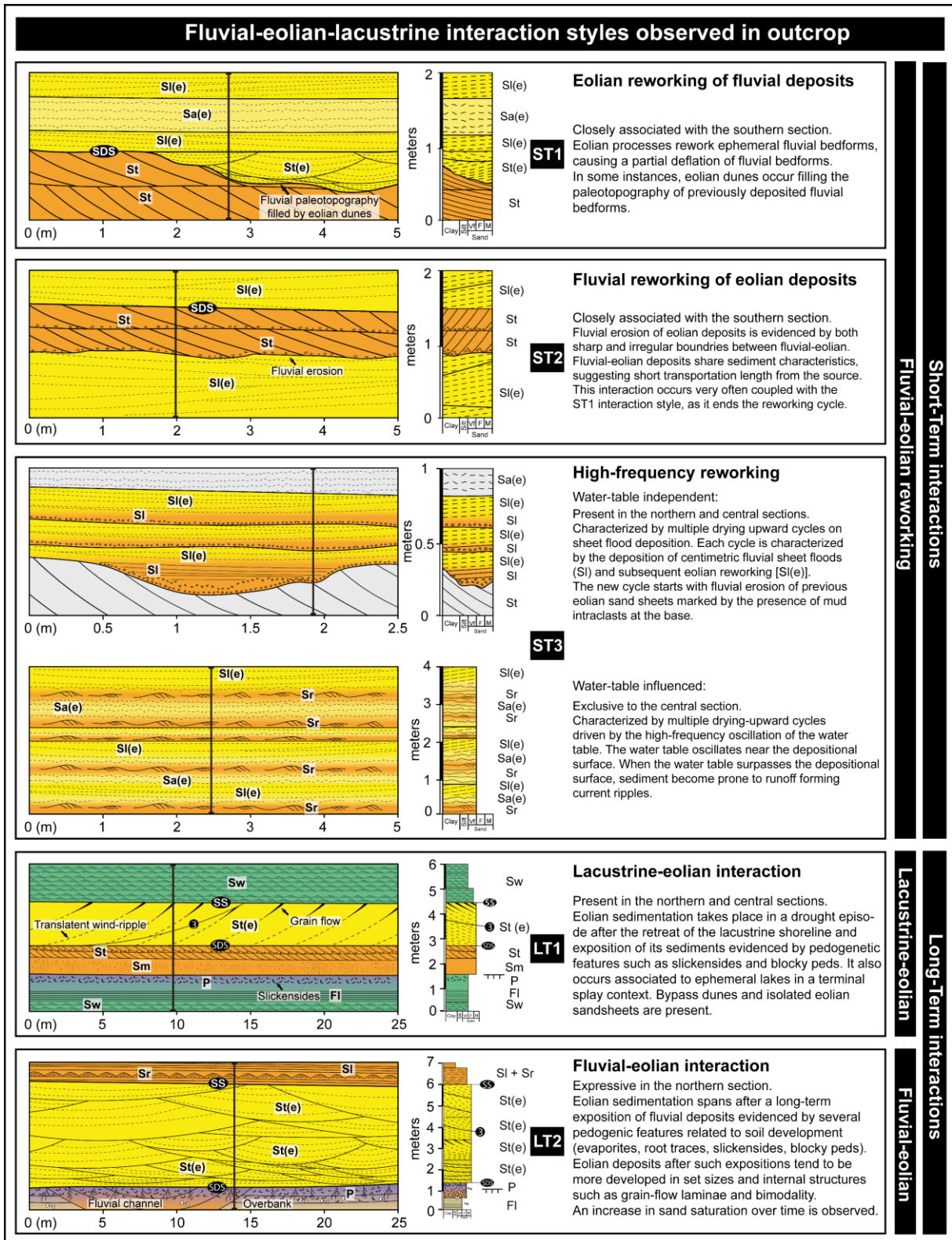
### **Interaction styles**

Fluvial/lacustrine-eolian interactions were classified into short-term and long-term categories, resulting in a total of five interaction styles based on their ruling depositional processes and duration. Three of these interaction styles represented short-term fluvial-eolian interactions, while the remaining two represented long-term fluvial-eolian/lacustrine-eolian interactions (Fig. 5).

Short-term interactions are represented by three fluvial-eolian reworking styles: (i) eolian reworking of fluvial deposits (ST1), (ii) fluvial reworking of eolian deposits (ST2), and (iii) high-frequency fluvial-eolian reworking (ST3). The ST3 interaction style encompasses two variants according to the degree of influence of the water table during deposition. Long-term interactions were classified into two categories, with the first associated with long-term lacustrine-eolian interactions (LT1) and the second with long-term fluvial-eolian interactions (LT2).

			Short-term interactions			Long-term interactions	
			Reworking			Lacustrine-eolian	Fluvial-eolian
	Outcrops/ boreholes	Coordinates	ST1	ST2	ST3	LT1	LT2
Northern section	PRR015	24° 0'5.03"S 51° 5'9.67"W	-	-	-	-	2
	PRR017	23°58'44.02"S 51° 5'28.55"W	-	-	-	-	1
	PRR024	23°58'47.48"S 51° 5'11.88"W	-	-	-	2	-
	PRR025	23°59'58.11"S 51° 6'44.31"W	-	1	-	-	1
	PRR026	23°58'43.79"S 51° 5'40.65"W	-	-	2	1	-
	PRR028	23°59'22.27"S 51° 5'9.78"W	1	-	1	1	-
	PRR029	24° 0'25.93"S 51° 5'23.52"W	-	-	-	-	2
	PRR032	24° 0'41.21"S 51° 5'33.90"W	-	-	-	-	2
Central section	PRR002	27°45'18.15"S 50° 6'55.95"W	-	-	12	-	-
	PRR009	27°17'22.04"S 50°10'14.34"W	-	-	1	-	1
	PRR020	27°50'9.95"S 50°14'12.71"W	-	-	-	6	-
	PRR022	27°50'43.12"S 50°13'41.69"W	-	-	-	3	-
	PRR023	27°17.581'S 50°10.596'W	1	1	2	2	1
	PRR034	27°43'59.05"S 49°58'21.67"W	-	-	-	2	2
Southern section	5-CA-21-RS	29°57'54.1"S 52°37'02.2"W	1	2	-	-	1
	5-CA-79-RS	29°34'49.7"S 50°33'29.8"W	10	10	-	-	-
	5-CA-101-RS	29°46'25.0"S 50°56'12.4"W	5	5	-	-	-

**Table 2:** Frequency of interaction styles recognized in outcrop/borehole data. The “ST” abbreviation stands for short-term and “LT” stands for long-term.



**Figure 5:** Architecture and anatomies of fluvial-lacustrine-eolian interactions recognized within the Rio do Rasto Formation. Interactions have been grouped into two broad categories: (i) short-term interactions (ST1 to ST3); (ii) long-term interactions (LT1 and LT2).

### **Eolian reworking of fluvial deposits – Short-term 1 (ST1)**

Eolian reworking of fluvial deposits, referred to as Short-term 1 (ST1), is observed in five out of 18 sedimentary logs. In total, 18 ST1 interactions were recognized within 18 sedimentary logs, mostly in the southern section, corresponding to 5.88% of the interactions in the northern, 2.94% in the central section, and 47.06% in the southern section (Table 3). This interaction style involves partial deflation of fluvial bedforms within a predominantly fluvial record, similar to Lacotte & Mountney's (2022) proposal, but in a fluvially dominated environment. The fluvial-eolian boundary appears mostly as a sharp sand-drift surface in the record, with occasional depressions filled by eolian dunes (Fig. 6).

Differentiating between fluvial and eolian deposits within this interaction style, particularly in the southern section where ST1 interactions are most frequent, poses a challenge. Field differentiation between these deposits was based on specific criteria. Eolian deposits were distinguished from fluvial by the presence of grain segregation and inverse-graded laminae (Kocurek & Dott, 1981; Fryberger & Schenk, 1988). However, due to the well-sorted nature of the sandstone, bimodality is often lacking, making inverse grading laminae absent and pin-stripe lamination faintly evident in the record (Fig. 7), thus hindering field recognition.

To assist in the proper recognition of this type of interaction, petrographic thin sections were described. The thin section analysis as shown in Figures 8H and 8I illustrates a fine to very fine subarkose sandstone with a well-sorted and well-rounded to subrounded framework. Both thin sections are predominantly composed of quartz (80%), followed by plagioclase (15%) and lithic grains (5%). However, they differ in their internal structures. Figure 8I displays observable textural segregation and inverse grading laminae. On the other hand, Figure 8H shows a chaotic framework with no apparent grain segregation or inversely graded laminae. Although it exhibits two dominant grain sizes, it does not meet the criteria for bimodality as there is no distinct grain-size gap between the fine sand and very fine sand (Folk, 1980). It is important to note that eolian deposits in this context may lack textural characteristics such as grain segregation and inversely graded laminae, appearing as a massive sandstone, and will certainly be difficult to recognize to the naked eye

### **Interpretation**

Thin section analysis reveals that eolian and fluvial sediments often exhibit similar maturity but differ in internal structures due to distinct deposition processes



(Kocurek & Dott, 1981). As noted by Trewin (1993), eolian deposition in short transportation lengths and insufficient sand saturation may not exhibit all the features of well-developed ergs.

The fluvial-eolian interaction style observed in ST1 can be attributed to both eolian and fluvial processes inherent within channel deposits, considering the compositional and textural similarities between eolian sediment and fluvial bedforms. Ephemeral rivers are susceptible to eolian reworking when the stream ceases or exposes river bedforms to subaerial conditions (Latrubesse *et al.*, 2012). This interaction style finds a good modern analog in the Parapetí River, Bolivia, where discharge variability during seasons exposes river bedforms to wind erosion, leading to the growth and outward migration of eolian dunes from the river banks (Fig. 9). This dynamic explains the presence of eolian-filled depressions within fluvial bedforms, as depicted in Figures 6A, 6B, and 6C.

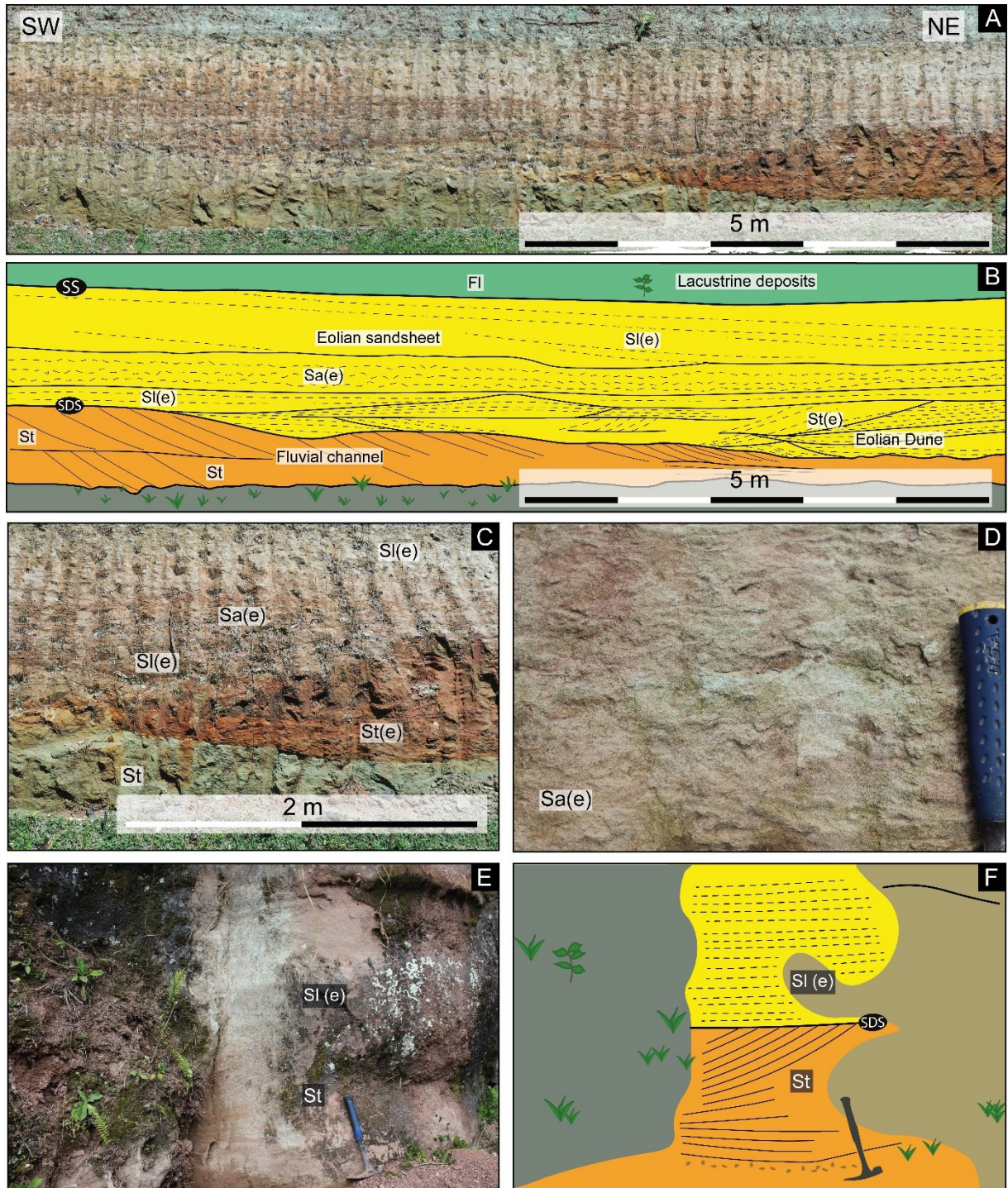
### **Fluvial reworking of eolian deposits – Short-term 2 (ST2)**

