

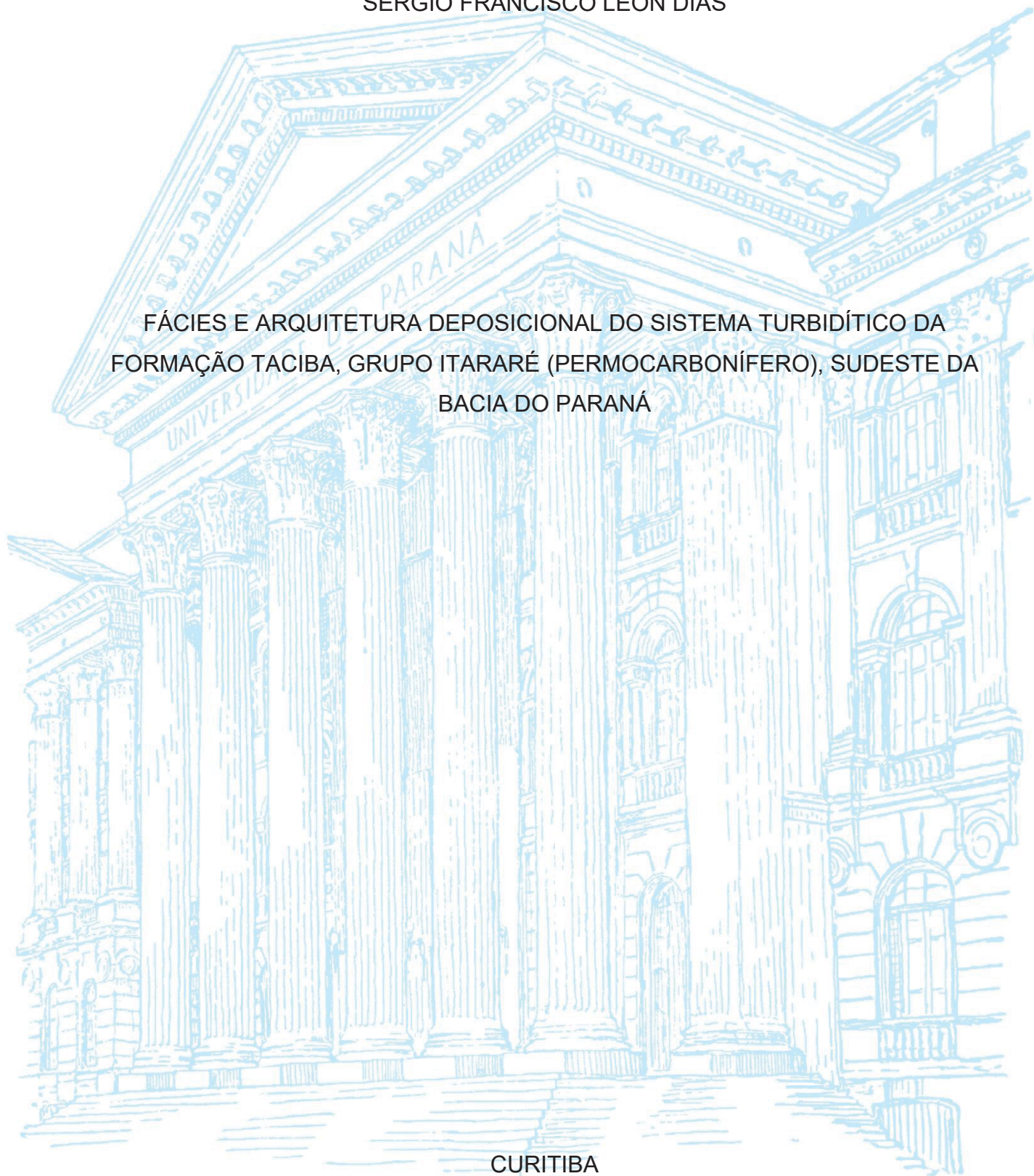
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

SÉRGIO FRANCISCO LEON DIAS

FÁCIES E ARQUITETURA DEPOSICIONAL DO SISTEMA TURBIDÍTICO DA
FORMAÇÃO TACIBA, GRUPO ITARARÉ (PERMOCARBONÍFERO), SUDESTE DA
BACIA DO PARANÁ

CURITIBA

2024



SÉRGIO FRANCISCO LEON DIAS

FÁCIES E ARQUITETURA DEPOSICIONAL DO SISTEMA TURBIDÍTICO DA
FORMAÇÃO TACIBA, GRUPO ITARARÉ (PERMOCARBONÍFERO), SUDESTE DA
BACIA DO PARANÁ

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito à obtenção do título de Mestre em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Fernando Farias Vesely
Coorientador: Dr. Ronaldo Paulo Kraft

CURITIBA

2024

DADOS INTERNACIONAIS DE CATALOGAÇÃO NA PUBLICAÇÃO (CIP)
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SISTEMA DE BIBLIOTECAS – BIBLIOTECA DE CIÊNCIA E TECNOLOGIA

Dias, Sérgio Francisco Leon

Fácies e arquitetura deposicional do sistema turbidítico da formação Itararé, grupo Itararé (permocarbonífero), sudeste da bacia do Paraná / Sérgio Francisco Leon Dias. – Curitiba, 2024.

1 recurso on-line : PDF.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia.

Orientador: Fernando Farias Vesely

Coorientador: Ronaldo Paulo Kraft

1. Sedimentação e depósitos. 2. fácies (Geologia). I. Universidade Federal do Paraná. II. Programa de Pós-Graduação em Geologia. III. Vesely, Fernando Farias. IV. Kraft, Ronaldo Paulo. V. Título.

Bibliotecário: Leticia Priscila Azevedo de Sousa CRB-9/2029

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da Dissertação de Mestrado de **SÉRGIO FRANCISCO LEON DIAS** intitulada: **FÁCIES E ARQUITETURA DEPOSICIONAL DO SISTEMA TURBIDÍTICO DA FORMAÇÃO TACIBA, GRUPO ITARARÉ (PERMOCARBONÍFERO), SUDESTE DA BACIA DO PARANÁ**, sob orientação do Prof. Dr. FERNANDO FARIAS VESELY, que após terem inquirido o aluno e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa. A outorga do título de mestre está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 11 de Julho de 2024.

Assinatura Eletrônica

11/07/2024 14:54:32.0

FERNANDO FARIAS VESELY

Presidente da Banca Examinadora

Assinatura Eletrônica

12/07/2024 15:33:55.0

PIERRE MUZZI MAGALHÃES

Avaliador Externo (PETRÓLEO S.A.)

Assinatura Eletrônica

12/07/2024 14:39:37.0

ROBERTO TINTERRI

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE DE PARMA)

AGRADECIMENTOS

A conclusão deste trabalho representa não apenas a realização de um objetivo acadêmico, mas também o resultado de uma trajetória repleta de desafios e aprendizados. Ao longo desse percurso, contei com o apoio de diversas pessoas e instituições, às quais devo meu mais profundo agradecimento.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Fernando Vesely, expresso minha imensa gratidão por toda a orientação, paciência e dedicação durante este trabalho. Suas valiosas contribuições e apoio foram fundamentais para o desenvolvimento desta pesquisa. Da mesma forma, agradeço ao meu coorientador, Dr. Ronaldo Kraft, por seu suporte essencial e por suas contribuições ao longo deste processo.

Aos colegas do Laboratório de Análise de Bacias (LABAP) e da UFPR, Itararé, Tarso, Gabriela, Coxinha, Thammy, Mérolyn, Vanessa, Deise e Liliane, Sereneski, Sebastião e Giordano, agradeço pela troca de experiências, pelo apoio nos momentos difíceis e pela colaboração em diversos aspectos científicos ao longo do mestrado.

Um agradecimento especial à Giovana Rebelo, pela parceria e contribuições fundamentais para a elaboração do artigo. Agradeço também a Guillan Fayad pelo companheirismo e pela ajuda indispensável durante os trabalhos de campo.

À Universidade Federal do Paraná (UFPR) e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo apoio institucional e financeiro, essenciais para a realização desta pesquisa.

Aos meus familiares, em especial ao meu pai, Dorval Dias, uma grande referência técnica para mim, à minha mãe, Carolina Leon, e à minha irmã, Cecília Dias, por todo o amor, incentivo e apoio incondicional em todos os momentos durante o andamento da minha pesquisa.

Por fim, mas não menos importante, agradeço à minha namorada, Brunna Desiderio, cujo apoio foi crucial nos momentos finais deste trabalho, e aos meus amigos de Porto Alegre, Carlos, Felipe, Henry, Dandara, Elise e Sara, e aos meus amigos do Rio, Gabriel, Raphael, Lucas e Breno, por estarem sempre ao meu lado, oferecendo apoio, compreensão e momentos de descontração que tornaram esta caminhada mais leve.

A todos, o meu muito obrigado.

RESUMO

Análise da arquitetura de sistemas turbidíticos é fundamental para compreender os processos sedimentares e prever a qualidade dos reservatórios na exploração de hidrocarbonetos. Modelos tradicionais frequentemente retratam sistemas com uma única fonte de alimentação, enquanto alguns estudos introduziram modelos para sistemas alimentados por múltiplas fontes. Este estudo foca no Membro Rio Segredo da Formação Taciba na Bacia do Paraná, Brasil, que é interpretado como um complexo de lobos alimentados por delta. A pesquisa tem como objetivo elucidar os processos sedimentológicos e a arquitetura deposicional deste sistema. A unidade turbidítica analisada faz parte da Formação Taciba (Grupo Itararé) que é dividida em Membro Rio Segredo (arenitos) e Membro Chapéu do Sul (diamictitos). O Membro Rio Segredo é caracterizado por turbiditos arenosos depositados em um sistema deltaico progradacional. O trabalho de campo envolveu 16 perfis sedimentológicos ao longo de uma seção de 87 km, analisando tipos de camadas e suas principais características sedimentares. O estudo identificou 17 tipos de camadas, agrupadas em correntes de turbidez do tipo *surge* (STB), correntes de turbidez de longa duração (LTB), fluxos híbridos (HEB) e depósitos de transporte em massa (MTD). Cada tipo de camada foi interpretado com base nos processos de deposição, variando de correntes de turbidez de alta energia a fluxos de massa. Camadas de evento híbrido, ricas em fragmentos de plantas, sugerem transformações de fluxo devido à erosão do substrato e controles topográficos. Essas camadas são particularmente prevalentes nas partes basais da sucessão, indicando ocorrência significativa durante o início das sucessões dos lobos progradacionais. A unidade turbidítica exibe uma geometria "*sheet-like*", estendendo-se por mais de 87 km com uma espessura máxima de 40 metros. Os depósitos foram classificados em quatro subambientes: eixo de lobo, fora do eixo de lobo, margem do lobo e margem distal do lobo. Medições de paleocorrente indicam direções dominantes para noroeste e sudoeste, possivelmente indicando dois pontos de alimentação para o sistema. O Membro Rio Segredo foi interpretado como um único complexo de lobo composto por sete lobos e sete interlobos, refletindo padrões de empilhamento compensatório. O modelo deposicional alinha-se com o modelo de rampa submarina alimentada por delta, caracterizado por lobos lateralmente coalescentes alimentados por múltiplos condutos. Esta configuração resulta em áreas deposicionais amplas e desconfinadas, com alto teor de areia e geometrias "*sheet-like*". Este estudo aprimora a compreensão dos sistemas turbidíticos alimentados por delta, fornecendo *insights* detalhados sobre a arquitetura interna e os processos deposicionais do Membro Rio Segredo. Os resultados destacam a complexidade e variabilidade dos processos sedimentares em tais sistemas, enfatizando a importância dos controles autogênicos e paleofisiográficos na formação de complexos de lobos turbidíticos.

Palavras-chave: Membro Rio Segredo, Sistemas de turbiditos alimentados por delta, Arquitetura de lobos, Fluxos gravitacionais de sedimentos

ABSTRACT

The architecture of turbidite systems is fundamental for understanding sedimentary processes and predicting reservoir quality in hydrocarbon exploration. Traditional models often depict systems with a single point source, while some studies have introduced models for systems fed by multiple sources. This study focuses on Rio Segredo Member of Taciba Formation in Paraná Basin, Brazil, interpreted as a delta-fed lobe complex. The research aims to elucidate sedimentological processes and depositional architecture of this system. The turbidite unit analyzed is part of Taciba Formation within Itararé Group, divided into Rio Segredo Member (sandstones) and Chapéu do Sul Member (diamictites). Rio Segredo Member is characterized by sandy turbidites deposited in a progradational deltaic system. Fieldwork involved 16 sedimentological logs across an 87 km transect, analyzing bed types and sedimentary features. The study identified 17 bed types, grouped into surge-like turbidity currents (STB), long-lived turbidity currents (LTB), hybrid flows (HEB), and mass transport deposits (MTD). Each bed type was interpreted based on depositional processes, ranging from high-energy turbidity currents to mass flows. Slurry-hybrid beds, rich in mud and plant fragments, suggest flow transformations due to substrate erosion and topographic controls. These beds are particularly prevalent in basal parts of the succession, indicating significant occurrence during the onset of progradational fan successions. The turbidite unit exhibits a "sheet-like" geometry, extending for over 87 km with a maximum thickness of 40 meters. The deposits were classified into four sub-environments: lobe axis, lobe off-axis, lobe fringe, and distal lobe fringe, based on bed thickness, amalgamation, and depositional geometry. Paleocurrent measurements indicate dominant northwest and southwest directions, possibly indicating two feeding points for the system. Rio Segredo Member was interpreted as a single lobe complex composed of seven lobes and seven interlobes, reflecting compensational stacking patterns. The depositional model aligns with the delta-fed submarine ramp model, characterized by laterally coalescing lobes fed by multiple conduits. This configuration results in broad, unconfined depositional areas with high sand content and "sheet-like" geometries. This study enhances the understanding of delta-fed turbidite systems by providing detailed insights into Rio Segredo Member's internal architecture and depositional processes. The findings highlight the complexity and variability of sedimentary processes in such systems, emphasizing the importance of autogenic and paleophysiographic controls in shaping turbidite lobe complexes.