Fluvially reworked eolian deposits, known as Short-term 2 (ST2), were identified in five out of the 18 surveyed sedimentary logs. In total, 19 ST2 interactions were observed within the logs, with the highest frequency occurring in the southern section (50%), while the northern and central sections had a lower occurrence of 5.88% and 2.94% respectively (Table 3). These interactions are characterized by sharp and irregular erosive surfaces between overlying fluvial facies (St, Sl, Sh, Sm, and Gm) and underlying eolian facies (St(e), Sl(e)). The erosive boundaries often exhibit mud intraclasts or Gm facies at the base (Fig. 8C; 8D). However, it is challenging to accurately identify the geometry of these interactions, as the ST2 style was mainly recognized in borehole data from the southern section, with fewer examples from outcrops. In the 5-CA-21-RS well (Fig. 8) Gm facies appear overlying Sl(e) facies, implying a probable irregular erosive surface. On the other hand, both the 5-CA-101-RS and the 5-CA-79-RS (Fig. 7) present mostly sharp boundaries between the interbedded eolian and fluvial facies. This interaction style is commonly associated with ST1 and is manifested as interbedding between fluvial and eolian facies with similar textural and compositional maturity but differing internal structures, as observed in the previously mentioned ST1 style.

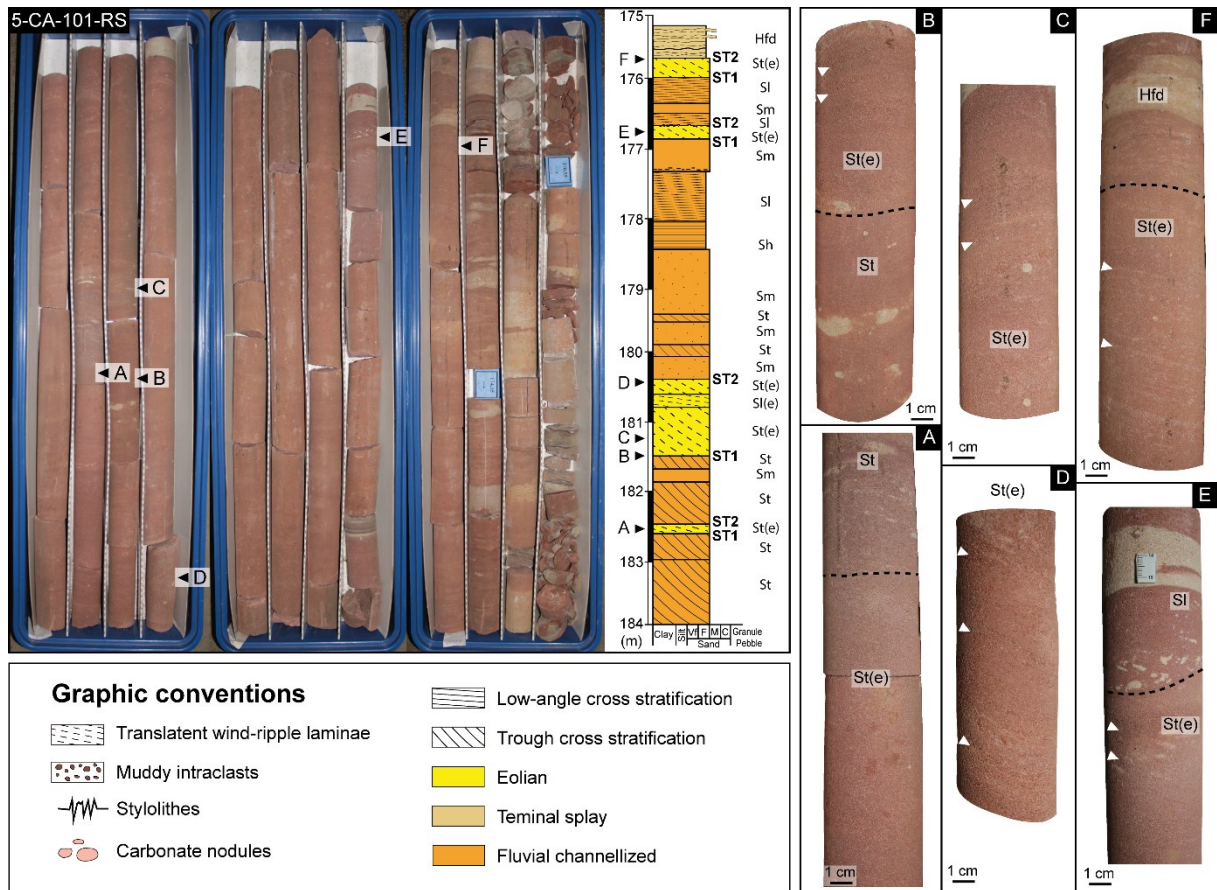
### **Interpretation**

In the ST2 interaction style, eolian sediments can undergo fluvial reworking within the channel, as mentioned in the context of eolian reworking of fluvial (ST1)

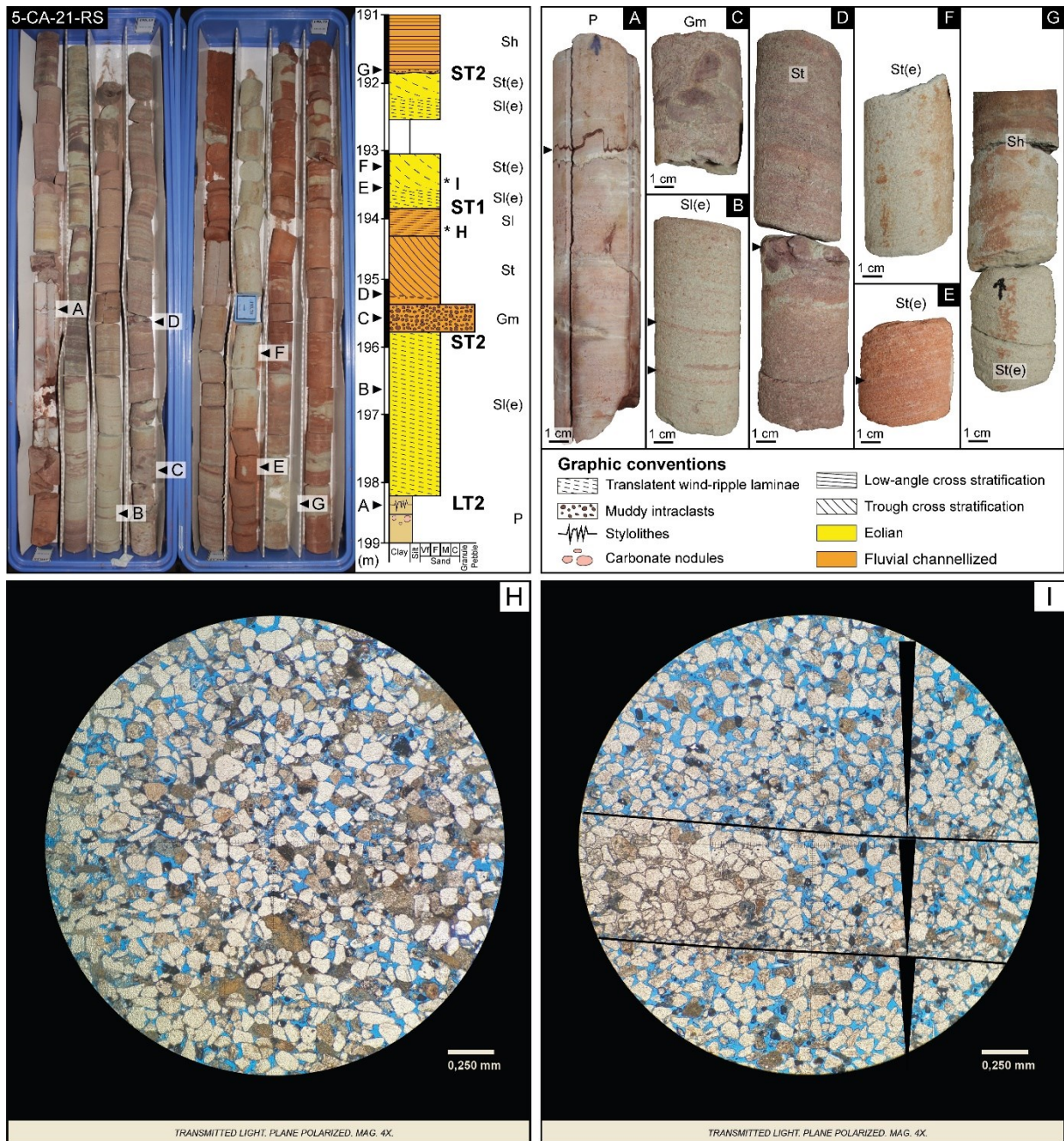
deposits. However, in this scenario, the reworking is associated with an increase in fluvial discharge (Latrubesse *et al.*, 2012; Salvó Bernárdez *et al.*, 2022). The presence of irregular bounding surfaces, as indicated by intraformational conglomerates (Gm facies) overlying eolian sand sheets (Sl(e) facies) in the 5-CA-21-RS, suggests fluvial incision over eolian deposits, as demonstrated by Newell (2001) and Ciccioni *et al.* (2023). In contrast, sharp bounding surfaces and the absence of mud intraclasts may reveal a more aggradational setting in the 5-CA-101-RS and 5-CA-79-RS. This observation is consistent with the location of the 5-CA-21-RS, which represents a proximal record relative to the other two surveyed boreholes in the southern section. The ST2 interaction style commonly occurs in conjunction with ST1, following the deflation of eolian deposits (Kocurek & Havholm, 1993).



**Figure 6:** Eolian reworking of fluvial deposits (LT1 interaction style) in outcrop. A) and B) PRR028 panel from the northern section depict eolian dunes filling the fluvial paleo topography. The “SS” acronym stands for super surface and “SDS” stands for sand-drift-surface (Kocurek, 1988). C) Detailed view of the fluvial bedform (St facies) filled by eolian dune (St(e) facies). D) Sa(e) facies depicting adherence structures. E and F) ST1 interaction style recognized in outcrop from the central section (PRR023), presents a sharp sand-drift surface between fluvial and eolian facies.