Keywords: Rio Segredo Member, Delta-fed turbidites systems, Lobe architecture, Sediment gravity flows

ÍNDICE DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1. Mapa de localização da área de estudo.....	18
Figura 2. Tipos de fluxos gravitacionais de sedimentos, seus comportamentos dinâmicos, os respectivos tipos de fluxo baseados nos mecanismos de suporte de sedimento. Modificado de Middleton & Hampton, 1973 e Tinterri et al., 2020.	20
Figura 3. Fluxo de detritos, corrente de turbidez e processos de tração operando em um fluxo de sedimentos por gravidade. A) fluxo de detritos sem o fenômeno da hidroplanagem, B) fluxo de detritos com hidroplanagem. Modificado de Sohn, 2000.	23
Figura 4. Sucessão ideal de uma camada de evento híbrido. Modificado de Haughton et al., 2009.	25
Figura 5. Perfil de velocidade de uma corrente de turbidez, notar a morfologia bipartida. Modificado de Sanders, 1965.....	27
Figura 6. Morfologia de uma corrente de turbidez ideal. Modificado de Pickering et al., 1986 e Tinterri et al., 2020.	28
Figura 7. Depósito ideal de uma corrente de turbidez de alta densidade. Modificado de Lowe, 1982.....	30
Figura 8. Sequência ideal de uma camada de turbidito e as suas respectivas interpretações. Modificado de Bouma, 1962, Lowe, 1982, Mutti, 1992 e d'Ávila, 2008.....	32
Figura 9. Esquema de classificação preditiva de fácies turbidíticas e suas respectivas localizações em um sistema turbidítico. Modificado de Mutti, 2003. ...	33
Figura 10. Comparação entre a sequência de Bouma (1962) os estágios de Lowe (1982) e as fácies de Mutti (1992). Modificado de Tinterri <i>et al.</i> , 2020.	34
Figura 11. Sistema turbidítico genérico e seus principais elementos deposicionais. Modificado de Nichols, 2009.	36
Figura 12. Modelo conceitual da geometria de depósitos de Levees externos e internos. Modificado de Nakajima et al., 2009.....	40
Figura 13. Subdivisão interna de um lobo distributário composto por (1) canal distributário (<i>distributary channel</i>), (2) ápice do lobo (<i>lobe apex</i>), (3) eixo do lobo (<i>lobe axis</i>), (4) fora do eixo do lobo (<i>lobe off-axis</i>), (5) margem	

do lobo (<i>lobe fringe</i>) e (6) franja distal do lobo (<i>lobe distal fringe</i>). Extraído de Prélat <i>et al.</i> , 2009.....	42
Figura 14. Esquema hierárquico de Prélat <i>et al.</i> (2009) em que são definidos os as unidades de complexo de lobo, lobo, elemento de lobo e camada. Modificado de Prélat <i>et al.</i> , 2009.....	43
Figura 15. Bloco esquemático ilustrando os diversos tipos de <i>pinch-outs</i> deposicionais num complexo de leque submarino. Modificado de Amy, 2019.	45
Figura 16. Mapa da área de estudo inserida na área aflorante do grupo Itararé. Destaque para os turbiditos do Mb. Rio Segredo, objeto de estudo. Modificado de Vesely <i>et al.</i> , 2021.	47
Figura 17. A) C) Location of the studied area comprised between Donna Emma and Mafra, Santa Catarina Brazil. B) Simplified stratigraphic chart of the Itararé Group, emphasizing Rio Segredo Mb. Modified from Vesely <i>et al.</i> , 2021.	54
Figura 18. Sub-environments of lobe axis, lobe off-axis, lobe fringe, and distal lobe fringe <i>sensu</i> Prélat <i>et al.</i> , 2009.....	59
Figura 19. Seventeen distinct bed types were identified and described based on lithofacies sequences. These bed types were interpreted in terms of specific depositional processes driven by various gravity flows and classified into four groups: surge-like turbidity (STB), long-lived turbidity currents (hyperpycnal flows) (LTB), hybrid flows (HEB), and mass transport deposits (MTD). The figure presents the characteristics and main appearances of these bed types in measured logs.	60
Figura 20. A) Amalgamated beds of STB-1 at the CCV-03 outcrop, noting the lateral variation in the number of beds due to flow erosion. B) Detail of the base with load casts of STB-1. C) Detail of the base with load casts of STB- 3. D) Planar-parallel lamination throughout the STB-5 bed. E) Detail of current ripple in STB-7, with flow direction from left to right. F) Beds of STB-8. G) Successive thin beds forming the heterolithic interval of STB- 9.	63
Figura 21. A) Variation of structures in a single depositional event marking successive waxing cycles in the LTB-1 bed. B) Planar-parallel lamination at the base transitioning to climbing ripples towards the top in the LTB-2 bed, with flow direction from right to left. C) Bed entirely composed of	

climbing ripples in the LTB-3 bed, with flow direction from right to left. D) Bipartite bed of HEB-1. E) Detail of HEB-1 showing only the H3 portion with sand injections and pseudonodules. F) Different intervals of HEB-2, focusing only on the H3 and H5 divisions. G) Detail of the muddy sandy portion with abundant penecontemporaneous deformation, in the H3 division there is an abundant presence of muddy intraclasts and plant fragments. H) Bipartite bed of HEB-3 occurring at the base of Lobo 1 in the CPU-10 outcrop.....67

Figura 22. A) Deformed interval of the MTD-1 bed at the CCP-14 outcrop. B) Detail of the portion with various recumbent folds with no preferred fold-axis orientations. C) General aspect of the RHR-16 outcrop showing the various brecciated intervals of the MTD-2 bed. D) E) Detail of the blocks at the base of the MTD-2 megabed. F) Example of one of the STB-9 heterolithic blocks, fully verticalized and deformed at the base of the MTD-2 megabed.71

Figura 23. A) Photomosaic of the AFR-09 outcrop. B) Interpretation highlighting sandy units in yellow, heterolithic units in light gray, and shales of the Lontras Member in dark gray. Note the high morphology interpreted by Fallgatter (2015) as a shale diapir. C) Detail of fluidization and load casts. D) Detail of the relationship between onlaps at the edge of the high morphology and load casts in a retroactive process of self-influence.....74

Figura 24. A) Photomosaic of the Cachoeira Paulista outcrop (CPU-10). B) Interpretation highlighting sandy units in yellow, HEB occurrences in green, heterolithic units in light gray, and shales of the Lontras Member in dark gray. C) Detailed photo of HEB-3. D) Detailed photo of HEB-1.75

Figura 25. Sedimentary logs with graphical representations of bed types and facies associations. Logs PML-01, RDA-02, CCV-03, VLG-04, CIN-05, PPT-06.77

Figura 26. Sedimentary logs with graphical representations of bed types and facies associations. Logs ESP-07, BRP-08, AFR-09, CPU-10, SRV-11.78

Figura 27. Sedimentary logs with graphical representations of bed types and facies associations. Logs TIN-12, BRN-13, CCP-14, DMM-15, RHR-16.....79

Figura 28. Paleocurrent map of the study area demonstrating the two preferential directions.....	84
Figura 29. A) Stratigraphic correlation of 12 logs demonstrating the depositional evolution of the lobe complex, along with the 7 identified lobes and 7 interlobes. B) Map showing the logs used for correlation. C) Total paleocurrent. D) Evolution of the lobe cent Evolution of the lobe centroids in the system.	86
Figura 30. Depositional model of the lobe complex along with its main sedimentological processes. In detail, the 4 identified process groups and their main sub-environments of occurrence, with modifications from Ogata et al., 2014, Tinterri & Piazza, 2019 and Zavala, 2020	90

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	16
1.1 APRESENTAÇÃO	16
1.2 OBJETIVOS	17
1.3 ÁREA DE ESTUDO.....	18
2 PROCESSOS E DEPÓSITOS RELACIONADOS A SISTEMAS TURBIDÍTICOS	19
2.1 FLUXOS GRAVITACIONAIS DE SEDIMENTOS	19
2.1.1 Fluxo de Detritos	22
2.1.2 Fluxo de Grãos	23
2.1.3 Fluxos Híbridos	24
2.1.4 Fluxo Fluidificado e Liquefeito	26
2.1.5 Correntes de Turbidez.....	26
2.1.5.1 Turbiditos.....	31
2.2 SISTEMA TURBIDÍTICO.....	36
2.2.1 Cânions	37
2.2.2 Canais	38
2.2.3 Levees.....	39
2.2.4 Lobos.....	40
2.3 <i>PINCH-OUTS</i> ASSOCIADOS A SISTEMAS TURBIDÍTICOS.....	44
3 CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO	47
4 MATERIAIS E MÉTODOS	50
5 RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	51
5.1 SEDIMENTOLOGICAL PROCESSES AND LOBE ARCHITECTURE OF A DELTA-FED SANDY LOBE COMPLEX (EARLY PERMIAN, PARANÁ BASIN, BRAZIL).....	52
5.1.1 INTRODUCTION	53
5.1.2 GEOLOGICAL SETTING	55
5.1.3 METHODS AND KEY DEFINITIONS	57
5.1.4 RESULTS.....	59
5.1.4.1 BED TYPES	59
5.1.4.2 BED TYPES DISTRIBUTION	72
5.1.4.3 FACIES ASSOCIATIONS AND DEPOSITIONAL SUB-ENVIRONMENTS ...	80
5.1.4.4 STRATIGRAPHIC ARCHITECTURE OF THE LOBE COMPLEX	82

5.1.5 DISCUSSION	86
5.1.6 CONCLUSION	92
6 CONCLUSÕES	94
7 REFERÊNCIAS.....	95

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Turbiditos são importantes reservatórios de hidrocarbonetos, os quais chegaram a ser responsáveis por cerca 88,6% das reservas totais de óleo e gás até o ano de 2007 (Bruhn, 1998), nas bacias marinhas profundas, principalmente, na Bacia de Campos. Com o crescente interesse econômico na região da margem equatorial, após anos de intensa exploração e produção do Pré-Sal, torna-se necessário ampliar e repor as reservas de petróleo e gás do Brasil. Nesse contexto, os estudos dos sistemas turbidíticos e suas várias características geológicas se tornam relevantes para avançar nas atividades exploratórias, pois é fundamental revisar e expandir os modelos geológicos de acordo com o conhecimento atual. Essa atualização é essencial para reduzir o risco exploratório e a incerteza associada aos modelos de exploração em depósitos turbidíticos.

Como resultado, o êxito recente nas explorações de depósitos turbidíticos na Guiana Francesa e na Margem Africana tem impulsionado a expansão para novas fronteiras exploratórias em águas profundas e ultra-profundas nas bacias brasileiras da margem equatorial. Especificamente, as bacias da Foz do Amazonas, Pará-Maranhão e Barreirinhas têm despertado interesse significativo (Petrobras, 2014; Pellegrini & Ribeiro, 2018).

O Permo-carbonífero da Bacia do Paraná, no estado de Santa Catarina, contém um conspicuo intervalo turbidítico situado estratigraficamente na base da Formação Taciba. Esse intervalo, que aflora por cerca de 180 km entre Mafra e Alfredo Wagner, foi estudado em trabalhos recentes (e.g. d'Ávila, 2009; Puigdomenech *et al.*, 2014; Fallgater, 2015; Valdez *et al.* 2019; Schemiko *et al.*, 2019; Vesely *et al.*, 2021). Nesses estudos, dados sobre as fácies e sobre o empilhamento estratigráfico foram produzidos. Contudo, a geometria externa desse complexo turbidítico e natureza dos elementos deposicionais são ainda pouco compreendidos. Este trabalho pretende explorar essas questões a partir do mapeamento da porção centro-norte do complexo, entre Doutor Pedrinho e Mafra.

1.2 OBJETIVOS

Estudos anteriores realizados em turbiditos no norte de Santa Catarina, identificaram uma variação significativa das fácies, indo de arenosas a lamosas, em uma escala de dezenas de quilômetros (e.g. d'Ávila, 2009; Puigdomenech *et al.*, 2014; Fallgater, 2015; Valdez *et al.* 2019; Schemiko *et al.*, 2019; Vesely *et al.*, 2021). Essa variação pode ser análoga às terminações de camadas que formam trapas estratigráficas.

A dissertação tem como objetivo, através da correta utilização do método científico, fazer uma análise detalhada dos afloramentos de turbiditos da porção superior do Grupo Itararé, Fm. Taciba, Membro Rio Segredo, para estabelecer parâmetros faciológicos e arquitetônicos de terminações de depósitos turbidíticos, *pinch-outs*, que sejam aplicáveis a modelos análogos de reservatórios em subsuperfície.

1. Avaliar a relação espacial entre os turbiditos espessos (arenosos), os turbiditos delgados (areno-lamosos), a fim de determinar o estilo de terminação (*pinch-out*) das fácies arenosas e seus respectivos controles faciológicos e arquitetônicos;
2. Determinar a geometria deposicional e a arquitetura do sistema ou do complexo turbidítico.

1.3 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo (Fig. 1), está localizada nas porções aflorantes do Grupo Itararé, situada a norte do estado de Santa Catarina. Essa região abrange os municípios de Mafra, Doutor Pedrinho e Presidente Getúlio.

O estudo realizará o levantamento de 20 afloramentos, distribuídos em uma área aproximada de 2.500 km². Essa área é delimitada pelas coordenadas UTM que variam de 616.896 m E a 654.629 m E, e de 7.100.925 m S a 7.014.942 m S.

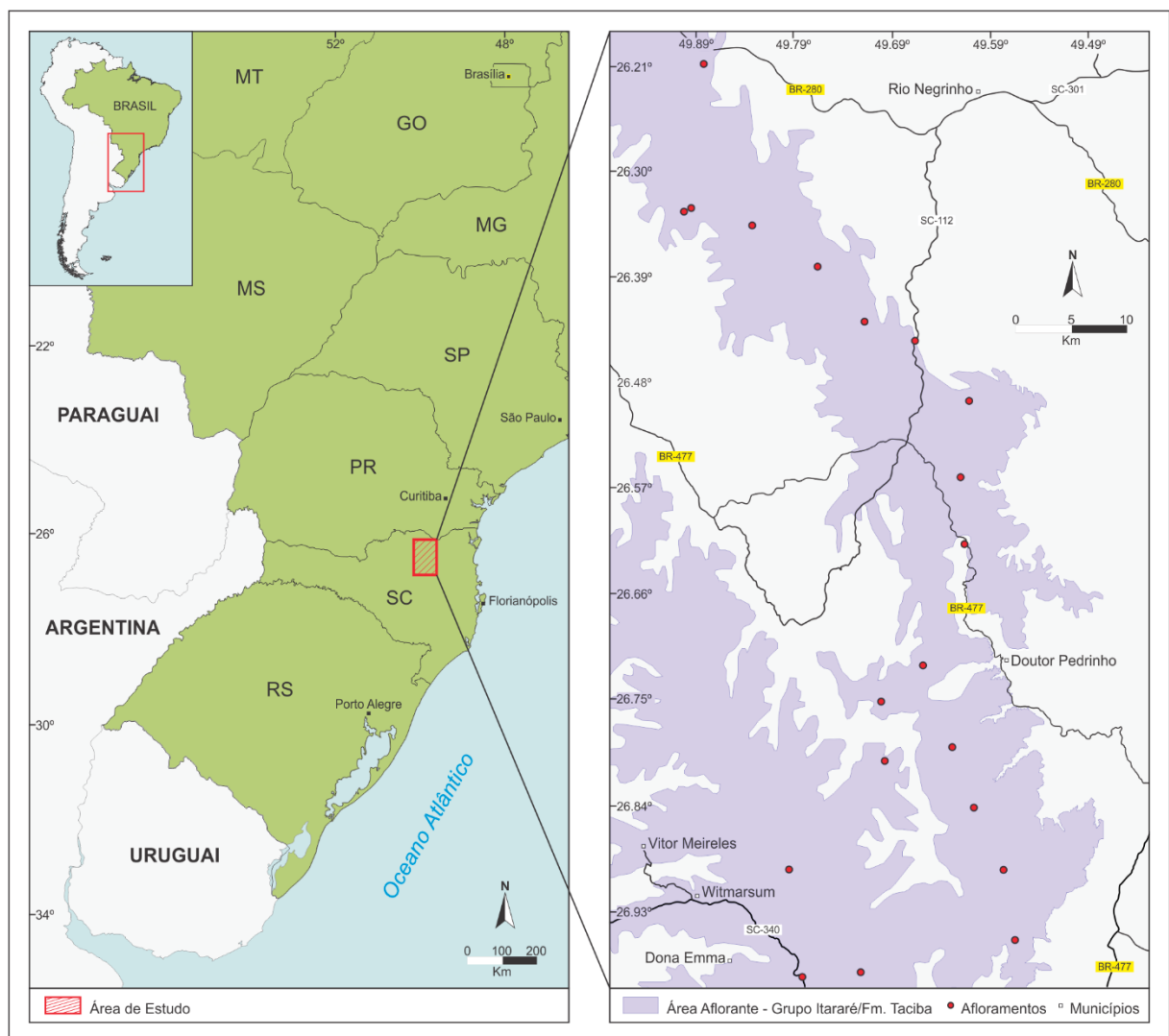


Figura 1. Mapa de localização da área de estudo.

2 PROCESSOS E DEPÓSITOS RELACIONADOS A SISTEMAS TURBIDÍTICOS

Ambientes marinhos de águas profundas possuem normalmente energia deposicional baixa, nas quais as sedimentações pelágica, hemipelágica e correntes de contorno são os principais processos que transportam sedimentos finos por suspensão, principalmente silte e argila, para regiões situadas abaixo do nível base das ondas de tempestade (Arnott, 2010). Entretanto, ocorrem ocasionalmente eventos deposicionais de maior energia, tais como fluxos gravitacionais de massa e de sedimento, responsáveis por transportar areia e cascalho mar adentro e que são capazes de formar leques submarinos de grande proporção (Arnott, 2010; Rotzien *et al.*, 2022).

O presente capítulo engloba os principais processos sedimentares relacionados à turbiditos, os elementos deposicionais de um leque submarino e como trapas estratigráficas do tipo *pinch-out* estão relacionadas a esses sistemas.

2.1 FLUXOS GRAVITACIONAIS DE SEDIMENTOS

Dentre os vários processos de deposição presentes em ambientes marinhos profundos, tais como fluxos gravitacionais de massa, fluxos gravitacionais de sedimentos e correntes de contorno, os fluxos gravitacionais de sedimentos são os mecanismos mais comuns responsáveis pelo transporte de sedimentos para regiões mais profundas da bacia e, por consequência, pela formação de sistemas turbidíticos. Os fluxos gravitacionais de sedimentos são caracterizados pela mistura de sedimento e fluido que fluem talude abaixo devido à ação da energia potencial gravitacional e à diferença de densidade entre o fluxo e o meio circundante, seja em contexto subaéreo ou subaquático (Middleton & Hampton, 1973; Lowe, 1982).

Os fluxos gravitacionais de sedimentos, que podem ser definidos com base em diferentes características intrínsecas, como descrito por diversos autores (Middleton e Hampton, 1973; Lowe, 1979, 1982; Pickering *et al.*, 1986; Postma, 1986; Mutti, 1992; Mulder & Alexander, 2001; Haughton *et al.*, 2009, Talling *et al.*, 2012), são identificáveis nos depósitos sedimentares através de classificações e interpretações relacionadas ao mecanismo de suporte de grãos e à reologia do fluido e permitem o reconhecimento dos processos deposicionais correspondentes. (Middleton & Hampton, 1973; Lowe, 1979, 1982; Postma, 1986; Shanmugam, 2000).

A classificação proposta por Middleton & Hampton (1973) descreve quatro tipos de fluxos (Fig. 2), com base em seus respectivos mecanismos de suporte de grãos, responsáveis por manter as partículas em suspensão nos fluxos gravitacionais de sedimentos. São eles: (1) fluxo de detritos, onde os grãos maiores são suportados pela força coesiva da matriz, composta por uma mistura de sedimentos finos e fluidos intersticiais; (2) fluxo de grãos, no quais os grãos são suportados pela pressão dispersiva causada pela colisão entre as partículas; (3) fluxos fluidificados, onde os grãos são suportados pelo fluxo ascendente de fluidos intersticiais; (4) correntes de turbidez, onde os grãos são suportados pela turbulência do fluido.

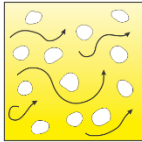
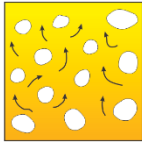
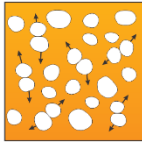
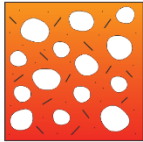
Comportamento Dinâmico	Fluxos Gravitacionais de Sedimentos			
	Fluxos Fluidos Diluídos (comportamento viscoso não-newtoniano)		Fluxos Densos (comportamento viscoso não-newtoniano)	
Tipos de Fluxo	Correntes de Turbidez	Fluxos Liquefeitos e/ou Fluidizados	Fluxo de Grãos (Fluxo de Detritos não-coesivo)	Fluxo de Detritos Coesivo
Mecanismos de Suporte de Sedimento	 Turbulência	 Movimento Ascendente de um Fluxo de Fluido	 Colisão entre Grãos (Pressão Dispersiva)	 Coesão entre Grãos (Matriz)

Figura 2. Tipos de fluxos gravitacionais de sedimentos, seus comportamentos dinâmicos, os respectivos tipos de fluxo baseados nos mecanismos de suporte de sedimento. Modificado de Middleton & Hampton, 1973 e Tinterri et al., 2020.

Posteriormente, Lowe (1979) associou as propriedades reológicas e os mecanismos de suporte dos grãos a cada tipo de fluxo. Classificou o comportamento dos fluxos em plástico (não newtoniano ou binghamiano) e fluido, se referindo aos tipos de fluxo de detritos e fluxo de fluidos, respectivamente. Lowe (1979) também definiu fluxos liquefeitos, onde o suporte pelo fluido de escape intersticial ascendente atua parcialmente, e fluxos fluidificados, no qual o mesmo tipo de mecanismo de suporte de grãos atua totalmente. Em Lowe (1982), através da análise das populações de diversos tamanhos de grãos, a corrente de turbidez previamente classificada foi subdividida em corrente de turbidez de alta densidade e baixa densidade. Além disso,

o autor estabelece que os processos deposicionais são relacionados a uma progressão contínua do fluxo talude abaixo, na qual a sequência se dá por fluxos de detritos, fluxos de grãos, corrente de turbidez de alta densidade, e por último, corrente de turbidez de baixa densidade.

Na tabela 1 abaixo estão as classificações dos fluxos gravitacionais de sedimentos e suas principais características sumarizadas.

Tabela 1. Classificação dos tipos de fluxo. Modificado de Mulder & Alexander, 2001.

Comportamento Dinâmico	Mecanismo de Suporte de Sedimento	Tipo de Fluxo	
Fluido	Turbulência	Correntes de Turbidez de Baixa Densidade	
		Correntes de Turbidez de Alta Densidade	
	Movimento Ascendente de um Fluxo de Fluido	Fluxos Liquefeitos e/ou Fluidificados	
Misto ou Transicional	Misto ou Transicional	Fluxos <i>Slurry</i> e/ou Fluxos Híbridos	
Plástico	Colisão entre Grãos (Fricção)	Fluxo de Detritos	Fluxo de Grãos (Friccional)
	Coesão entre Grãos (argilas)		Fluxo de Detritos Coesivos

Em complemento aos estudos anteriores, Haughton *et al.* (2009) introduziram a classificação de fluxos híbridos, permitindo distinguir depósitos de fluxos que exibiam comportamento misto/transicional entre coesivos (fluxos de detritos, fluxos de lama) e não-coesivos (correntes de turbidez de alta e baixa densidade, fluxos de detritos não-coesivos) em um ponto específico.

É importante ressaltar que as classificações dos tipos de fluxo, que consideram tanto os mecanismos de suporte de partículas quanto a reologia, ou até mesmo uma combinação complementar entre eles, dependem de inferências a partir do registro sedimentar. No entanto, é comum que esse registro seja incompleto e de difícil

análise, o que torna a determinação dos tipos de fluxos gravitacionais de sedimentos um processo complexo.

2.1.1 Fluxo de Detritos

Os fluxos de detritos (debris flow), também conhecidos como fluxos de detritos coesivos, são caracterizados como fluxos binghamianos por apresentarem viscosidade variável e dependente das tensões cisalhantes aplicadas, além de exibirem comportamento dinâmico plástico. São saturados em água e contêm uma alta concentração de sedimentos e o mecanismo de suporte de sedimentos ocorre por meio da resistência da força coesiva da matriz (*cohesive matrix strength*) (Hampton, 1972; Middleton & Hampton, 1973; Lowe, 1979). Lowe (1979) introduziu o termo "fluxo de detritos coesivo" para descrever um tipo de fluxo em que a coesão entre os grãos desempenha um papel fundamental como mecanismo de suporte. Além disso, o autor também classifica o "fluxo de detritos não-coesivo", onde a colisão entre os grãos (pressão dispersiva) é o mecanismo dominante. Esse último termo está relacionado à classificação proposta por Middleton & Hampton (1973) como fluxo de grãos.

A mistura entre argila e água da matriz, representa valores entorno de 5% do volume total do fluxo, e proporciona um efeito de sustentação por flutuação que reduz o peso dos clastos, diminui a pressão dispersiva e lubrifica os grãos (Rodine & Johnson, 1976; Lowe, 1982). Por vezes, tal propriedade da matriz reduz o atrito entre o fluxo e a superfície do substrato, hidroplanagem (Fig. 3), o que possibilita o deslocamento dos fluxos de detritos por longas distâncias ao longo do talude, mesmo em taludes com inclinações muito suaves (1° a 2°) (d'Ávila *et al.*, 2008). Por outro lado, fluxos de detritos que exibem sinais de erosão na base indicam velocidades mais baixas, sem a ocorrência do fenômeno da hidroplanagem (Sohn, 2000).

Uma vez que o comportamento dinâmico é plástico, quando a resistência da matriz supera a tensão cisalhante, os sedimentos são depositados de uma só vez, "*en masse*", onde o acamamento ou laminações originais não são mais distinguíveis (Lowe, 1979; Stow *et al.*, 1996). Além disso, depósitos espessos podem apresentar gradação inversa, que resulta do aumento da resistência da matriz em direção ao topo da camada, e gradação normal, que caracteriza fluxos de detritos menos coesivos (Stow *et al.*, 1996). Fluxos de detritos não desenvolvem estruturas sedimentares tratativas devido à sua alta viscosidade.