**Figure 7:** 5-CA-101-RS borehole data depicting the rock record and the sedimentary section. White arrows indicate the presence of pin-stripe laminae. A) The dotted line depicts fluvial erosion of the eolian dune (ST2 interaction style). St(e) facies shows faint pin-stripe laminae. B) The dotted line depicts the eolian erosion of fluvial deposits (ST1 interaction style). C and D) St(e) facies depicting faint pin-stripe laminae (white arrows). E) The dotted line depicts fluvial erosion of eolian deposits (ST2 interaction style). F) Fluvial erosion of eolian deposits (ST2 interaction style).



**Figure 8:** 5-CA-21-RS borehole data depicting the rock record and the sedimentary section. A) Paleosol displaying stylolithes (indicated by the black arrow) and carbonate nodules. B) SI(e) facies with black arrows displaying pin-stripe laminae. C) Gm facies with mud intraclasts suggesting fluvial incision on the underlying SI(e); D) St facies with mud intraclasts at the base. E and F) St(e) facies displaying pin-stripe laminae (black arrow). G) Transition from St(e) to Sh facies. H) Fluvial subarkose sandstone (SI facies). I) Eolian subarkose sandstone (SI(e) facies) depicting inverse graded laminae.



**Figure 9:** Parapetí River, Bolivia. An analog to the ST1 and ST2 interaction styles in the contemporaneous record. Eolian dunes are observed migrating outward from the channel. A) A close look into the Parapetí river channel during the winter. Small eolian dunes migrate inside the channel during dry seasons. Eolian processes rework fluvial bedforms (ST1). B) Parapetí river channel during the summer. The increase in the fluvial discharge reworks the previously deposited eolian bedforms (ST2).

Interaction style		Northern Section (%)	Central Section (%)	Southern Section (%)
Short-term	ST1	5.88	2.94	47.06
	ST2	5.88	2.94	50
	ST3	17.65	44.12	0
Long-term	LT1	23.53	38.24	0
	LT2	47.06	11.76	2.94
<b>Total</b>		100	100	100

**Table 3:** Proportion of interaction styles by section.

### Fluvial-eolian reworking of sheet floods – Short-term 3 (ST3)

Among the 18 surveyed sedimentary logs, five demonstrate the high-frequency fluvial-eolian reworking known as Short-term 3 (ST3). These ST3 interactions account for 18 occurrences in total, representing 17.65% of the interactions in the northern section and 44.12% in the central section (Table 3). Notably, this interaction style is absent in the southern section record. The ST3 interaction style manifests in two distinct variations: (i) water-table-independent and (ii) water-table-influenced. While it shares similarities with the reworking processes described in ST1 and ST2, ST3 is specifically characterized by the occurrence of high-frequency drying upward cycles.

In the water-table-independent variation of ST3, the interaction style is characterized by centimetric drying upward cycles ranging from 0.30 to 0.20 m in thickness. These cycles consist of Sl facies with mud intraclasts or coarser sediments at the base that gradually transition to Sl(e) facies towards the top, as depicted in Figures 10A to 10F.

In the water-table-influenced variation of ST3, water-table oscillation plays a bigger role in shaping drying upward cycles. Approximately 72% of this interaction style consists of humid eolian (Sa(e) facies), subaqueous unidirectional flow (Sr facies), and/or oscillatory flow (Sw facies), while the remaining 28% is represented by dry eolian deposits (Sl(e) facies). In some cases, the subaqueous deposits are not present, being restricted to drying upward cycles between humid and dry eolian deposits (Figs.

10G and H). Water-table-influenced ST3 is restricted to the central section, from where 12 metric to mostly centimetric drying upward cycles were recognized (Fig. 3).

### **Interpretation**

#### **Water-table independent ST3**

This style is associated with ephemeral sheet flood deposition and subsequent reworking by eolian processes. When the flow ceases and the water table level drops below the depositional surface, the wind further reworks each episode of sheet flood deposition. The cycle restarts with another flooding episode reworking the previously deposited eolian facies. While this interaction style can also occur in fluvial-eolian interactions within ephemeral channels, it is commonly found in unchannelized flows, specifically in terminal splay elements.

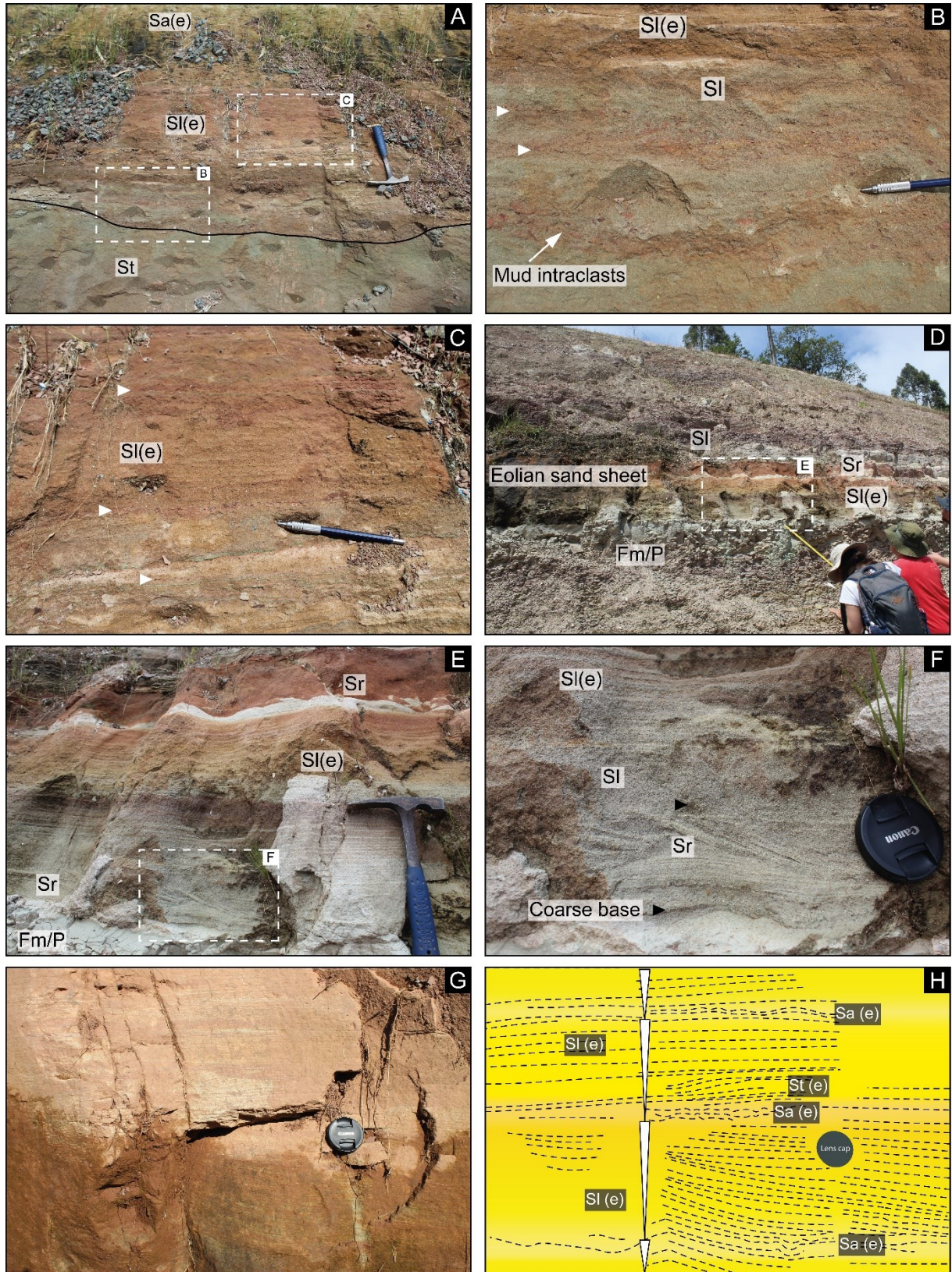
#### **Water-table influenced ST3**

Drying upward cycles are formed by metric to centimetric layers, indicating the consistent proximity of the water table to the depositional surface. This interaction style occurs when the water table either rises above or falls below the depositional surface, as described by Kocurek & Havholm (1993). When the water table is below the depositional surface and dry sand is available, eolian deposition (Sl(e) and St(e) facies) takes place in conjunction with wind activity. Conversely, when the water table rises near the depositional surface, capillarity causes the eolian sand sheet to moisten and adhere to the humid sand, forming adhesion structures (Sa(e) facies) (Kocurek & Fielder, 1982). Subaqueous facies appear when the water table rises above the depositional surface, resulting in runoff forming current ripples (Sr facies) or small ponds (Sw facies). The presence of faint current ripples raises questions about the nature of the flow, whether it is unidirectional or oscillatory, but it indicates a subaqueous stage of this interaction style. The underdevelopment of dry eolian facies is evident from the inhibited growth of dunes, with centimetric starving dunes (St(e) facies) observed in some cases (Fig. 10H), while the dry phase is predominantly characterized by eolian sand sheets (Sl(e)) (Figs. 10G and H).

Furthermore, this variant of ST3 is considered to belong to the distal zone of the DFS due to its exclusive occurrence in the central section. Given the endorheic drainage of the basin, the distal zone exhibits lacustrine, deltaic, and terminal splay elements, leading to water-table fluctuations driven by fluvial activity near the sand sheet or variations in the lake's base level. Two interpretations can be considered for the observed cyclicity: (i) water-table fluctuations in response to seasonal floodings



induced by fluvial activity, or (ii) water-table fluctuations in response to variations in the lake's base level. The absence of deflation lags suggests a relatively steady accumulation over time.



**Figure 10:** High-frequency fluvial-eolian reworking (ST3) in outcrop. A, B, and C) Water-table

independent ST3. Multiple erosive sheet flood deposits (SI facies) transitioning to SI(e) facies at the end of each cycle (white arrows indicate mud intraclast levels). D, E, and F) Fluvial Sr and SI facies (sheet floods) transitioning to eolian sand sheets (SI(e) facies). Black arrows indicate a coarser base suggesting at least two distinct sheet flood pulses. G and H) Water-table influenced ST3. Drying upward cycles in response to the high-frequency water-table oscillation.

### **Lacustrine-eolian interaction – Long-term 1 (LT1)**

Seven out of the 18 surveyed sedimentary logs demonstrate lacustrine-eolian interactions, referred to as Long-term 1 (LT1). This interaction style corresponds to 38.24% of the interactions recognized in the central section, whereas in the northern section, 23.53% of the interactions correspond to the LT1 interaction style (Table 3). This interaction style is absent in the southern section. A key characteristic of the LT1 interaction style is the interplay between eolian (St(e) and SI(e)) and lacustrine facies (FI, Fm, and Sw). Some stabilization features are observed between lacustrine-eolian boundaries, such as paleosols (P facies) exhibiting a blocky aspect, with color variations ranging from reddish in a more oxidizing context as recognized in the central section (Figs. 11A; 11B; 11C) to greenish and dark purple in the northern section (Fig. 12D). These paleosols often display slickensides, bioturbation, and mud cracks. In addition, eolian deposits within this context vary in development between the northern and central sections, with the north displaying grain-flow laminae in metric eolian dune sets (St(e) facies). In contrast, grain-flow laminae were not observed in the central section, instead, SI(e) and St(e) facies displays pin-stripe lamination. Pin-stripe lamination can appear as faint lamination, which required thin section analysis to diagnose as an eolian deposit.

In the northern section, the occurrence of LT1 interactions has been observed alongside fluvial deposits that were identified following a transgression episode in the middle of the Morro Pelado Member (Fig. 2). In these specific cases, there is a combination of eolian deposition with both fluvial and offshore/shoreface lacustrine deposits (Fig. 12). The fluvial deposits (St facies) are found above exposed lacustrine facies (FI/P) and underlie a 1.1m thick single eolian dune set (St(e) facies) (Fig. 12A). This particular eolian dune set displays clear inversely graded laminae (Fig. 12E) and grain-flow lamination at the top (Fig. 12F). Additionally, the single-set eolian dune is overlain by shoreface lacustrine deposits (Sw).

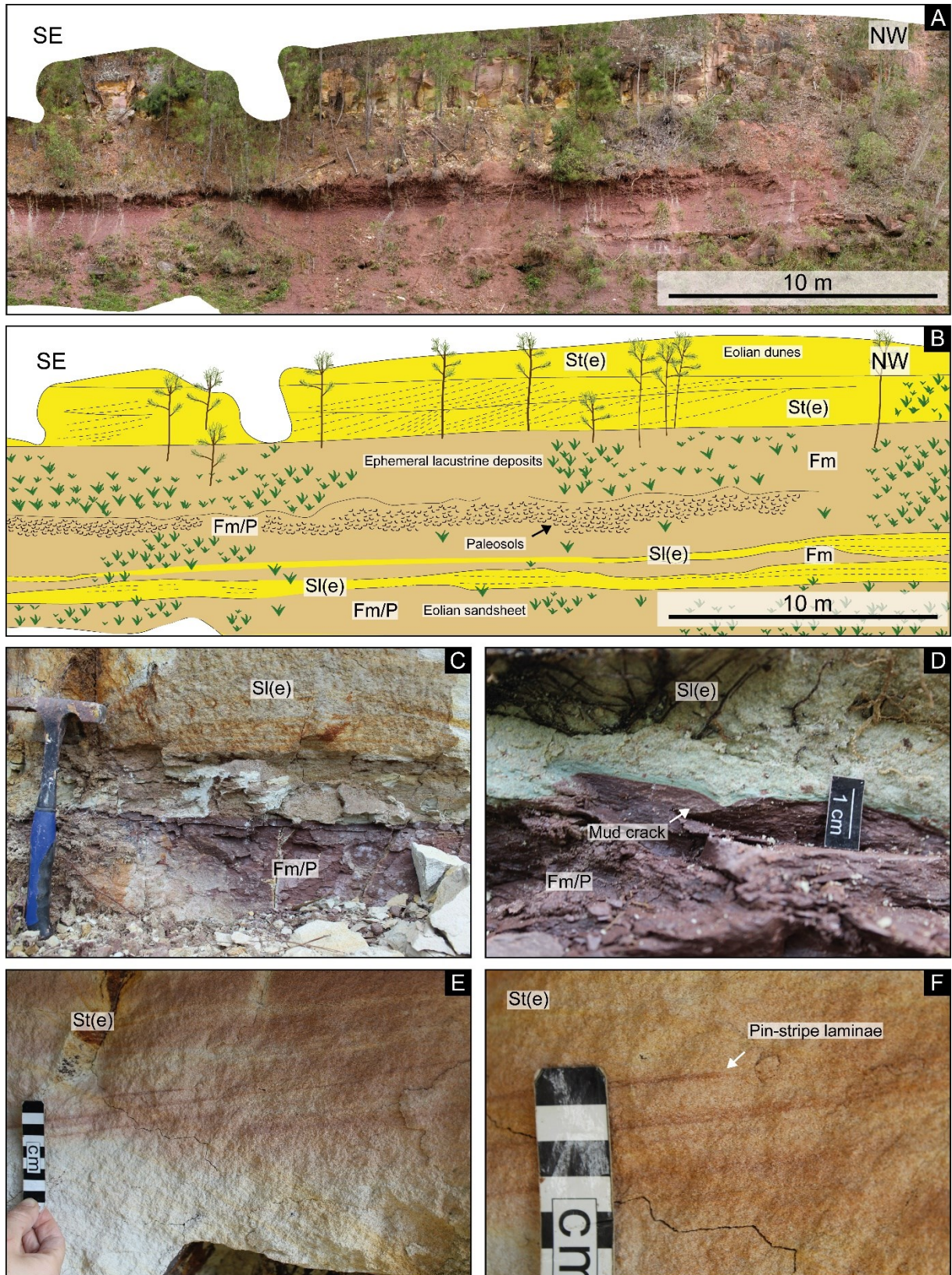
Nonetheless, in the central section of Santa Catarina state, where eolian-lacustrine interaction is more common, the LT1 interaction style occurs near the top of the central

section. It is characterized by the presence of small dune fields (1.2 to 3.0 m thick) composed of centimetric to metric (0.20 to 1.5 m thick) eolian dune sets and eolian sand sheets interacting with thick reddish Fm lacustrine facies. These deposits may exhibit a blocky aspect, mud cracks, and discoloration between boundaries (Fig. 11D). The eolian sand varies from fine to very fine-grained and often displays pin-stripe lamination (Figs. 11E; 11F), but overall, it is well-sorted with minimal grain segregation.

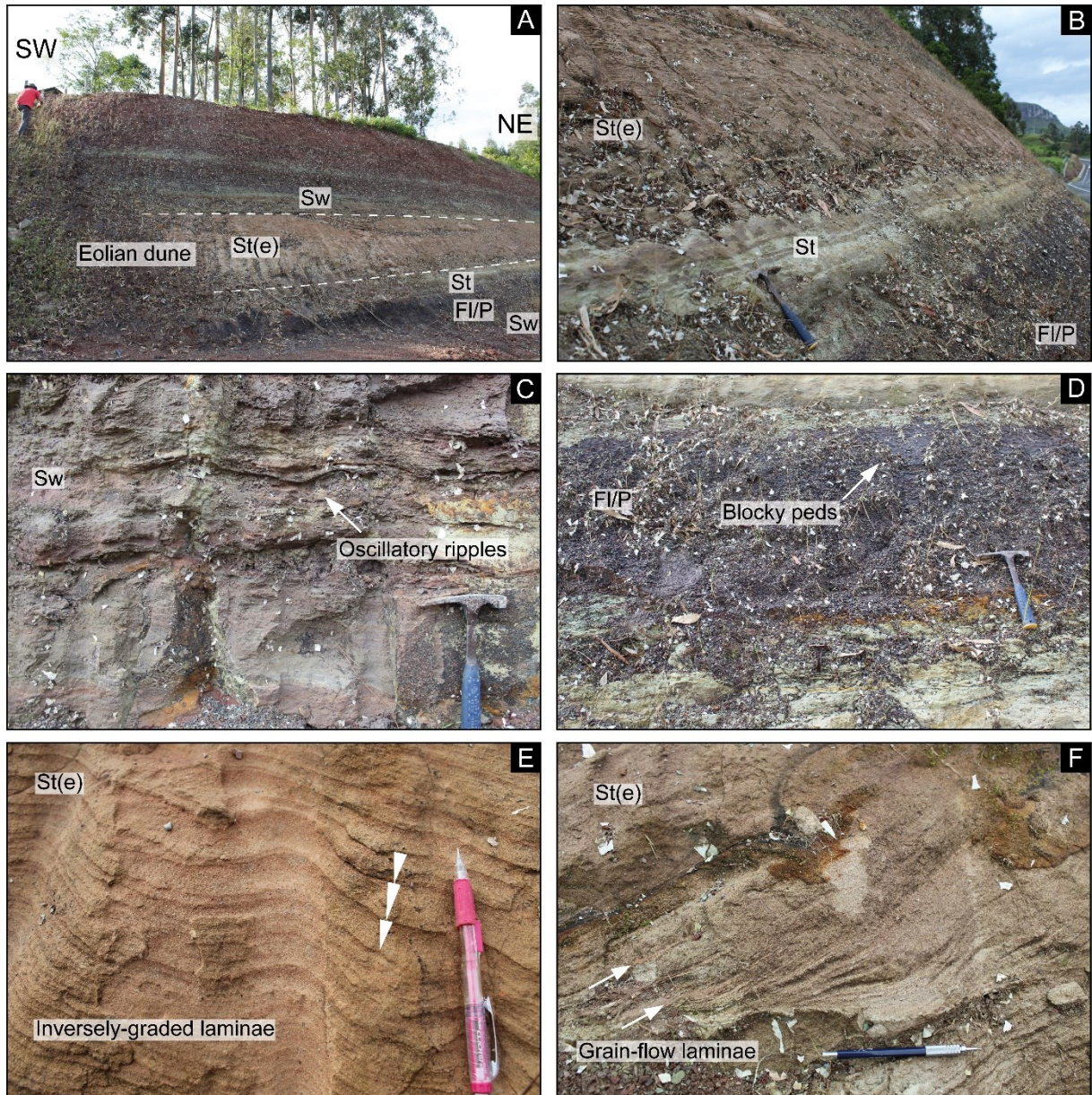
### **Interpretation**

This interaction style is primarily characterized by the development of eolian deposits following drought episodes. During these episodes, the base level of the lake drops, exposing vast areas due to the low-angle platform of the endorheic basin (Nichols, 2012; Olariu *et al.*, 2021). When the base level rises, a super surface is formed, and lacustrine facies (Fl; Sw) overlay the eolian facies. This interaction context varies from the northern to the central section. The exposure features, along with the retreat and subsequent advance of lacustrine facies over the eolian deposits, indicate that this interaction style occurs over a longer term compared to the previous ST1, ST2, and ST3 styles.

Especially in the central section, LT1 interactions only appear near the top of the Morro Pelado Member in a terminal splay domain, close to the contact with the Cretaceous Botucatu Fm. in Santa Catarina state. In this distal context of the DFS, under the direct influence of lacustrine base level changes, these deposits are interpreted as ephemeral lakes. The fine-grained deposits (Fm facies) exhibit a reddish color, indicating a shallow oxidizing environment. These ephemeral lakes are chrono-correlated to the terminal splays observed in the top subsections surveyed in the central section (Fig. 3). The preservation and accumulation of eolian dune fields, individual eolian dunes in bypass (Fig. 12A), and eolian sand sheets among ephemeral lakes (Fig. 11B) are attributed to the high accommodation space setting in the distal DFS system (Nichols & Fisher, 2007; Nichols, 2012).



**Figure 11:** Lacustrine-eolian long-term interaction style (LT1) in outcrop. A and B) PRR020 panel from the central section depicting eolian sand sheets and eolian dune field interbedded ephemeral lacustrine deposits. C) Detailed view of the boundary between paleosol (Fm/P) and Sl(e) facies. D) Mud crack filled by eolian sand; E and F) Pin-stripe laminae observed in St(e) facies.



**Figure 12:** Lacustrine-eolian long-term interaction style (LT1) in outcrop. A) Single eolian dune set (St(e)) among lacustrine (Sw; FI/P) and fluvial facies (St). Person for scale (1.75 m). B) Detailed view of the interplay between paleosol (FI/P), fluvial (St), and eolian (St(e)) deposits. C) Detail of oscillatory ripples (Sw) overlying eolian St(e) facies. D) Greenish to purple paleosol with blocky texture. D) St(e) exhibiting bimodality and inversely graded laminae. F) White arrows show grain flow laminae to the top of the eolian dune.