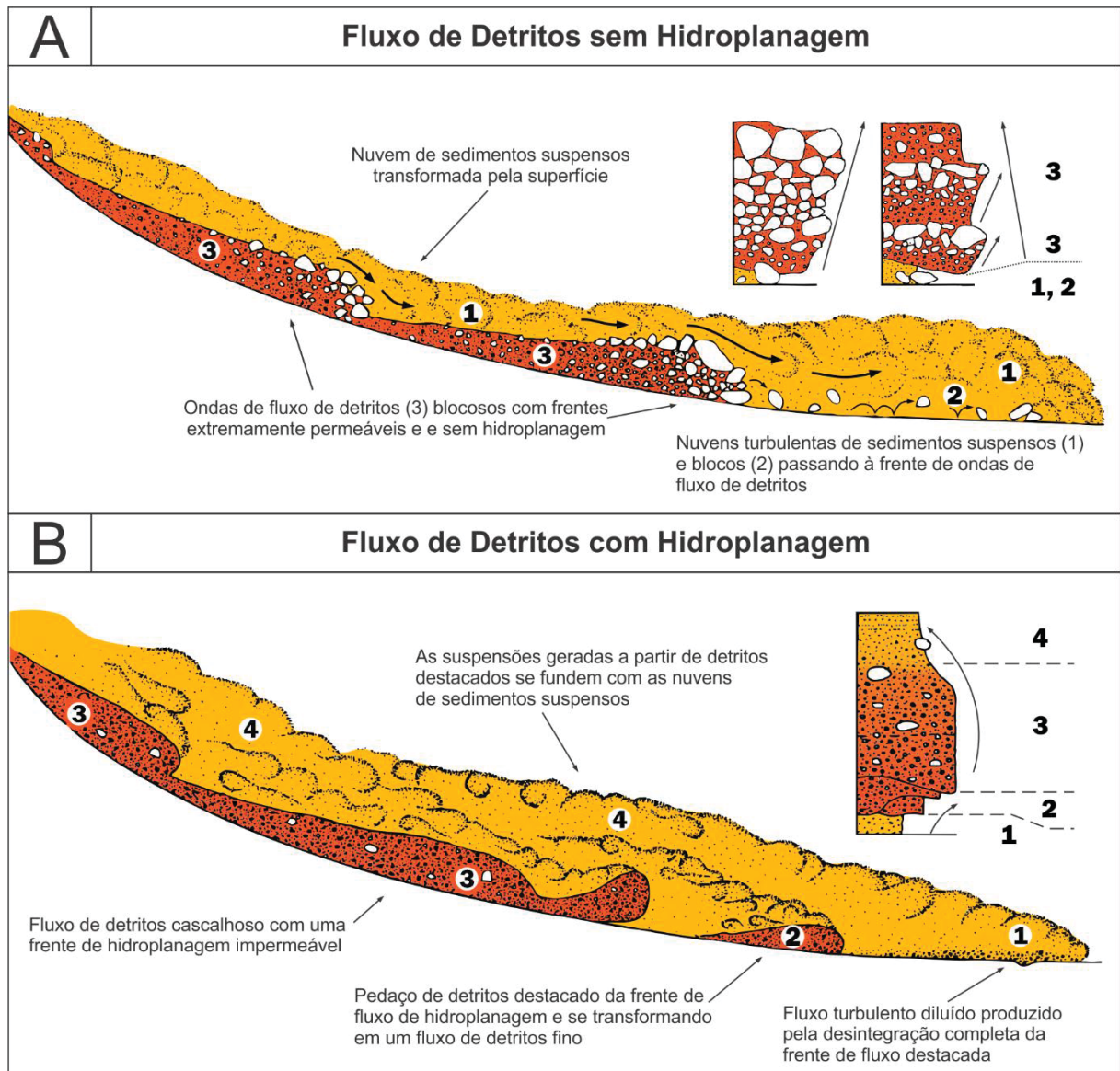


Figura 3. Fluxo de detritos, corrente de turbidez e processos de tração operando em um fluxo de sedimentos por gravidade. A) fluxo de detritos sem o fenômeno da hidroplanagem, B) fluxo de detritos com hidroplanagem. Modificado de Sohn, 2000.

2.1.2 Fluxo de Grãos

O fluxo de grãos (*grain flow*), também conhecido como fluxo de detritos não-coesivo, é caracterizado por um comportamento dinâmico plástico, em que o mecanismo de suporte de sedimentos dominante é a colisão entre grãos, gerando pressão dispersiva (Middleton & Hampton, 1973; Lowe, 1982). Fluxos de grãos podem ser observados tanto em ambientes subaéreos quanto em ambientes subaquáticos, ocorrendo em gradientes elevados.

A deposição ocorre por congelamento friccional, resultante do aumento do atrito à medida que a declividade do talude diminui. Os depósitos frequentemente exibem gradações inversas, que são geradas pela pressão dispersiva na região da base do fluxo ou por “peneiramento cinético” (segregação granulométrica) durante o deslocamento do fluxo, com a queda dos grãos menores e a ascensão dos grãos maiores (Lowe, 1982).

Em depósitos relacionados a fluxo de grãos, a gradação inversa é comum em camadas compostas por seixos (64-256 mm), o que reflete a alta pressão dispersiva entre granulometrias de maior tamanho (Lowe, 1982). No entanto, em camadas constituídas por cascalhos (2-64 mm), é comum a ausência de gradação ou a presença de gradação inversa pouco desenvolvida. Isso sugere uma pressão dispersiva relativamente baixa e uma capacidade limitada de classificação por tamanho de grão (Lowe, 1976). Caso o fluxo de grãos se torne mais turbulento com a incorporação de água talude abaixo, evoluindo para correntes de turbidez de alta densidade, pode ocorrer a presença de camadas com gradação normal (Lowe, 1982).

2.1.3 Fluxos Híbridos

De acordo com Haughton *et al.* (2009), foi proposta uma classificação complementar denominada de fluxo híbrido (*co-genetic flows*). Essa abordagem se concentra no depósito resultante e nas reologias inferidas, bem como no estado de turbulência do tipo de fluxo responsável por sua formação (Haughton *et al.*, 2003, 2009). Os fluxos híbridos apresentam reologias tanto fluidas como plásticas e podem exibir comportamento dinâmico laminar, misto/transicional ou turbulento. Consequentemente, os depósitos exibem características distintivas em relação à sua geometria, textura e estrutura, além de apresentarem uma distribuição bem definida em escala de sistema, ocorrendo principalmente nas bordas laterais e/ou distais de sistemas dominados por processos de fluxo turbulento (Amy & Talling, 2006; Talling *et al.*, 2007; Haughton *et al.*, 2009).

Camadas híbridas (Fig. 4) são caracterizadas por mudanças abruptas, progressivas e/ou cíclicas no comportamento do fluxo e geralmente, possuem três membros finais evidentes na análise do empilhamento vertical: (1) camadas que apresentam evidências de uma mudança ascendente de transporte coesivo para não-coesivo; (2) camadas que mostram alternância de comportamento não-coesivo para

coesivo, por vezes cobertas por depósitos de fluxo não-coesivo novamente; (3) camadas que registram variações cíclicas mais complexas de fluxo mais coesivo para menos coesivo (Haughton *et al.*, 2009).

Em relação à presença de lama nos depósitos de eventos híbridos, há uma distinção em comparação aos depósitos turbidíticos tradicionais. Nos depósitos turbidíticos, as argilas são depositadas a partir da suspensão durante a fase final do fluxo, formando uma cobertura de lama bem definida. No entanto, nos eventos híbridos, as argilas estão dispersas e misturadas com sedimentos mais grossos ao longo da parte superior de toda a camada (Haughton *et al.*, 2003, 2009).

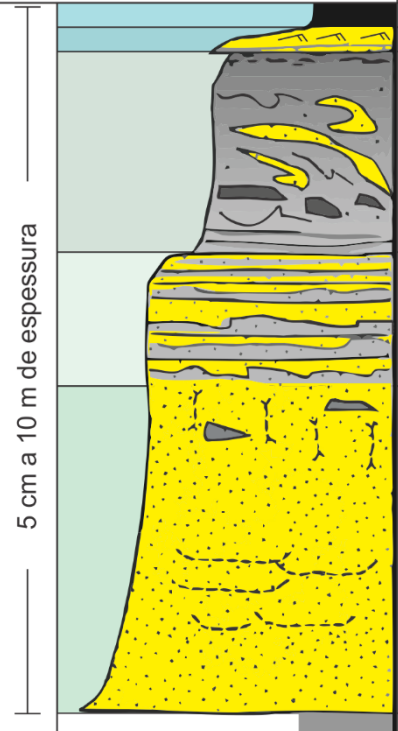
Camada de Evento Híbrido			
Sucessão Ideal		Divisões	Interpretação
	H5	Lamito maciço	Decantação hemi/pelágica
	H4	Ripples e/ou laminação pp	Tração por corrente mais diluída
	H3	Areia lamosa + intraclastos, injeções arenosas, grânulos esparços. Fragmentos carbonáceos no topo	Fluxo de detritos coesivos, modificado localmente por injeção arenosa e parcialmente retrabalhado no topo
	H2	Areias mais claras alternadas por areias mais escuras. Estruturas de carga na base das camadas mais claras. Estruturas de fluidização	Fluxo transicional com supressão de turbulência devido a incorporação de lama
	H1	Intraclastos lamosos cercados por arenito limpo. Areia gradada a não gradada, sem estrutura, relativamente limpa, geralmente com intraclastos lamosos concentrados no topo	Corrente de turbidez de alta densidade

Figura 4. Sucessão ideal de uma camada de evento híbrido. Modificado de Haughton *et al.*, 2009.

Haughton *et al.* (2009) descrevem uma sucessão ideal de um depósito de evento híbrido, com até cinco divisões internas, da base ao topo: (H1) arenito com ausência ou baixo teor de argila, (H2) um intervalo, misto ou transicional, geralmente arenito intercalado por lama, (H3) arenitos lamosos ou lamitos arenosos com ou sem intraclastos argilosos, e com ou sem injeções de areia, (H4) arenito mais fino, com

estruturas como laminação plano-paralela e/ou *ripples*, frequentemente contendo laminações escuras com intraclastos de argila e matéria vegetal; e (H5) uma cobertura de lamito que gradualmente sobrepõe o H4, cuja parte inferior pode conter pseudonódulos de areia.

2.1.4 Fluxo Fluidificado e Liquefeito

Fluxos fluidificados/liquefeitos são aqueles onde, os grãos são mantidos em suspensão devido à alta pressão de poros do fluido e ao seu movimento ascendente. Isso se dá quando houver suficiente aceleração do fluxo devido ao gradiente do talude e pressão de poros elevada, os grãos são mantidos em suspensão pelo fluido intersticial, o qual tende a escapar (Stow *et al.*, 1996). Geralmente a suspensão é desencadeada por uma perturbação abrupta no empacotamento dos grãos, como ondas de choque ou falhamentos no talude, que resulta em um aumento repentino da pressão intersticial. (Lowe, 1982; Stow *et al.*, 1996).

Os depósitos resultantes são caracterizados por serem maciços, apresentando feições de escape de fluidos, tais como estruturas em prato e pilar (*dish and pillar structures*), estruturas convolutas e de carga, chaminés e vulcões de areia (Stow *et al.*, 1996; d'Ávila *et al.*, 2008). Do ponto de vista econômico, o escape de fluidos pode comprometer a qualidade dos reservatórios de petróleo, devido à infiltração de argila no espaço intergranular da rocha (d'Ávila *et al.*, 2008).

2.1.5 Correntes de Turbidez

Correntes de turbidez se caracterizam pelo predomínio da turbulência do próprio fluxo como o principal mecanismo de suporte de sedimentos (Kuenen & Migliorini, 1950; Middleton & Hampton, 1973; Stow, 1996). No entanto, por meio da análise de depósitos associados a correntes de turbidez (turbiditos), verificou-se que outros mecanismos de suporte de sedimentos atuam de maneira secundária ao longo da evolução do fluxo. Tendo isso em consideração, Mutti (1992) define as correntes de turbidez como um tipo de fluxo gravitacional bipartido (Fig. 5), composto por uma camada basal granular que flui devido à pressão excessiva nos poros e a condições inerciais, e por uma camada superior mais diluída e turbulenta.

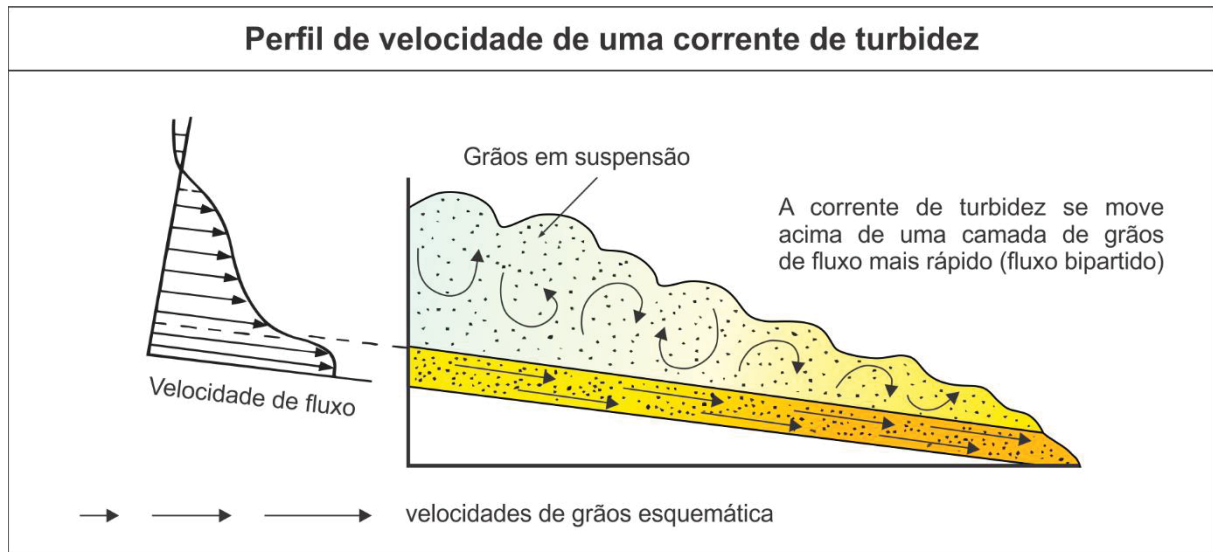


Figura 5. Perfil de velocidade de uma corrente de turbidez, notar a morfologia bipartida. Modificado de Sanders, 1965.