### Fluvial-eolian interaction – Long-term 2 (LT2)

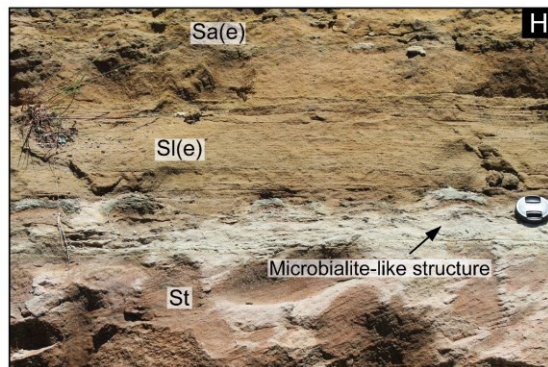
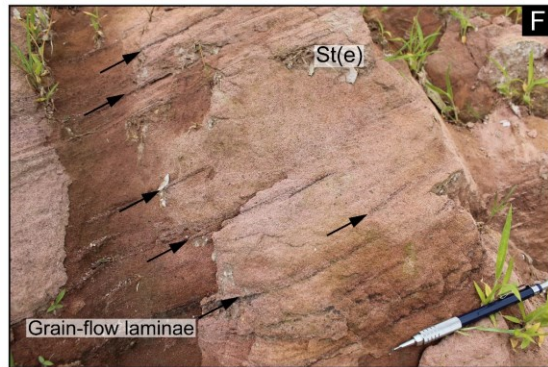
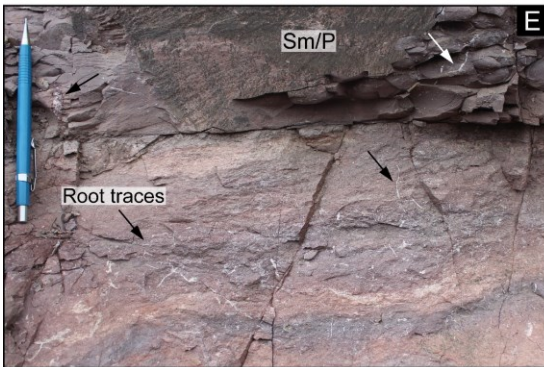
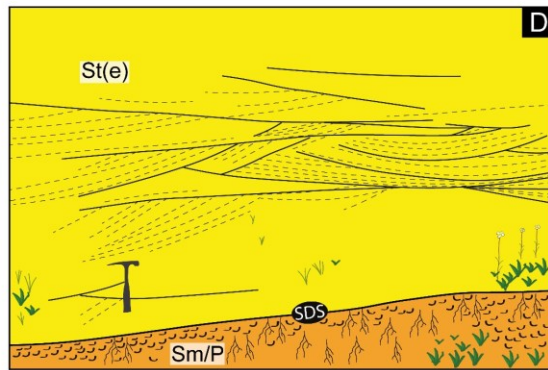
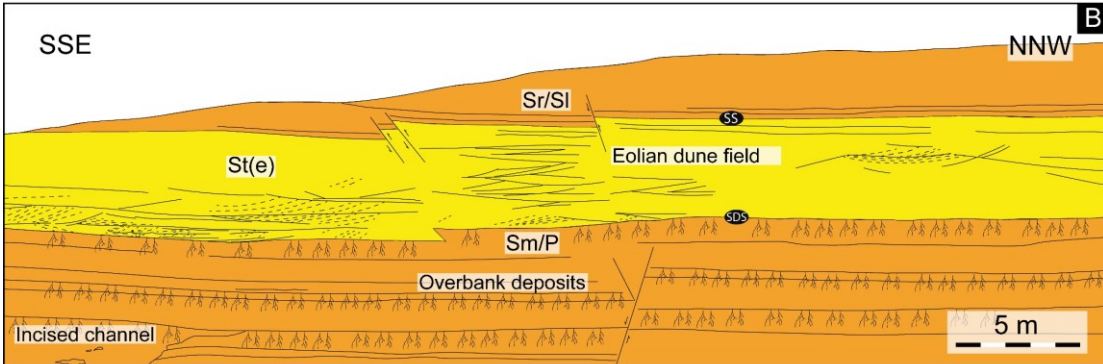
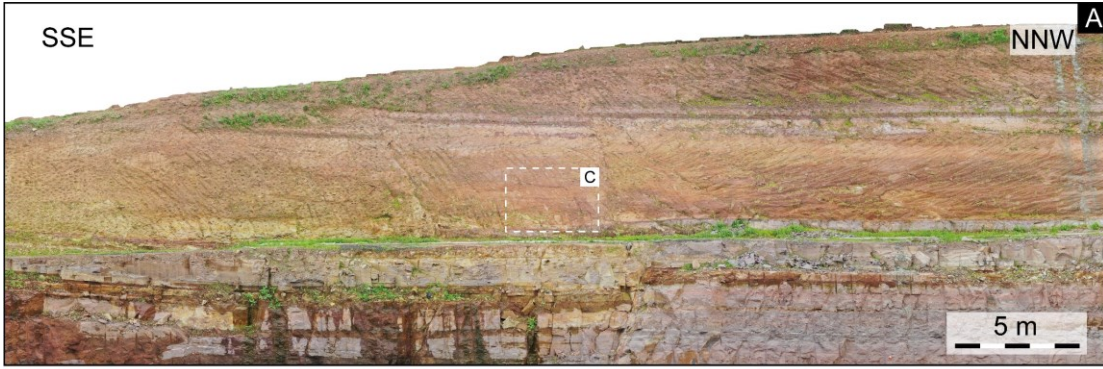
Within the Long-term 2 (LT2) interaction style, nine out of the 18 surveyed logs demonstrate long-term fluvial-eolian interactions. The majority of these interactions are concentrated in the northern section (47.06%) and the central sections (11.76%), while being almost absent in the southern section (only 2.94%) (Table 3). In contrast to the

LT1 style, the distinguishing feature of the LT2 style is the presence of eolian deposits following prolonged periods of fluvial non-deposition, which is suggested by pedogenetic features observed over fluvial deposits (Fig. 13E). The eolian deposits consist of centimetric (0.20 to 0.70 m) to metric (up to 4.9 m) eolian dunes (St(e); Sp(e)) and sand sheets (Sl(e)) that overlay channelized or unchannelized fluvial deposits (Figs. 13A; 13B). Sp(e) facies present soft-sediment-deformation structures on the top of the set (Bryant *et al.*, 2016). In the northern section, the eolian deposits within the LT2 interactions are among the few that exhibit reliable lateral correlation across different outcrops. These dune fields vary in thickness from 6 to 1 m over a few kilometers before disappearing, leaving only a correlate conformity (paleosol-fluvial boundary) with no intermediate eolian deposits. The fluvial deposits underlying the eolian deposits may show root traces (Fig. 13E), blocky peds, slickensides, evaporites (Fig. 8A), microbialite-like structures (Fig. 13H), and significant vertical color variability (Fig. 13E).

### **Interpretation**

Eolian deposits are interpreted to occur after a long-term stabilization of the system due to: (i) highly developed paleosols and exposition features underlying eolian deposits, and (ii) evidence of higher eolian development, showing grain-flow laminae, and large dune sets (up to 4.9 m) to the top. While not all exposition features appear together, their combined presence, along with thicker paleosols, may suggest a longer exposition time (Kraus, 1999; Mountney, 2006; Retallack, 2008).

Two main interpretations are considered to explain the higher development of eolian facies in this section of the DFS. This interaction style occurs mostly in the northern and central sections, with emphasis on the northern, where the most developed eolian deposits were described. Once it presents some fluvial incision, evidenced by channelized fluvial elements (Fig. 13G) and the development of lateral accretion bars (Warren *et al.*, 2008; Schemiko *et al.*, 2014), the northern section is interpreted here as a medial to a distal section of the DFS (Hartley *et al.*, 2010). Eolian deposition takes place after the abandonment of fluvial channels, leaving behind sediment prone to eolian reworking and development. As observed in the record, the thickening of eolian dune sets to the top indicates sand saturation increase over time (Mountney, 2006), suggesting longer periods of fluvial inactivity and eolian establishment.



**Figure 13:** Fluvial-eolian long-term interaction (LT2) in outcrop. A and B) Northern section PRR032 lateral panel and interpretation. A contiguous eolian dune field overlies stabilized fluvial deposits. Eolian dunes grow in set sizes to the top. C and D) Detail of the eolian dune field interacting with paleosol and its interpretation. E) Paleosol presenting root traces, blocky aspect, and variable vertical color. F) Grain-flow laminae observed at the top of a dune set. G) Incised channel underlying the eolian dune field. H) Microbialite-like structures between fluvial (St) and eolian (Sl(e)) facies in the central section.

### Eolian development across the DFS

In the northern section, eolian dunes, specifically St(e) and Sp(e) facies, account for 85.2% of the record, whereas eolian sand sheets, represented by Sa(e) and Sl(e) facies, make up 14.8% of the record, with Sa(e) facies comprising 14.1% (Table 4). The average thickness of dunes in this section ranges from 0.31 m in St(e) facies to 4.90 m in Sp(e) facies, as shown in Table 5.

Eolian facies	Facies proportion by section (%)					Correspondent architectural element
	Northern section	Central section	Southern section			
			Medial (5-CA-21-RS)	Distal (5-CA-101-RS)	Distal (5-CA-79-RS)	
St(e)	53.7	53.62	25.64	66.53	14.29	Eolian dune
Sp(e)	31.5	-	-	-	-	
Sl(e)	0.7	36.59	74.36	33.47	85.71	Eolian sand sheet
Sa(e)	14.1	9.78	-	-	-	
Total	100	100	100	100	100	

**Table 4:** Eolian facies proportion across the system and their corresponding architectural element.

Eolian facies	Mean thickness (m)					Correspondent architectural element
	Northern section	Central section	Southern section			
			Medial (5-CA-21-RS)	Distal (5-CA-101-RS)	Distal (5-CA-79-RS)	
St(e)	0.31	1.14	0.5	0.33	0.27	Eolian dune
Sp(e)	4.9	-	-	-	-	
Sl(e)	0.37	0.36	0.97	0.41	0.6	Eolian sand sheet
Sa(e)	1.1	0.25	-	-	-	

**Table 5:** Average eolian facies thickness across the system and their corresponding architectural element.

Within the central section, the eolian record consists of 53.62% eolian dunes represented by St(e) facies, while eolian sand sheets, comprising Sl(e) and Sa(e) facies, account for 46.38% of the record. Among these, Sl(e) facies make up 36.59% and Sa(e) facies contribute the remaining 9.78% of the eolian deposits. The average thickness of dunes in the central section is 1.14 m for St(e) facies (Table 5).



The proportion of facies in the southern section varies between the medial zone (5-CA-21-RS) and the distal zone (5-CA-79-RS) as observed in the well logs. In the medial zone, St(e) facies, representing eolian dunes, account for 25.64% of the eolian deposits, while Sl(e) facies, representing eolian sand sheets, make up 74.36% of the eolian deposits (Table 4). The average thickness of eolian dune sets in this section is 0.50 m (Table 5). On the other hand, in the most distal log (5-CA-79-RS), eolian dunes constitute 14.29% of the record, while eolian sand sheets represent 85.71% of the eolian deposits. The mean dune thickness in this distal zone measures 0.27 m.

Overall, the granulometry of eolian facies ranges from very fine to medium-grained sandstones. In the northern section (medial DFS), medium-grained eolian deposits are more frequent and exhibit a more pronounced bimodality. On the other hand, the central and southern sections show a granulometry range from very fine to fine sandstones, which are very well sorted. In some cases, these eolian deposits closely resemble fluvial Sm facies (Fig. 7B), making the distinction between eolian and fluvial facies more challenging.

## **DISCUSSION**

### **Considerations on the Rio do Rasto DFS setting**

The fluvial paleocurrent data obtained in this study reveals a general southeast (SE) trend in the northern and central sections (Figs. 2; 3). However, in the southern section, fluvial paleocurrents measured in outcrops without fluvial-eolian interactions show a northeast (NE) trend (Fig. 4), which converges with the central and northern sections (Fig. 1A). This finding supports previous paleocurrent data presented by Vesely & Schemiko (2017), in which the authors defended an endorheic basin model for the Rio do Rasto Formation. This analysis implies the existence of at least two different fluvial sources and subsequently two distributive fluvial systems converging into a depocenter between Brazil and Namibia (Vesely & Schemiko, 2017). Given this interpretation, the northern and central sections represent respectively the medial and distal portions of the northern DFS with a source from NW (Fig. 14A), while the southern section comprises a southern DFS with a source from SW (Fig. 14B).