O **desencadeamento** (*trigger*) das correntes de turbidez pode estar relacionado a uma ampla variedade de processos que ocorrem nas porções mais proximais do talude. Esses processos podem estar ligados tanto a eventos catastróficos de curta duração, como ondas de tempestade, colapso de taludes íngremes e terremotos, quanto a eventos de duração mais prolongada, como cheias fluviais (Middleton & Hampton, 1973; Lowe, 1982; Mutti, 1992; Mulder & Alexander, 2001). Além disso, as correntes de turbidez podem ser resultado da transformação e diluição de fluxos mais coesivos, como fluxo de detritos e/ou fluxo de grãos, que ocorreram previamente, em decorrência dos eventos mencionados anteriormente (Lowe, 1982; Fischer, 1983).

Definida por Pickering *et al.* (1986), a morfologia de uma corrente de turbidez (Fig. 6) foi dividida em três domínios: (1) Cabeça, a porção frontal com velocidade mais rápida e até duas vezes mais espessa que o restante do fluxo, onde os grãos mais grossos são transportados; (2) Corpo, a porção central da corrente, onde o fluxo é aproximadamente uniforme; (3) Cauda, a porção posterior do fluxo, onde ocorre um rápido adelgaçamento do fluxo e os grãos mais finos são transportados.

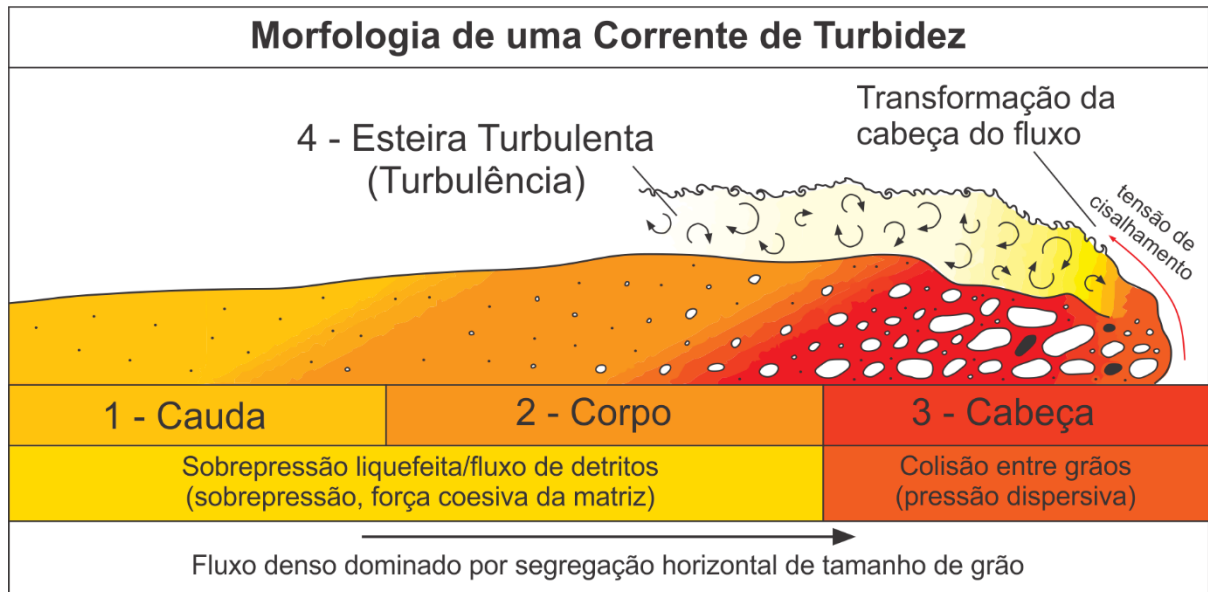


Figura 6. Morfologia de uma corrente de turbidez ideal. Modificado de Pickering et al., 1986 e Tinterri et al., 2020.

Com as velocidades mais rápidas do fluxo, a cabeça da corrente de turbidez é uma região de intensa erosão que provoca escavações no substrato capazes de serem preservadas no depósito final e gerar paleocorrentes que refletem o fluxo original que as gerou. Collison *et al.* (2006) definem esse tipo de paleocorrente como marcas de sola (*sole mark*), sendo um amplo grupo de estruturas geradas por erosão encontradas na base das camadas. As marcas de sola podem ser subdivididas em dois grupos: marcas de escavação e preenchimento (*scour marks*), como turboglifos (*flute casts*), e marcas de objetos (*tool marks*), como sulcos (*grooves*).

Durante o processo de erosão causado pelo movimento da corrente de turbidez talude abaixo, uma grande quantidade de sedimentos é incorporada de volta ao fluxo (Kneller & Buckee, 2000; Mulder, 2011). Esses sedimentos podem influenciar o equilíbrio dinâmico da corrente de turbidez em relação à presença de sedimentos finos. A entrada de mais sedimentos finos resulta em maior turbulência na camada superior do fluxo e na formação de uma lâmina lubrificante na camada basal, que é capaz de transportar os sedimentos por maiores distâncias. Por outro lado, a perda de sedimentos finos leva ao aumento do atrito entre os grãos, resultando em desaceleração do fluxo e deposição de sedimentos mais grossos (Mutti *et al.*, 1999; Kneller & Buckee, 2000; Mulder, 2011).

Através de análises descritivas dos depósitos de turbiditos, Lowe (1982) define três populações granulométricas e seus possíveis mecanismos de suporte de grãos.

(1) A População 1 possui tamanho de grãos que varia de argila a areia média e é possivelmente suportada pela turbulência do fluxo. (2) A População 2 abrange grãos que variam de areia grossa a seixos pequenos, os quais podem ser suportados por uma combinação de turbulência, flutuabilidade (*buoyant lift*) e decantação dificultada (*hindered settling*). (3) Já a População 3 consiste em grãos que variam de seixos a cascalho e é suportada por uma combinação de turbulência, flutuabilidade, decantação dificultada e pressão dispersiva. Com base na divisão dessas populações, Lowe (1982) desenvolve uma interpretação de fácies genética, classificando as correntes de turbidez em correntes de turbidez de baixa densidade, capazes de transportar a População 1, e correntes de alta densidade arenosas e cascalhosas, com predominância das Populações 2 e 3, respectivamente.

As **correntes de turbidez de baixa densidade** são compostas principalmente por grãos que variam de argila a areia média (População 1), os quais podem ser totalmente suspensos como grãos individuais pela turbulência do fluxo, independentemente da concentração (Lowe, 1982). A sedimentação ocorre à medida que a corrente desacelera gradualmente, começando com a deposição de areias sob tração e terminando com a deposição de silte e argila com características de tração e suspensão. No final da corrente de turbidez, sedimentos hemipelágicos e pelágicos, que estavam suspensos como carga muito fina, são depositados por decantação.

As **correntes de turbidez de alta densidade** (Fig. 7) são constituídas por todos os tamanhos de grãos (Populações 1, 2 e 3), entretanto, podem ser classificadas como correntes de turbidez de alta densidade arenosa, na qual é dominada pela população 2, suportada principalmente pela turbulência e decantação dificultada e em correntes de turbidez de alta densidade cascalhosa, dominada pela população 3, suportada pela pressão dispersiva e pela flutuabilidade da matriz (*matrix buoyant lift*) (Lowe, 1982).

A deposição de sedimentos de uma corrente de turbidez de alta densidade arenosa (SHDTC – *sandy high density turbidity currents*) pode ser analisada por meio de três estágios principais que refletem o aumento da instabilidade do fluxo e o colapso da nuvem de sedimentos em suspensão de alta densidade: (S1) um estágio de sedimentação por tração, (S2) um estágio de “carpete de tração” (*carpet traction*) e (S3) um estágio de sedimentação em suspensão (Lowe, 1982). Já a deposição de sedimentos de uma corrente de turbidez de alta densidade cascalhosa (GHDTC – *gravelly high density turbidity currents*), ocorre principalmente próxima ao substrato,

na parte basal do fluxo, dentro de um carpete de tração altamente concentrado (R2), e também em suspensão na parte inferior do fluxo turbulento (R3) (Walker, 1975, 1978; Lowe, 1982).

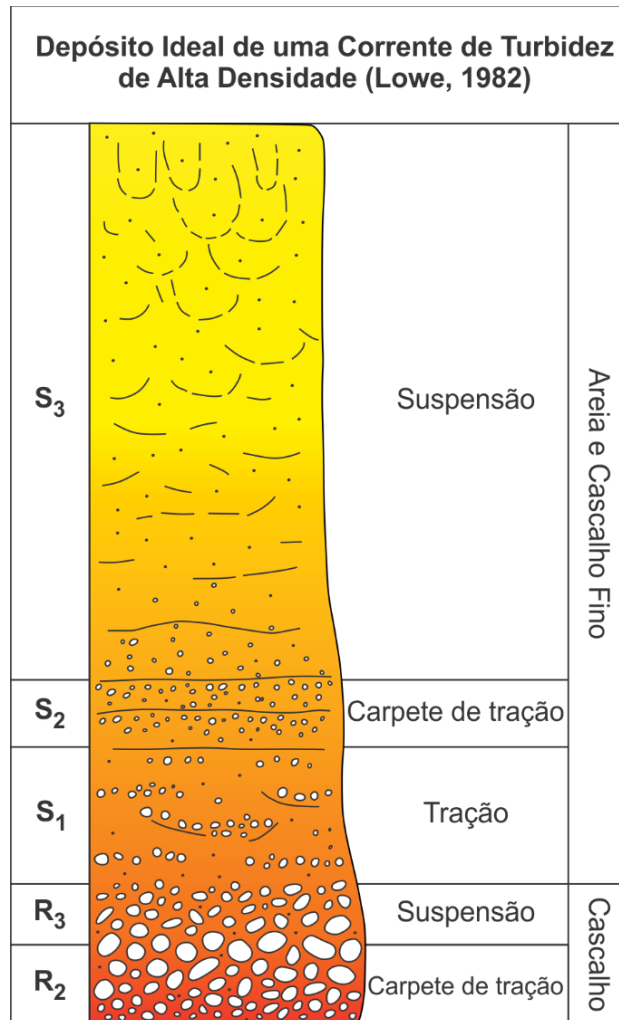


Figura 7. Depósito ideal de uma corrente de turbidez de alta densidade. Modificado de Lowe, 1982.

A deposição do cascalho ocorre instantaneamente quando a velocidade do fluxo cai abaixo do nível necessário para manter a pressão dispersiva que atua no carpete de tração. Nesse momento, o carpete de tração se solidifica e o restante dos grãos mais grossos sedimentam a partir da suspensão (Walker, 1975, 1978; Lowe, 1982). Portanto, o depósito geralmente apresenta uma camada de carpete de tração com gradação inversa na base e uma camada com gradação normal depositada por suspensão, formando uma sequência típica de um depósito de corrente de turbidez de alta densidade cascalhosa (Lowe, 1982). À medida que o fluxo evolui para

gradientes menores em um talude, as correntes de turbidez de alta densidade tendem a se transformar em correntes de baixa densidade.

Eventos de duração mais prolongada produzem um subtipo de fluxo que, assim como as correntes de turbidez, também é predominantemente suportado por turbulência do fluxo e estão associados a fluxos hiperpicnais (*hyperpycnal flows*) (Mulder *et al.*, 2003). Seus depósitos são considerados um tipo especial de turbidito e são chamados de hiperpicnitos (Mulder *et al.*, 2003; Zavala *et al.*, 2006). Fluxos hiperpicnais são formados quando uma descarga fluvial carregada de sedimentos entra em um corpo de água parado, principalmente durante cheias episódicas, e o efluente possui maior densidade que a água da bacia receptora e se comporta como um fluxo denso viajando pelo fundo do corpo d'água (Mulder e Syvitski, 1995; Zavala *et al.*, 2006). Depósitos relacionados a fluxos hiperpicnais são compostos por arenitos tabulares a lenticulares que apresentam uma predominância de estruturas de decantação seguida de tração (*traction-plus-fallout structures*) (Zavala *et al.*, 2006).

As fácies geradas por esses fluxos exibem uma recorrência de estruturas sedimentares relacionadas a diferentes condições de fluxo, sugerindo flutuações na velocidade e/ou taxas de precipitação do fluxo principal durante a deposição (Zavala *et al.*, 2006; Zavala, 2018).