Due to the presence of incised fluvial channels (Figs. 8; 13), the northern section and the 5-CA-21-RS well log from the southern section are interpreted to belong to the medial portions of the northern DFS and the southern DFS, respectively (Hartley *et al.*, 2010; Weissmann *et al.*, 2013). On the other hand, the central section,

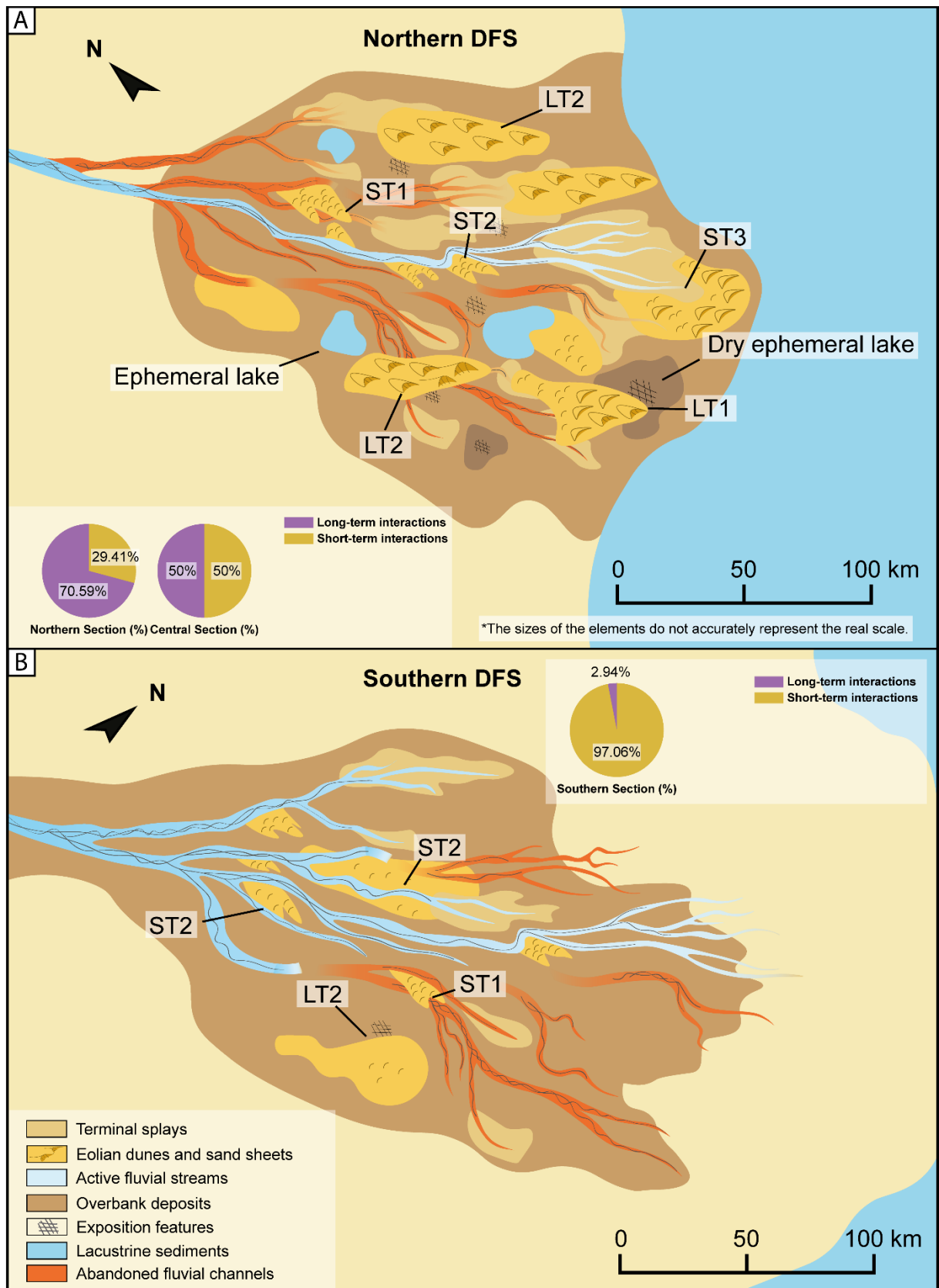
with its vast domain of terminal splays and associated ephemeral lakes/playa lakes (Vesely & Schemiko, 2017), is interpreted to represent the distal zone of the northern DFS. The 5-CA-101-RS and 5-CA79-RS well logs from the southern section are considered distal to the 5-CA-21-RS. In contrast, the distal zone of the southern DFS exhibits a vast domain of fluvial deposits, with few terminal splays associated (Fig. 4). It also presents thick fluvial sandstone successions composed of upper flow regime structures, represented in the record by Sl and Sh facies, with few to no overbank deposits at the top.

### **Significance of eolian deposition in the DFS record**

In terms of eolian deposition, as supported by this study and previous works (Schemiko *et al.*, 2014; Vesely & Schemiko, 2017; Scherer *et al.*, 2023), the Morro Pelado Member is primarily characterized by a fluvial-dominated succession, with eolian deposits appearing more frequently in the upper portion of the section near the Permian-Triassic Boundary (PTB) (Zhu *et al.*, 2020). The low sand supply, indicated by the wide occurrence of eolian sand sheets in response to the high water table (Kocurek & Havholm, 1993; Salvó Bernárdez *et al.*, 2022), combined with paleoenvironmental proxies such as fish, amphibian fossils, and schizhoneuras (Dias-Da-Silva, 2012; Bernardi *et al.*, 2017; Francischini *et al.*, 2018), suggests that eolian deposition occurred in a semi-humid to semi-arid context, probably penecontemporaneous to fluvial deposition.

In contrast to some examples of fluvial-eolian interactions observed in the distal zone of the DFS (Kelly & Olsen, 1993; Howell & Mountney, 1997; Cain & Mountney, 2009; Al-Masrahy & Mountney, 2015), the fluvial-lacustrine-eolian interactions within the Morro Pelado Member DFS do not represent the intertonguing between the DFS and a marginal erg. The highly diachronous record of the Morro Pelado Member DFS not only hampers regional correlation but also local correlation, as observed in the central section (Figs. 3) where all three subsections are tied by the top boundary with the Cretaceous Botucatu Formation. Therefore, this study suggests that eolian deposition throughout the record is inherent to the DFS, with eolian sediments provided by the DFS itself, similar to some modern analogs from the Andean Foreland Basin, such as the Parapetí (Fig. 9) and Guapay DFSs in Bolivia (Latrubesse *et al.*, 2012). Moreover, both fluvial and eolian granulometry do not change significantly between the three sections, often exhibiting similar maturity (Fig 8H; 8I). This

characteristic may indicate the recycling of previously deposited units (Vesely & Schemiko, 2017).



**Figure 14:** Generic depositional model illustrating the occurrence of fluvial-eolian-lacustrine interactions

in both the northern and southern sections of the DFS. A) Northern DFS and its associated interaction styles. B) Southern DFS and its associated interaction styles.

### Significance of long-term and short-term interactions in the DFS record

The regional distribution of both long-term and short-term interaction styles and their driving processes reveals significant differences in the fluvial setting between the northern and southern systems. In the northern DFS, long-term interactions (LT1 and LT2) predominate, as shown in Table 5. In the northern section (medial zone of the northern DFS), long-term interactions account for 70.59% of the record (Table 6), with LT2 representing 47.06% and LT1 accounting for 23.53% of the record (Table 3). In the central section (distal zone of the northern DFS), long-term interactions also prevail over short-term interactions, with LT1 comprising 38.24% and LT2 representing 11.76% of the record. Additionally, the significant presence of the LT1 interaction style in the central section reinforces its interpretation as the distal zone of the northern DFS, as this style is interpreted to be directly controlled by the lake's base level oscillation over time.

<b>Interaction style</b>	<b>Northern Section (%)</b>	<b>Central Section (%)</b>	<b>Southern Section (%)</b>
<b>Short-term</b>	29.41	50.00	97.06
<b>Long-term</b>	70.59	50.00	2.94
<b>Total</b>	100	100	100

**Table 6:** Combined proportion of short-term and long-term interaction styles by section.

Conversely, in the southern DFS, the scenario is the complete opposite, with short-term interactions, namely fluvial-eolian reworking (ST1 and ST2), comprising 97.06% of the record, representing almost all of the fluvial-eolian interactions in the southern section, while LT2 represents the remaining 2.94% (Table 6).

The prevalence of long-term interactions in the northern DFS may be attributed to certain aspects of the system. Active streams crossing the system tend to inhibit the formation of large eolian dunes due to constant reworking (Trewin, 1993; Salvó

Bernárdez *et al.*, 2022). The larger development of eolian bedforms (Kocurek & Dott, 1981; Mountney *et al.*, 1999) (Table 5; Figs. 12F; 13F) and associated exposition features (Figs. 8A; 11D; 12D; 13E; 13H) may suggest longer periods of fluvial quiescence (Soares *et al.*, 2020), indicating a fluvial input with high discharge variability from the north (Fig. 14A).

In the opposite direction, as seen in Table 6, the overwhelming prevalence of short-term interactions (fluvial-eolian reworking) in the southern DFS may be attributed to a bigger fluvial activity restricting the sand supply (Trewin, 1993; Mountney *et al.*, 1998). Thus, hampering the development of large eolian sets and favoring the prevalence of eolian sand sheets interbedded with fluvial deposits (Trewin, 1993; Ciccioli *et al.*, 2023). This may indicate a lower discharge variability in comparison to the northern DFS and a bigger and more steady fluvial input from west-southwest (Fig. 14B).

Considering the latitudinal amplitude of the basin, the difference in fluvial discharge between the northern and southern distributive fluvial systems is interpreted to be tied to different climate settings in each source.

Although long-term interactions without associated exposition features are recognized in previous works (Herries, 1993; Scherer & Lavina, 2005), the interpretation of cyclicity in the Morro Pelado Member is hindered by the absence of factors such as regional super-surfaces and a regional domain of eolian deposits.

## **CONCLUSIONS**

1. The regional distribution of long-term and short-term interaction styles reveals significant differences between the northern and southern DFSs. Long-term interactions predominate in the northern DFS, while short-term interactions dominate in the southern DFS. This difference may be attributed to variations in fluvial activity and sand supply.
2. Fluvial paleocurrent data reveals a southeast (SE) trend in the northern and central sections, while the southern section shows a northeast (NE) trend. This supports the existence of at least two different fluvial sources and two distributive fluvial systems converging into a depocenter between Brazil and Namibia, in agreement with the model proposed by Vesely & Schemiko (2017).
3. The presence of incised fluvial channels suggests that the northern section and the 5-CA-21-RS well log from the southern section belong to the medial portions of their respective DFSs. The central section, with its terminal splays and

ephemeral lakes, represents the distal zone of the northern DFS. The 5-CA-101-RS and 5-CA79-RS well logs from the southern section are considered distal to the 5-CA-21-RS.

4. Eolian deposits primarily appear in the upper portion of the section near the PTB, indicating an intensification of eolian activity near this boundary. The low sand supply, indicated by the prevalence of eolian sand sheets, and the presence of paleoenvironmental proxies suggest a semi-humid to semi-arid context for eolian deposition, often contemporaneous with fluvial deposition.
5. Fluvial-lacustrine-eolian interactions within the Morro Pelado Member DFS do not represent the interplay between the DFS and a marginal erg. Eolian deposition throughout the record is inherent to the DFS, with eolian sediments provided by the DFS itself.
6. The diachronous record of the Morro Pelado Member DFS hampers both regional and local correlation, making the interpretation of cyclicity challenging. Factors such as regional super-surfaces and a regional domain of eolian deposits are absent, further complicating the interpretation.

In summary, the study provides insights into the fluvial and eolian dynamics of the Rio do Rasto DFS. It highlights the presence of different fluvial sources, the distribution of eolian deposits, and the significance of long-term and short-term interactions in shaping the DFS architecture. However, the absence of certain factors limits the ability to establish a cyclical pattern within the Morro Pelado Member.

#### **DECLARATION OF COMPETING INTEREST**

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

#### **DATA AVAILABILITY**

The data that support the findings of this study are available from the corresponding author upon reasonable request.

#### **ACKNOWLEDGEMENTS**

Special thanks to my advisors, Ph.D. Manoela Bettarel Bállico and Ph.D. Adriano Domingos dos Reis, for their support and guidance throughout this research. I would also like to express my gratitude to the Fundação de Amparo à Pesquisa e Inovação do Estado de Santa Catarina (FAPESC) for funding this work. Additionally, I

acknowledge the International Association of Sedimentologists (IAS) for providing fieldwork grants and travel grants during the course of this study.

## REFERENCES

- Al-Masrahy, M.A. and Mountney, N.P.** (2015) A classification scheme for fluvial–aeolian system interaction in desert-margin settings. *Aeolian Research*, **17**, 67–88.
- Alessandretti, L., Machado, R., Warren, L.V., Assine, M.L. and Lana, C.** (2016) From source-to-sink: The Late Permian SW Gondwana paleogeography and sedimentary dispersion unraveled by a multi-proxy analysis. *Journal of South American Earth Sciences*, **70**, 368–382.
- Alessandretti, L., Warren, L.V., Assine, M.L., Machado, R. and Lana, C.** (2017) Reply to the comments on: “From source-to-sink: The Late Permian SW gondwana paleogeography and sedimentary dispersion unraveled by a multi-proxy analysis” [journal of South American earth sciences 70 (2016) 368–382] by Vesely & Schemiko. *Journal of South American Earth Sciences*, **76**, 218–224.
- Amarante, F.B. do, Scherer, C.M.S., Goso Aguilar, C.A., Reis, A.D. dos, Mesa, V. and Soto, M.** (2019) Fluvial-eolian deposits of the Tacuarembó formation (Norte Basin – Uruguay): Depositional models and stratigraphic succession. *Journal of South American Earth Sciences*, **90**, 355–376.
- Bállico, M.B., Scherer, C.M.S., Mountney, N.P., Souza, E.G., Reis, A.D., Raja Gabaglia, G.P. and Magalhães, A.J.C.** (2017) Sedimentary cycles in a Mesoproterozoic aeolian erg-margin succession: Mangabeira Formation, Espinhaço Supergroup, Brazil. *Sedimentary Geology*, **349**, 1–14.
- Basilici, G. and Führ Dal’ Bó, P.F.** (2010) Anatomy and controlling factors of a Late Cretaceous Aeolian sand sheet: The Marília and the Adamantina formations, NW Bauru Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, **226**, 71–93.
- Bernardi, M., Petti, F.M., Kustatscher, E., Franz, M., Hartkopf-Fröder, C., Labandeira, C.C., Wappler, T., van Konijnenburg-van Cittert, J.H.A., Peacock, B.R. and Angielczyk, K.D.** (2017) Late Permian (Lopingian) terrestrial ecosystems: A global comparison with new data from the low-latitude Bletterbach Biota. *Earth-Science Reviews*, **175**, 18–43.
- Besser, M.L., Brumatti, M. and Spisila, A.L.** (2021) Mapa geológico e de recursos minerais do estado do Paraná.

- Blakey, R.C., Havholm, K.G. and Jones, L.S.** (1996) Stratigraphic analysis of eolian interactions with marine and fluvial deposits, Middle Jurassic Page Sandstone and Carmel Formation, Colorado Plateau, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, **66**, 324–342.
- Bourquin, S., Guillocheau, F. and Péron, S.** (2009) Braided rivers within an arid alluvial plain (example from the Lower Triassic, western German Basin): recognition criteria and expression of stratigraphic cycles. *Sedimentology*, **56**, 2235–2264.
- Bryant, G., Cushman, R., Nick, K. and Miall, A.** (2016) Paleohydrologic controls on soft-sediment deformation in the Navajo Sandstone. *Sedimentary Geology*, **344**, 205–221.
- Cain, S.A. and Mountney, N.P.** (2009) Spatial and temporal evolution of a terminal fluvial fan system: The permian organ rock formation, South-east Utah, USA. *Sedimentology*. doi: 10.1111/j.1365-3091.2009.01057.x
- Christiano-de-Souza, I.C., Ricardi-Branco, F., Silva, A.M., Dash, L.G. El and Faria, R.S.** (2014) New approach for the study of paleofloras using geographical information systems applied to Glossopteris Flora. *Brazilian Journal of Geology*, **44**, 681–689.
- Ciccioli, P.L., Marensi, S.A., Salvó Bernárdez, S.C. and Limarino, C.O.** (2023) The Oligocene – Early Miocene erg in the western Andean basins: Patterns during the transition from eolian to fluvial sedimentation. *Journal of South American Earth Sciences*, **128**, 104456.
- Clemmensen, L.B., Olsen, H. and Blakey, R.C.** (1989) Erg-margin deposits in the Lower Jurassic Moenave Formation and Wingate Sandstone, southern Utah. *GSA Bulletin*, **101**, 759–773.
- Davidson, S.K., Hartley, A.J., Weissmann, G.S., Nichols, G.J. and Scuderi, L.A.** (2013) Geomorphic elements on modern distributive fluvial systems. *Geomorphology*. doi: 10.1016/j.geomorph.2012.09.008
- Dias-Da-Silva, S.** (2012) Middle–Late Permian tetrapods from the Rio do Rasto Formation, southern Brazil: A biostratigraphic reassessment. *Lethaia*, **45**, 109–120.
- Fielding, C.R., Ashworth, P.J., Best, J.L., Prokocki, E.W. and Smith, G.H.S.** (2012) Tributary, distributary and other fluvial patterns: What really represents the norm in the continental rock record? *Sedimentary Geology*, **261–262**, 15–32.



- Folk, R.L.** (1980) Petrology of sedimentary rocks. *Hemphill publishing company*.
- Folk, R.L., Andrews, P.B. and Lewis, D.W.** (1970) Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. <http://dx.doi.org/10.1080/00288306.1970.10418211>, **13**, 937–968.
- Formolo Ferronato, J.P., Scherer, C.M. dos S., de Souza, E.G., Domingos dos Reis, A. and de Mello, R.G.** (2019) Genetic units and facies architecture of a Lower Cretaceous fluvial-aeolian succession, São Sebastião Formation, Jatobá Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **89**, 158–172.
- Francischini, H., Dentzien-Dias, P., Guerra-Sommer, M., Menegat, R., Santos, J.O.S., Manfroi, J. and Schultz, C.L.** (2018) A middle Permian (Roadian) lungfish aestivation burrow from the Rio do Rasto Formation (Paraná Basin, Brazil) and associated U-Pb dating. *PALAIOS*, **33**, 69–84.
- Frederiksen, K.S., Clemmensen, L.B. and Lawætz, H.S.** (1998) Sequential architecture and cyclicity in Permian desert deposits, Brodick Beds, Arran, Scotland. *Journal of the Geological Society*, **155**, 677–683.
- Fryberger, S.G. and Schenk, C.J.** (1988) Pin stripe lamination: a distinctive feature of modern and ancient eolian sediments. *Sedimentary Geology*, **55**, 1–15.
- Hartley, A.J., Weissmann, G.S., Nichols, G.J. and Warwick, G.L.** (2010) Large distributive fluvial systems: Characteristics, distribution, and controls on development. *Journal of Sedimentary Research*. doi: 10.2110/jsr.2010.016
- Hême de Lacotte, V.J.P. and Mounthey, N.P.** (2022) A classification scheme for sedimentary architectures arising from aeolian-fluvial system interactions: Permian examples from southeast Utah, USA. *Aeolian Research*, **58**, 100815.
- Herries, R.D.** (1993) Contrasting styles of fluvial-aeolian interaction at a downwind erg margin: Jurassic Kayenta-Navajo transition, northeastern Arizona, USA. *Geological Society, London, Special Publications*, **73**, 199–218.
- Hollands, C.B., Nanson, G.C., Jones, B.G., Bristow, C.S., Price, D.M. and Pietsch, T.J.** (2006) Aeolian–fluvial interaction: evidence for Late Quaternary channel change and wind-rift linear dune formation in the northwestern Simpson Desert, Australia. *Quaternary Science Reviews*, **25**, 142–162.
- Holz, M., França, A.B., Souza, P.A., Iannuzzi, R. and Rohn, R.** (2010) 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*. doi: 10.1016/j.jsames.2009.04.004

- Howell, J. and Mountney, N.** (1997) Climatic cyclicity and accommodation space in arid to semi-arid depositional systems: an example from the Rotliegend Group of the UK southern North Sea. *Geological Society, London, Special Publications*, **123**, 63–86.
- Ielpi, A.** (2017) Lateral accretion of modern unvegetated rivers: remotely sensed fluvial–aeolian morphodynamics and perspectives on the Precambrian rock record. *Geological Magazine*, **154**, 609–624.
- Ielpi, A. and Ghinassi, M.** (2016) A sedimentary model for early Palaeozoic fluvial fans, Alderney Sandstone Formation (Channel Islands, UK). *Sedimentary Geology*, **342**, 31–46.
- Jones, L.S. and Schumm, S.A.** (1999) Causes of Avulsion: An Overview. *Fluvial Sedimentology VI*, 169–178.
- Kelly, S.B. and Olsen, H.** (1993) Terminal fans—a review with reference to Devonian examples. *Sedimentary Geology*, **85**, 339–374.
- Kern, H.P., Lavina, E.L.C., Paim, P.S.G., Girelli, T.J. and Lana, C.** (2021) Paleogeographic evolution of the southern Paraná Basin during the Late Permian and its relation to the Gondwanides. *Sedimentary Geology*, **415**, 105808.
- Kocurek, G.** (1988) First-order and super bounding surfaces in eolian sequences—Bounding surfaces revisited. *Sedimentary Geology*, **56**, 193–206.
- Kocurek, G. and Dott, R.H.** (1981) Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand. *Journal of Sedimentary Research*, **51**, 579–595.
- Kocurek, G. and Fielder, G.** (1982) Adhesion structures. *Journal of Sedimentary Petrology*. doi: 10.1306/212f8102-2b24-11d7-8648000102c1865d
- Kocurek, G. and Havholm, K.G.** (1993) Eolian sequence stratigraphy - a conceptual framework. *Siliciclastic sequence stratigraphy: recent developments and applications*, **169**, 393–409.
- Krapf, C.B.E., Stollhofen, H. and Stanistreet, I.G.** (2003) Contrasting styles of ephemeral river systems and their interaction with dunes of the Skeleton Coast erg (Namibia). *Quaternary International*, **104**, 41–52.
- Kraus, M.J.** (1999) Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. *Earth-Science Reviews*, **47**, 41–70.
- Langer, M.C., Eltink, E., Bittencourt, J.S. and Rohn, R.** (2009) Serra do Cadeado, PR: uma janela paleobiológica para o Permiano continental sulamericano [Serra do Cadeado, PR: a paleobiological window for the South American continental

- Permian]. Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil 433–450.
- Langford, R.P.** (1989) Fluvial-aeolian interactions: Part I, modern systems. *Sedimentology*, **36**, 1023–1035.
- Langford, R.P.** and **Chan, M.A.** (1989) Fluvial-aeolian interactions: Part II, ancient systems. *Sedimentology*, **36**, 1037–1051.
- Latrubesse, E.M., Stevaux, J.C., Cremon, E.H., May, J.H., Tatumi, S.H., Hurtado, M.A., Bezada, M. and Argollo, J.B.** (2012) Late Quaternary megafans, fans and fluvio-aeolian interactions in the Bolivian Chaco, Tropical South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **356–357**, 75–88.
- Lavina, E.** (1991) Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná. *Tese de Doutorado Universidade Federal do Rio Grande do Sul*, **1**, 450.
- Liu, B. and Coulthard, T.J.** (2015) Mapping the interactions between rivers and sand dunes: Implications for fluvial and aeolian geomorphology. *Geomorphology*, **231**, 246–257.
- Lizzoli, S., Raigemborn, M.S. and Varela, A.N.** (2021) Controls of pedogenesis in a fluvial-eolian succession of Cenomanian age in northern Patagonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **577**, 110549.
- Lucas, S.G. and Shen, S.Z.** (2018) The Permian timescale: An introduction. *Geological Society Special Publication*, **450**, 1–19.
- Miall, A.D.** (1996) The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology.
- Miall, A.D.** (1977) A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Science Reviews*, **13**, 1–62.
- Miall, A.D.** (1988) Facies Architecture in Clastic Sedimentary Basins. 67–81.
- Milani, E.J., Gonçalves De Melo, J.H., De Souza, P.A., Fernandes, L.A. and França, A.B.** (2007) Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**, 265–287.
- Milani, J.E.** (1997) Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a dinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental.
- Mountney, N., Howell, J., Flint, S. and Jerram, D.** (1998) Aeolian and alluvial deposition within the Mesozoic Etjo Sandstone Formation, northwest Namibia. *Journal of African Earth Sciences*, **27**, 175–192.
- Mountney, N.P.** (2006) Periodic accumulation and destruction of aeolian erg