2.1.5.1 Turbiditos

O estudo dos depósitos resultantes de fluxos gravitacionais de sedimentos em ambientes marinhos de águas profundas teve início por meio de experimentos de laboratório em tanques de teste conhecidos como Flumes (*e.g.* Kuenen, 1950; Blanchet & Villatteh, 1954; Middleton, 1966). O objetivo desses experimentos era investigar o movimento frontal do fluxo em correntes salinas e correntes de turbidez geradas a partir de suspensões de argila, visando reproduzir eventos naturais em escalas mais controláveis. Além disso, o trabalho de Kuenen & Migliorini (1950) complementou esses estudos com pesquisas de campo, estabelecendo uma correlação direta entre o tipo de fluxo e o depósito resultante. Posteriormente, o termo "turbidito" foi introduzido por Kuenen (1957) para descrever camadas de arenito marinho profundo depositadas por correntes de turbidez.

Bouma (1962) propôs a primeira sucessão ideal de fácies de turbidito (Fig. 8), ou seja, o produto sedimentar de um evento individual de corrente de turbidez. Foram

definidas cinco divisões referentes às estruturas, descritas da base para o topo, acima de uma superfície de erosão ou limite nítido: (Ta) porção basal maciça composta por conglomerados e arenitos grossos, (Tb) arenitos com laminação plano-paralela, (Tc) arenitos com ripples assimétricas e/ou laminação convoluta, (Td) siltito laminado e (Te) lamas pelágicas/hemipelágicas laminadas. Entretanto, devido à distribuição não uniforme de tamanho de grão e transformações do fluxo, depósitos que apresentam a sequência completa são raros (Fisher, 1983).

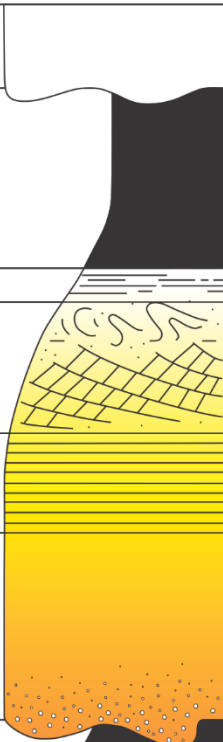
Sequência Ideal de Bouma				
		Estruturas	Divisões de Bouma (1962)	Interpretação Atual Lowe (1982) e Mutti (1992)
Te		Lama pelágica/hemipelágica laminada		Corrente de turbidez de baixa densidade desacelerante: decantação pelágica/hemipelágica
Td		Silte laminado		Tração + decantação
Tc		Areia com ripples de corrente e cavalgantes, lâminas convolutas		Sob regime de fluxo inferior
Tb		Areia com laminação plano-paralela		Sob regime de fluxo superior
Ta		Areia grossa a grânulos maciço ou com gradação normal		Corrente de turbidez de alta densidade desacelerante: deposição em masse dos grãos (<i>frictional freezing</i>)
				Carga e erosão

Figura 8. Sequência ideal de uma camada de turbidito e as suas respectivas interpretações. Modificado de Bouma, 1962, Lowe, 1982, Mutti, 1992 e d'Ávila, 2008.

Através da análise das populações granulométricas e dos tipos de correntes de turbidez de Lowe (1982), o estudo dos turbiditos foi direcionado para uma interpretação genética em vez de uma interpretação descritiva das fácies (Tinterri *et al.*, 2020). O registro da sedimentação de um turbidito, de acordo com Lowe (1982), representa um aumento progressivo da instabilidade do fluxo e uma taxa acelerada de sedimentação, que em termos de estágios é representado por uma fase inicial de sedimentação por tração (R1 ou S1), seguida por uma fase de formação de carpete

de tração (R2 ou S2) e, finalmente, por uma fase de sedimentação em suspensão (R3 ou S3).

A sequência de Bouma e os estágios de sedimentação de Lowe têm uma associação na qual uma corrente de turbidez residual de baixa densidade eventualmente depositaria sua carga de sedimentos durante uma terceira onda de sedimentação, formando as divisões de Bouma, Tb-e. Por outro lado, a divisão Ta é interpretada como uma divisão S3 depositada por uma fase de sedimentação em suspensão em zonas distais.

Um avanço significativo na compreensão dos depósitos sedimentares foi o conceito de trato de fácies turbidíticas (Mutti, 1992) (Fig. 9). Esse modelo, posteriormente atualizado por Mutti *et al.* (1999) e Mutti *et al.* (2003), é considerado uma das melhores e mais abrangentes propostas de fácies já publicadas (Tinterri *et al.*, 2020).

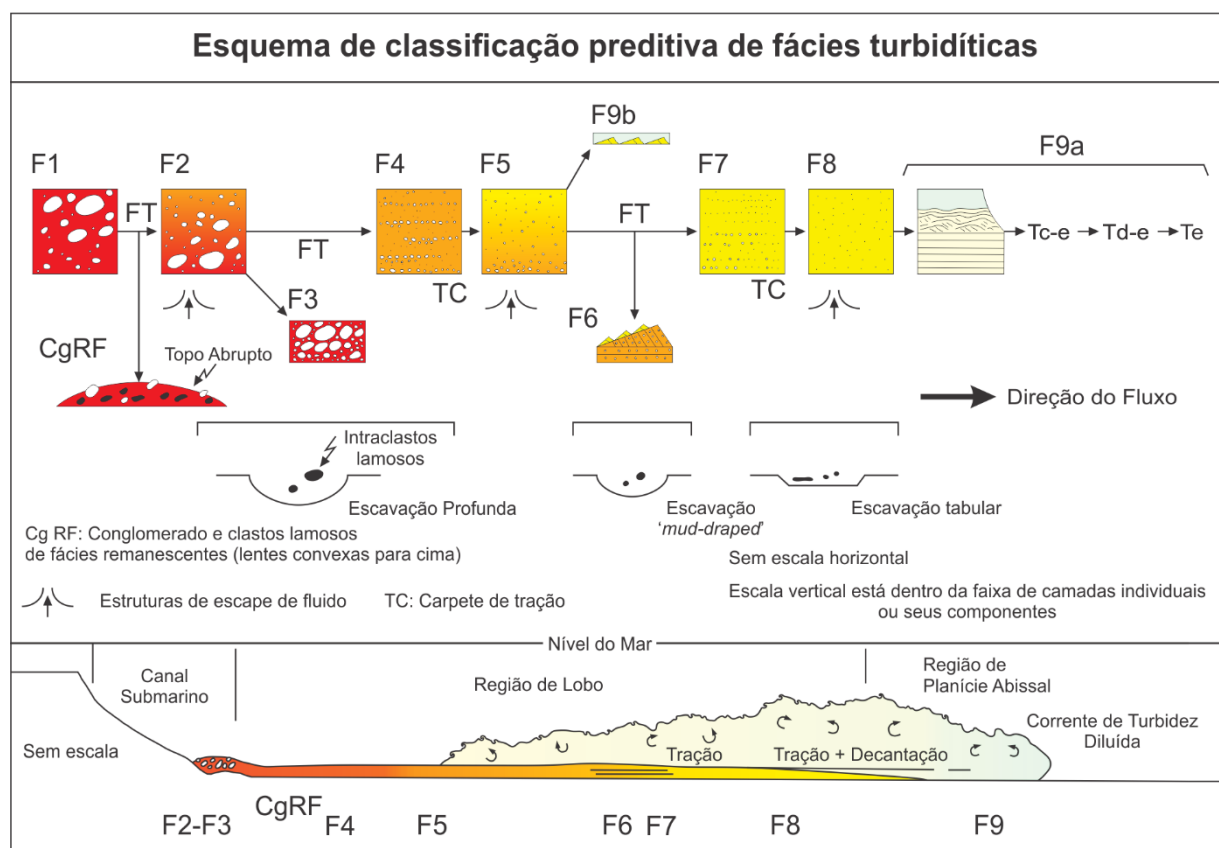


Figura 9. Esquema de classificação preditiva de fácies turbidíticas e suas respectivas localizações em um sistema turbidítico. Modificado de Mutti, 2003.

Através de correlações estratigráficas detalhadas, é possível reconstruir os diferentes processos que ocorrem durante a evolução de uma corrente de turbidez em direção à bacia, e com isso é possível identificar os tratos de fácies e elaborar modelos preditivos (Mutti *et al.*, 1999). Portanto, uma corrente de turbidez de alta eficiência forma depósitos correspondentes às fácies turbidíticas de F2 a F9.

A corrente de turbidez passa por diferentes estágios de deposição. Inicialmente, a fácies F2 é depositada como um paraconglomerado com matriz areno-lamosa contendo intraclastos. À medida que o fluxo acelera e incorpora água, ocorre o escape dos fluidos basais, resultando na segregação dos cascalhos e na formação de um fluxo turbulento que traciona esses cascalhos, que forma um lag basal e barras de ortoconglomerado, representados pela fácies F3 (Mutti, 1992; d'Ávila *et al.*, 2008).

Conforme o fluxo avança, os sedimentos da porção basal, que variam de seixos a areia grossa, são depositados como conglomerados a arenitos conglomeráticos das fácies F4 ou arenitos grossos da fácies F6, resultado do escape total dos fluidos basais e da ocorrência de um fluxo ainda mais turbulento e menos denso. Se não ocorre o escape total dos fluidos, a fácies F5 é depositada como um arenito grosso com estruturas de escape de fluidos (Mutti, 1992).

Em regiões mais distais do sistema, onde a corrente evolui talude abaixo, a fácies F6 é interpretada como resultado de um salto hidráulico na transição do canal para o lobo, resultando na expansão do fluxo e no depósito de sedimentos remanescentes na forma de lobos, que consistem em arenitos grossos a médios com laminação plano-paralela ou estratificação cruzada, às vezes cobertos por ripples (Mutti, 1992). Logo após essa zona de transição entre canal e lobo, a fácies F7 é depositada pela ação de carpetes de tração, depositando arenitos grossos a médios. Em seguida, ocorre a deposição dos arenitos com gradação normal da fácies F8, predominantemente constituída por arenitos finos a muito finos, correspondendo à divisão Ta da sequência de Bouma (Mutti *et al.*, 1999; Mutti *et al.*, 2003).

A fácies F9 é formada nos estágios finais e mais distais e desacelerados das correntes de turbidez, caracterizada por depósitos de areias finas a siltes capeadas por lama, correspondendo às divisões Tb-c-d-e da sequência de Bouma (Fig. 10) (Mutti, 1992; Mutti *et al.*, 2003; d'Ávila *et al.*, 2008). Para Mutti (1992), a sequência de Bouma é o registro de correntes de turbidez de baixa densidade e foi classificada como "turbiditos clássicos" ou popularmente conhecidos como TBT's (*Thin Bedded Turbidites*).

2.2 SISTEMA TURBIDÍTICO

Sistemas turbidíticos (Fig. 11) são sistemas predominantemente siliciclásticos em contexto de ambiente marinho de água profunda, onde o processo deposicional principal é a corrente de turbidez (Mutti, 1985; Mutti & Normark, 1987, 1991). No entanto, é importante destacar que outros processos, como fluxos de detritos, fluxos de grãos, fluxos híbridos, fluxos fluidificados/liquefeitos, sedimentação hemipelágica e/ou pelágica e correntes de fundo também podem ocorrer associados.

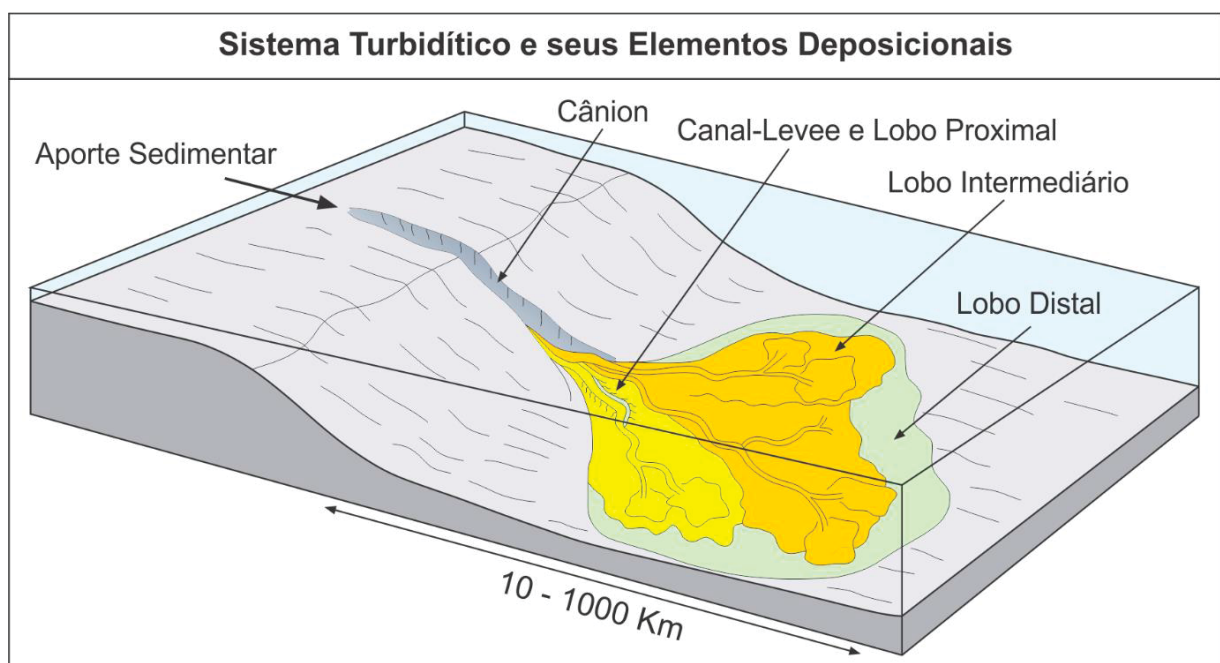


Figura 11. Sistema turbidítico genérico e seus principais elementos deposicionais. Modificado de Nichols, 2009.