- sequences in the Permian Cedar Mesa Sandstone, White Canyon, southern Utah, USA. *Sedimentology*, **53**, 789–823.
- Mountney, N.P., Howell, J., Flint, S. and Jerram, D.** (1999) Climate, sediment supply and tectonics as controls on the deposition and preservation of the aeolian-fluvial Etjo Sandstone Formation, Namibia. *Journal of the Geological Society*, **156**, 771–777.
- Newell, A.J.** (2001) Bounding surfaces in a mixed aeolian–fluvial system (Rotliegend, Wessex Basin, SW UK). *Marine and Petroleum Geology*, **18**, 339–347.
- Ng, C., Vega, C.S. and Maranhão, M. da S.A.S.** (2019) Mixed carbonate-siliciclastic microfacies from Permian deposits of Western Gondwana: Evidence of gradual marine to continental transition or episodes of marine transgression? *Sedimentary Geology*, **390**, 62–82.
- Nichols, G.** (2012) Endorheic Basins. *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances*, 621–632.
- Nichols, G.J. and Fisher, J.A.** (2007) Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. *Sedimentary Geology* 195:75–90.
- North, C.P. and Warwick, G.L.** (2007) Fluvial Fans: Myths, Misconceptions, and the End of the Terminal-Fan Model. *Journal of Sedimentary Research*, **77**, 693–701.
- Olariu, C., Zhou, C., Steel, R., Zhang, Z., Yuan, X., Zhang, J., Chen, S., Cheng, D. and Kim, W.** (2021) Controls on the stratal architecture of lacustrine delta successions in low-accommodation conditions. *Sedimentology*, **68**, 1941–1963.
- Priddy, C.L. and Clarke, S.M.** (2020) The sedimentology of an ephemeral fluvial–aeolian succession. *Sedimentology*, **67**, 2392–2425.
- Reis, A.D. Dos, Marlon Dos Santos Scherer, C., Owen, A., Bochi Amarante, F. DO, Pedro Formolo Ferronato, A., Pantopoulos, G., Galv, E., Souza, A. DE, Bettarel, M.B. and Alejandro Goso Aguilar, E.** (2022) A quantitative depositional model of a large distributive fluvial system (Megafan) with terminal aeolian interaction: The Upper Jurassic Guar DFS in southwestern Gondwana. *Journal of Sedimentary Research*, **92**, 460–485.
- Reis, A.D. dos, Scherer, C.M. dos S., Amarante, F.B. do, Rossetti, M. de M.M., Kifumbi, C., Souza, E.G. de, Ferronato, J.P.F. and Owen, A.** (2019) Sedimentology of the proximal portion of a large-scale, Upper Jurassic fluvial–aeolian system in Paraná Basin, southwestern Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, **95**, 102248.

- Retallack, G.J.** (1988) Field recognition of paleosols. *Special Paper of the Geological Society of America*, **216**, 1–20.
- Retallack, G.J.** (2008) Soils of the Past: An Introduction to Paleopedology: Second Edition. *Soils of the Past: An Introduction to Paleopedology: Second Edition*, 1–404.
- Rocha-Campos, A.C., Basei, M.A.S., Nutman, A.P., Santos, P.R., Passarelli, C.R., Canile, F.M., Rosa, O.C.R., Fernandes, M.T., Ana, H.S. and Veroslavsky, G.** (2019) U-Pb Zircon Dating of Ash Fall Deposits from the Paleozoic Paraná Basin of Brazil and Uruguay: A Reevaluation of the Stratigraphic Correlations. <https://doi.org/10.1086/701254>, **127**, 167–182.
- Rohn, R.** (1994) Evolução ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná.
- Salvo Bernárdez, S., Zabala Medina, P., Limarino, C., Bonomo, N. and Osella, A.** (2022) Fluvial-aeolian interaction deposits in the Andean Foreland basin (Northwest Argentina): Architecture and facies model. *Aeolian Research*, **54**, 100754.
- Schemiko, D.C.B., Vesely, F.F., Fernandes, L.A. and Soweck, G.A.** (2014) Distinção dos elementos deposicionais fluviais, eólicos e lacustres do Membro Morro Pelado, Permiano Superior da Bacia do Paraná. *Geologia USP - Serie Cientifica*, **14**, 29–46.
- Scherer, C.M.S. and Lavina, E.L.C.** (2005) Sedimentary cycles and facies architecture of aeolian-fluvial strata of the Upper Jurassic Guarú Formation, southern Brazil. *Sedimentology*, **52**, 1323–1341.
- Scherer, C.M.S., Lavina, E.L.C., Dias Filho, D.C., Oliveira, F.M., Bongioiolo, D.E. and Aguiar, E.S.** (2007) Stratigraphy and facies architecture of the fluvial–aeolian–lacustrine Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, **194**, 169–193.
- Scherer, C.M.S., Reis, A.D., Horn, B.L.D., Bertolini, G., Lavina, E.L.C., Kifumbi, C. and Goso Aguiar, C.** (2023) The stratigraphic puzzle of the permo-mesozoic southwestern Gondwana: The Paraná Basin record in geotectonic and palaeoclimatic context. *Earth-Science Reviews*, **240**, 104397.
- Schneider, R., Mühlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R.A. de, Daemon, R.F. and Nogueira, A.A.** (1974) Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: *Congresso brasileiro de Geologia*, **28**, 41–65.

- Soares, M.V.T., Basilici, G., Dal' Bó, P.F., da Silva Marinho, T., Mountney, N.P., Colombera, L., de Oliveira, E.F. and da Silva, K.E.B.** (2018) Climatic and geomorphologic cycles in a semiarid distributive fluvial system, Upper Cretaceous, Bauru Group, SE Brazil. *Sedimentary Geology*, **372**, 75–95.
- Soares, M.V.T., Basilici, G., Lorenzoni, P., Colombera, L., Mountney, N.P., Martinelli, A.G., Ferreira Mesquita, Á., da Silva Marinho, T., Váscónez García, R.G. and Marconato, A.** (2020) Landscape and depositional controls on palaeosols of a distributive fluvial system (Upper Cretaceous, Brazil). *Sedimentary Geology*, **410**, 105774.
- Stanistreet, I.G. and Stollhofen, H.** (2002) Hoanib River flood deposits of Namib Desert interdunes as analogues for thin permeability barrier mudstone layers in aeolianite reservoirs. *Sedimentology*, **49**, 719–736.
- Stollhofen, H., Stanistreet, I.G., Rohn, R., Holzförster, F. and Wanke, A.** (2000) AAPG Studies in Geology# 46, Chapter 6: The Gai-As Lake System, Northern Namibia and Brazil.
- Sweet, M.L.** (1999) Interaction between aeolian, fluvial and playa environments in the Permian Upper Rotliegend Group, UK southern North Sea. *Sedimentology*, **46**, 171–187.
- Tirsgaard, H. and Øxnevad, I.E. i.** (1998) Preservation of pre-vegetational mixed fluvio–aeolian deposits in a humid climatic setting: an example from the Middle Proterozoic Eriksfjord Formation, Southwest Greenland. *Sedimentary Geology*, **120**, 295–317.
- Trewin, N.H.** (1993) Controls on fluvial deposition in mixed fluvial and aeolian facies within the Tumblagooda Sandstone (Late Silurian) of Western Australia. *Sedimentary Geology*, **85**, 387–400.
- Veiga, G.D. and Spalletti, L.A.** (2007) The Upper Jurassic (Kimmeridgian) fluvial–aeolian systems of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Gondwana Research*, **11**, 286–302.
- Veiga, G.D., Spalletti, L.A. and Flint, S.** (2002) Aeolian/fluvial interactions and high-resolution sequence stratigraphy of a non-marine lowstand wedge: the Avilé Member of the Agrio Formation (Lower Cretaceous), central Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology*, **49**, 1001–1019.
- Ventra, D. and Clarke, L.E.** (2018) Geology and geomorphology of alluvial and fluvial fans: Current progress and research perspectives. *Geological Society Special*

- Publication*, **440**, 1–21.
- Ventra, D. and Nichols, G.J.** (2014) Autogenic dynamics of alluvial fans in endorheic basins: Outcrop examples and stratigraphic significance. *Sedimentology*, **61**, 767–791.
- Vesely, F.F. and Schemiko, D.C.B.** (2017) Comment on “From source to sink: The late Permian SW Gondwana paleogeography and sedimentary dispersion unraveled by a multi-proxy analysis” by Alessandretti et al. (2016). *Journal of South American Earth Sciences*, **96**, 101671.
- Viana, C.D., Grohmann, C.H., dos Santos Toledo Busarello, M. and Garcia, G.P.B.** (2018) Structural analysis of clastic dikes using Structure from Motion - Multi-View Stereo: a case-study in the Paraná Basin, southeastern Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, **48**, 839–852.
- Walker, R.G. and James, N.P.** (1992) Facies Models: response to sea level changes. *Geological Association of Canada*, 407.
- Warren, L. V., Almeida, R.P., Hachiro, J., Machado, R., Roldan, L.F., Steiner, S.S. and Chamani, M.A.C.** (2008) Evolução sedimentar da Formação Rio do Rasto ( Permo-Triássico da Bacia do Paraná ) na porção centro sul do estado de Santa Catarina, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**, 213–227.
- Weissmann, G.S., Hartley, A.J., Nichols, G.J., Scuderi, L.A., Olson, M., Buehler, H. and Banteah, R.** (2010) Fluvial form in modern continental sedimentary basins: Distributive fluvial systems. *Geology*, **38**, 39–42.
- Weissmann, G.S., Hartley, A.J., Scuderi, L.A., Nichols, G.J., Davidson, S.K., Owen, A., Atchley, S.C., Bhattacharyya, P., Chakraborty, T., Ghosh, P., Nordt, L.C., Michel, L. and Tabor, N.J.** (2013) Prograding distributive fluvial systems-geomorphic models and ancient examples. *SEPM Special Publications*, **104**, 131–147.
- Wildner, W., Camozzato, E., Toniolo, J.A., Binotto, R.B., Iglesias, C.M.F. and Laux, J.H.** (2014) Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina. Porto Alegre: CPRM, 2014. Escala 1:500.000. Geologia do Brasil e de Cartografia Geológica Regional. In: Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Ministério de Minas e Energia, Serviço Geológico do Brasil. <http://geobank.cprm.gov.br/>.
- Xu, H., Liu, Y., Kuang, H. and Peng, N.** (2019) Late Jurassic fluvial–eolian deposits from the Tianchihe Formation, Ningwu–Jingle Basin, Shanxi Province, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, **174**, 245–262.

**Zhu, Z., Kuang, H., Liu, Y., Benton, M.J., Newell, A.J., Xu, H., An, W., Ji, S., Xu, S., Peng, N. and Zhai, Q.** (2020) Intensifying aeolian activity following the end-Permian mass extinction: Evidence from the Late Permian–Early Triassic terrestrial sedimentary record of the Ordos Basin, North China. *Sedimentology*, **67**, 2691–2720.