A compreensão dos sistemas turbidíticos evoluiu por meio de abordagens descritivas e genéticas, com destaque para a importância da análise faciológica na compreensão da arquitetura deposicional. Estudos de seções transversais 2D aflorantes em pesquisas sobre reservatório, tiveram um impacto significativo na compreensão 3D sistemas turbidíticos (e.g. Pickering *et al.*, 1995; Beaubouef *et al.*, 2000; Gardner & Borer, 2000; Hodgson *et al.*, 2006; Prelat *et al.*, 2009). A interpretação das geometrias dos ambientes deposicionais dentro de uma hierarquia estratigráfica foi fundamentada nos princípios estabelecidos por Sprague *et al.* (2002). Esses princípios fornecem um arcabouço hierárquico que abrange elementos estratigráficos geneticamente relacionados com suas superfícies limítrofes correspondentes, que

permitem a previsão da extensão lateral desses elementos através de uma arquitetura tridimensional que preenche toda a bacia.

Independentemente do tipo de bacia, existem quatro principais elementos deposicionais relacionados a sistemas turbidíticos: (1) cânions, (2) canais, (3) *levees*, (4) lobos (Fig. 11). Além disso, existem zonas de transição entre esses ambientes, que podem ser abruptas ou graduais, incluindo zonas de transição entre cânions e canais, as zonas de transição entre canais e lobos, e zonas de transição entre *levee* internos e *levee* externos (Wynn *et al.*, 2002; Rotzien *et al.*, 2022).

2.2.1 Cânions

Cânions representam a porção mais proximal de um sistema turbidítico e são responsáveis por conectar drenagens de rios e vales incisos continentais às porções mais profundas de um ambiente marinho de água profunda, podem ser considerados como canais alimentadores (Fisher *et al.*, 2021; Rotzien *et al.*, 2022). Podem apresentar profundidades que excedem 2,5 km escavados no substrato, larguras de até 10 km, de diversas morfologias (Tipo U ou V, por exemplo), e extensões que abrangem centenas de quilômetros, como o exemplo moderno do Cânion do Congo que ultrapassa os 200 km de comprimento (Covault *et al.*, 2011; Fisher *et al.*, 2021; Rotzien *et al.*, 2022).

Geralmente, em cânions submarinos, são originados os transportes de massa e depósitos de deslizamento (*slumps*) (Rotzien *et al.*, 2022), que fornecem sedimentos mais grossos para as porções distais da bacia. Processos sedimentológicos relacionados à dinâmica fluvial, costeira e de maré, assim como fluxos gravitacionais de sedimento e transporte de massa, atuam sobre os cânions. Devido à sua localização na interface entre a plataforma continental e a planície abissal, são considerados zonas de transferência (*bypass*) de sedimentos (Mutti & Normark, 1987; Rotzien *et al.*, 2022). Os principais registros sedimentares que ocorrem em cânions submarinos são depósitos residuais de correntes de alta densidade que evoluem talude abaixo, depósitos de fluxos de detritos e escorregamentos provenientes das paredes íngremes que delimitam a morfologia do cânion (d'Ávila *et al.*, 2008).

Referente às distintas distribuições granulométricas que diferentes tipos de sistemas turbidíticos apresentam em porções mais distais, aqueles sistemas que estão conectados a sistemas fluviais ou plataformas continentais estreitas ao longo

de margens ativas tendem a receber sedimentos mais grossos, enquanto sistemas cujo cânions estão distantes da linha de costa ao longo de margens passivas recebem sedimentos mais finos (Rotzien *et al.*, 2022).

2.2.2 Canais

Os canais submarinos são caracterizados por serem condutos que transportam sedimentos talude abaixo, geralmente são profundos e estreitos e seus depósitos são o reflexo desse ambiente confinado (Mutti & Normark, 1987; Beaubouef *et al.*, 1999; Rotzien *et al.*, 2022). A corrente de turbidez é o principal processo que afeta tanto a morfologia quanto o preenchimento desses canais, além disso, fluxos gravitacionais de massa e MTDs também estão frequentemente associados (e.g. Dakin *et al.*, 2013; Sobiesiak *et al.*, 2018).

De acordo com Rotzien *et al.* (2022), o confinamento em canais pode ser explicado por três processos principais: (1) o desenvolvimento de levees agradacionais, (2) erosão e incisão resultantes do transporte e remoção de sedimentos do substrato, e (3) confinamento gerado por atividades tectônicas. Esses processos têm sido discutidos em várias classificações propostas na literatura. Uma das classificações mais relevantes é aquela que divide em canais com levees e canais sem levees (Mutti & Normark, 1987). Além disso, os canais também podem ser classificados como canais alimentadores ou canais distributários, dependendo da função que desempenham no sistema turbidítico (Beaubouef *et al.*, 1999). Outra classificação importante refere-se à variação da morfologia ao longo do perfil longitudinal dos canais, que podem ser sinuosos, meandrantos, entrelaçados ou retilíneos (Sylvester *et al.*, 2013).

Os canais submarinos possuem tipicamente uma morfologia profunda e estreita em porções mais proximais do sistema, tal como em regiões do talude superior (*upper slope*), e conforme o desenvolvimento talude abaixo, os canais gradualmente se tornam mais rasos e mais amplos (Beaubouef *et al.*, 1999). Além disso, grande parte dos canais apresenta uma evolução comum em três estágios: (1) formação inicial dominada pela erosão do canal, (2) seguido pelo início de um preenchimento sedimentar mais acentuado que resulta (3) no preenchimento total do canal, onde mecanismos de compensação lateral atuam mais fortemente (Sprague *et al.*, 2005; Rotzien *et al.*, 2022). Os depósitos de canais confinados possuem sedimentos mais

grossos no eixo, enquanto sedimentos mais finos estão concentrados nas porções mais marginais do canal. Canais desconfinados, onde levees não se desenvolveram o suficiente, fluxos transbordam mais facilmente gerando depósitos do eixo para as margens com variação granulométrica mais sutil (Bouma, 2000; Rotzien *et al.*, 2022).

2.2.3 Levees

Levees, também conhecidos como diques marginais, são corpos topográficos elevados e alongados que estão intrinsecamente associados aos canais submarinos. Seus depósitos são compostos por intercalações de arenito e lamito, com grande ocorrência de bioturbação. Nas áreas mais proximais do levee, há uma proporção mais elevada de areia em relação aos sedimentos finos, geralmente acompanhada por climbing ripples, e as camadas possuem ângulos de mergulho elevados (Kane e Hodgson, 2011). Por outro lado, nas áreas mais distais, a proporção de lama é maior, as camadas são mais delgadas, ocasionalmente heterolíticas, e as camadas apresentam inclinação uniforme (Slatt, 2006). Quando sujeitos a fluxos de overbanking, os levees podem sofrer erosão e formar depósitos com abundância de intraclastos e/ou estruturas de corrente, como marcas de escavação e preenchimento (scour marks) (Rotzien *et al.*, 2022).

Dentro de complexos de canal-levee, são comumente reconhecidas duas escalas de morfologia de levees (Fig. 12), que, por sua vez, são classificadas como levees externos e levees internos (Kane & Hodgson, 2011).

Os levees externos são elementos deposicionais em formato de cunha, que se afinam perpendicularmente em relação ao canal, e são formados principalmente pelo extravasamento (*spillover*) dos fluxos de *overbanking* relacionados aos canais (Kane & Hodgson, 2011). São considerados os limites dos sistemas de canais submarinos confinados e possuem topografia mais elevada que os levees internos. Sua superfície basal é paralela à inclinação do talude e geralmente são menos sinuosos que os levees internos, uma vez que são resultado do extravasamento de um ou mais canais provenientes do sistema de canal-levee (Posamentier, 2003; Kane & Hodgson, 2011).

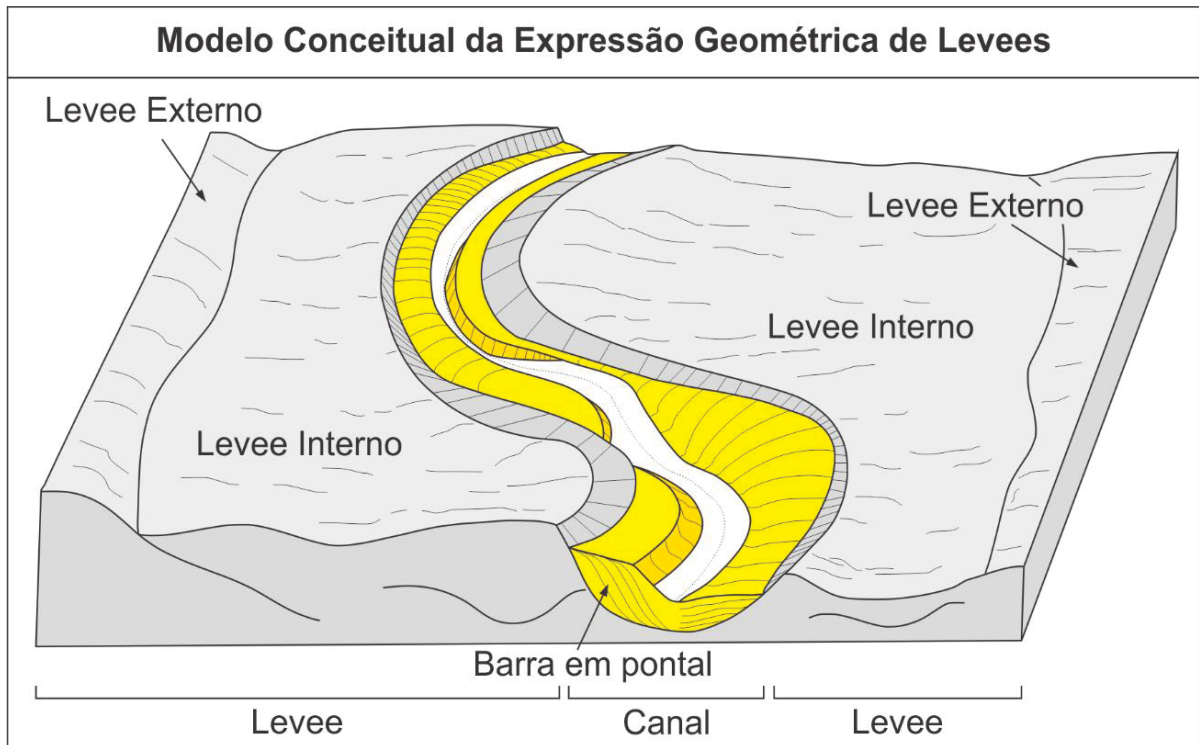


Figura 12. Modelo conceitual da geometria de depósitos de Levees externos e internos. Modificado de Nakajima et al., 2009

Levees internos são elementos deposicionais formados a partir de fluxos que extravasam parcialmente do canal confinado, mas grande parte dos sedimentos ainda são mantidos na porção delimitada pelos levees externos (Kane & Hodgson, 2011). Levees internos se formam somente quando o confinamento é estabelecido, por meio da construção de levees externos e/ou da superfície erodida pelo estabelecimento e evolução de um canal, além de se formarem em cânions devido à sua natureza confinada (Deptuck *et al.*, 2003; Kane & Hodgson, 2011).

2.2.4 Lobos

Lobos representam as porções mais distais de um sistema turbidítico. São caracterizados por serem depositados em fisiografias desconfinadas, principalmente por fluxos gravitacionais de sedimento, e são importantes registros da complexa relação entre clima, eustasia e controles tectônicos no transporte de sedimentos do continente para regiões de águas marinhas profundas (Normark, 1970, 1978; Walker, 1978; Lowe, 2004; Prélat *et al.*, 2009; Pickering, 2020).

A depender do foco do trabalho analisado, termos como "*splay*" e "*sheet*" são às vezes referidos como sinônimos de lobos. Entretanto, essas denominações precisam ser especificadas a fim de transmitir o conceito exato. Logo, quando os corpos sedimentares transportados por canais submarinos são depositados lateralmente em relação ao canal, o termo utilizado é "*crevasse splay*". Quando referido a depósitos finais e frontais em porções distais provenientes de um canal alimentador, o termo correto é "*splay* frontal" (Rotzien *et al.*, 2022), sinônimo de lobo frontal.

No caso do termo "*sheets*", trata-se de uma questão da limitação do método de levantamento de dados. A análise tridimensional de grande escala dos lobos muitas vezes é limitada em comparação ao tamanho bidimensional que os afloramentos usualmente oferecem. Por essa razão, é comum que, quando as análises não conseguem definir a verdadeira dimensão e geometria do lobo, os depósitos sejam chamados de "*sheets*" (Shanmugam & Moiola, 1991; Satur *et al.*, 2000; Shanmugam, 2000; Prélat *et al.*, 2009).

Em relação à deposição, os lobos são consequência de repetidos fluxos de corrente de turbidez. À medida que evoluem de uma porção mais confinada para áreas desconfinadas, os fluxos sofrem uma redução na estabilidade e uniformidade, resultando em uma diminuição nos valores de Reynolds e na perda da capacidade e competência do fluxo sendo imediatamente depositados (Mutti *et al.*, 2003; Rotzien *et al.*, 2022). Como resultado, os depósitos geralmente são espessos em porções proximais do lobo e mais delgados em porções mais distais, decorrente de uma sedimentação gradual característica das franjas distais do lobo (Mutti *et al.*, 2003; Rotzien *et al.*, 2022).

Com base nesses controles, Prélat *et al.* (2009) subdividem os lobos em ambientes de sistemas de lobos distributário (Fig. 13) compostos por: (1) canal distributário (*distributary channel*), (2) ápice do lobo (*lobe apex*), (3) eixo do lobo (*lobe axis*), (4) fora do eixo do lobo (*lobe off-axis*), (5) margem do lobo (*lobe fringe*) e (6) franja distal do lobo (*lobe distal fringe*).

Devido à sua ampla aplicabilidade em estudos sobre sistemas turbidíticos e arquitetura de lobos (e.g. Groenenberg *et al.*, 2010; Mulder & Etienne, 2010; MacDonald *et al.*, 2011; Terlaky *et al.*, 2016), adotou-se a divisão hierárquica proposta por Prélat *et al.* (2009) (Fig. 14). Essa hierarquia foi estabelecida a partir de afloramentos de lobos do Permiano na Bacia de Karoo, África do Sul, onde se definiu

a unidade "interlobo" como sendo depósitos de sedimentos finos (lama) intercalados por camadas de arenito (lobos) que dividem essa hierarquia em quatro níveis.

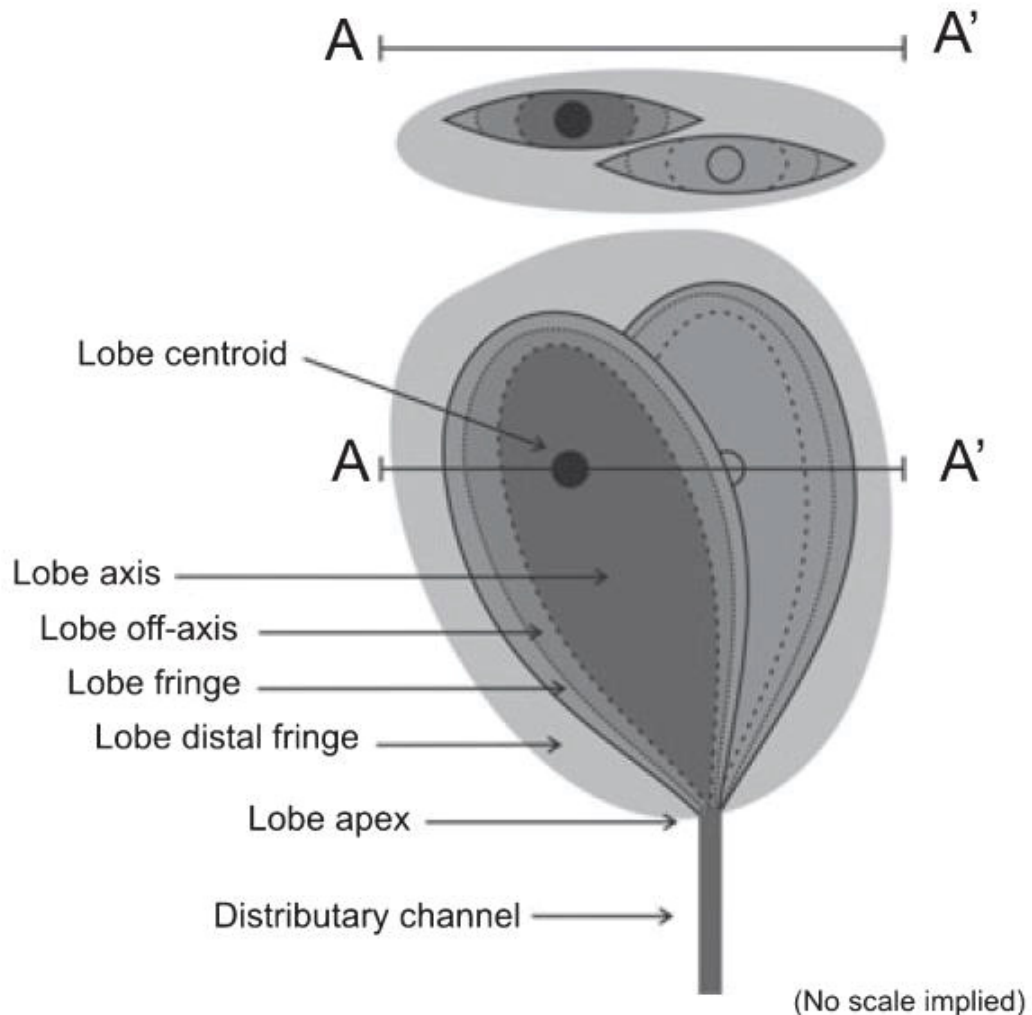


Figura 13. Subdivisão interna de um lobo distributário composto por (1) canal distributário (*distributary channel*), (2) ápice do lobo (*lobe apex*), (3) eixo do lobo (*lobe axis*), (4) fora do eixo do lobo (*lobe off-axis*), (5) margem do lobo (*lobe fringe*) e (6) franja distal do lobo (*lobe distal fringe*). Extraído de Prélat *et al.*, 2009.

A hierarquia abrange desde "**camadas**" individuais, a menor unidade dessa classificação, com espessuras de até meio metro, até "**elementos de lobos**", unidades de "**lobos**" maiores e, por fim, "**complexos de lobos**", sendo a maior unidade hierárquica (Fig. 14). Um "elemento de lobo" varia em espessura de até 2 metros e é delimitado na base e no topo por "elementos de interlobo" com espessuras de até 2 centímetros. Devido ao empilhamento compensatório (*compensational stacking*), os elementos de lobo são sucedidos pelos "lobos", que têm espessura de até 5 metros e extensões superiores a 20 quilômetros, sendo delimitados por

“interlobos” com espessuras de até 2 metros. Geralmente, os lobos são alimentados por um único canal e se empilham para formar a maior unidade dessa hierarquia, denominado de "complexos de lobos", que podem atingir até 50 metros de espessura e se estender por até 40 quilômetros (Prélat *et al.*, 2009). Os "complexos de interlobos", que delimitam os complexos de lobos, são mais espessos e mais finos que as unidades de interlobos de níveis inferiores e foram interpretados como resultado de uma redução no aporte sedimentar devido a mudanças no nível do mar.

Através da análise do empilhamento compensatório entre os elementos arquitetônicos de lobo e interlobo em várias escalas, é possível obter uma compreensão da variação lateral das camadas, da evolução estratigráfica e da previsão de padrões arquitetônicos (Prélat *et al.*, 2010; Kus *et al.*, 2021). O empilhamento compensatório ocorre quando a deposição de um elemento de lobo preenche a topografia formada por um elemento de lobo previamente depositado. Como resultado, as camadas mais arenosas resultantes de ambos os elementos de lobo estarão deslocadas uma em relação à outra, enquanto a porção mais fina e lamosa do elemento de lobo mais jovem estará imediatamente acima da porção mais espessa e arenosa do elemento de lobo mais antigo (Kus *et al.*, 2021).

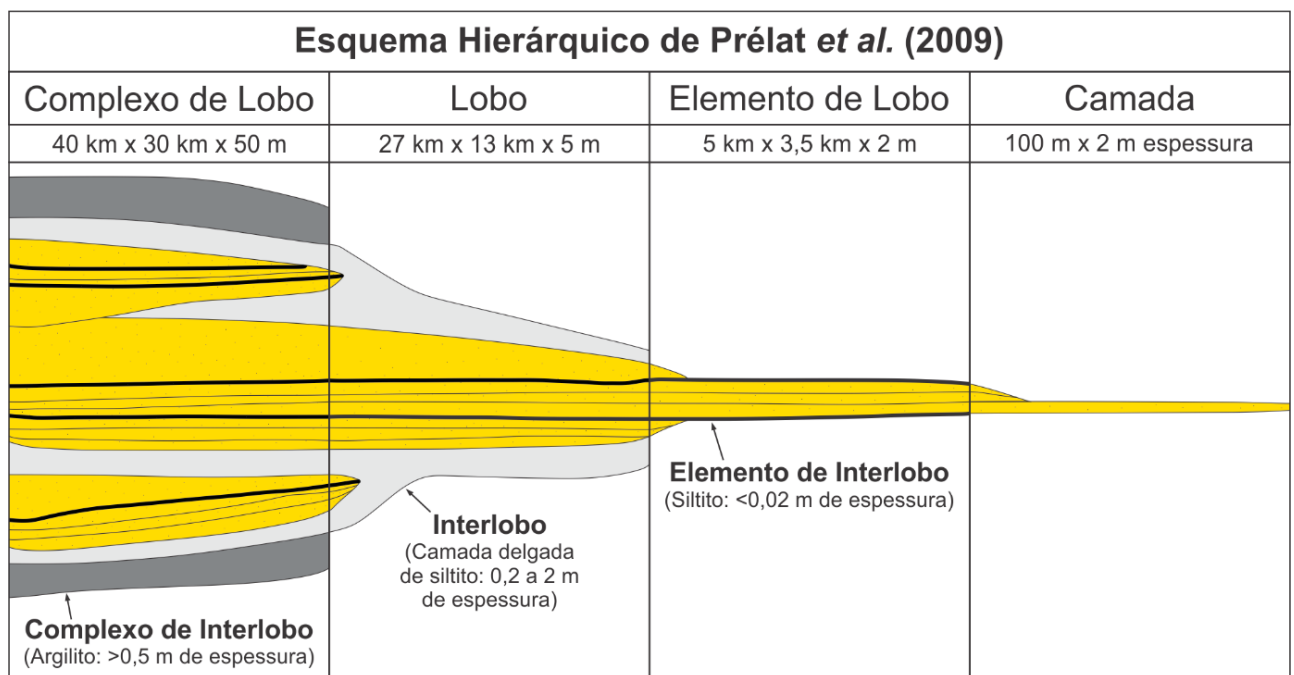


Figura 14. Esquema hierárquico de Prélat *et al.* (2009) em que são definidos os as unidades de complexo de lobo, lobo, elemento de lobo e camada. Modificado de Prélat *et al.*, 2009.

No âmbito da análise de reservatórios, os complexos de lobos apresentam uma conectividade lateral extensa. Isso se deve à sua baixa relação entre espessura e largura, da ordem de 1:1000 (Moraes *et al.*, 2004). No entanto, devido à relação cíclica de várias ordens estratigráficas entre lobos e interlobos, a permeabilidade vertical é baixa. Além de haver um aumento progressivo das barreiras de permeabilidade em direção às porções mais distais (Moraes *et al.*, 2006).

A conectividade vertical e lateral é diretamente influenciada pela preservação dos intervalos de interlobos, que, por sua vez, dependem de diversos fatores para sua conservação, tais como intensidade da erosão, recorrência dos fluxos, deformação de sedimentos não-consolidados (*soft-sediment deformation*), bioturbação e abundância de canais distributários (Rotzien *et al.*, 2022). Em áreas axiais de lobos de alta energia, a amalgamação das camadas ocorre devido a fluxos repetidos de correntes de turbidez que erodem as camadas mais delgadas. Além disso, a maior proporção de deposição de areia, a deformação de sedimentos não-consolidados e as estruturas de sobrecarga também desempenham um papel significativo nesse processo (Moraes *et al.*, 2006; Rotzien *et al.*, 2022). Canais rasos, incluindo canais distributários e *scours*, podem facilitar a conectividade do reservatório em diversos níveis estratigráficos (Elliott, 2000; Prelat *et al.*, 2009; Prelat *et al.*, 2010). Em 3D, frequentemente há muita conectividade, tornando os lobos um dos elementos deposicionais mais atrativos para baixa compartimentalização e alta conectividade do reservatório (Rotzien *et al.*, 2022).

2.3 PINCH-OUTS ASSOCIADOS A SISTEMAS TURBIDÍTICOS

O termo "*pinch-out*" usado nesta dissertação refere-se a terminações laterais estratigráficas do reservatório associadas a fácies selantes, formadas por deposição e/ou erosão (Allan *et al.*, 2006; Amy, 2019). Esses reservatórios provenientes de *pinch-out* de talude acima (*updip*) em sistemas deposicionais de águas profundas e ultra-profundas são essenciais na exploração de hidrocarbonetos, sendo os principais campos de petróleo e gás atualmente em produção relacionados a esse tipo de armadilha (Amy, 2019). Além disso, nos últimos 30 anos, foram feitas descobertas comerciais de petróleo com reservas acima de 500 milhões de barris em campos como Marlim e Marlim Sul (Brasil), Jubilee (Gana) e Buzzard (Reino Unido). Essas descobertas resultaram em reservas acumuladas de 6 a 7 bilhões de barris de óleo

equivalente em todos os campos produtores relacionados a *pinch-outs* (Amy, 2019) e ressaltam a importância comercial de estudos relacionados a esse tipo de armadilha.

Os reservatórios podem ocorrer devido à uma variedade de configurações das armadilhas em regiões de talude acima (Fig. 15), o que inclui *pinch-outs* estratigráfico-estruturais puros e combinados, assim como *pinch-outs* deposicionais e erosivos (Amy, 2019). *Pinch-outs* puros são formados em terminações de corpos arenosos sob e sobre fácies impermeáveis, e podem estar localizados em sistemas turbidíticos em regiões proximais/talude acima, laterais e distais. Enquanto *pinch-outs* associados a trapas estruturais ou a trapas mistas, são formados pela combinação tanto de elementos estratigráficos como de elementos estruturais, tais como falhas, dobras e domos de sal, que podem criar armadilhas ao fornecer contenção (Amy, 2019).

O tipo mais crítico para o fechamento da trapa que ocorre em campos produtores de petróleo atuais é o *pinch-out* talude acima e existem três principais tipos de mecanismos responsáveis pela sua formação: (1) *bypass* de sedimentos por correntes de turbidez; (2) erosão por canais submarinos preenchidos de lama; e (3) erosão por complexos de transporte de massa (Amy, 2019).

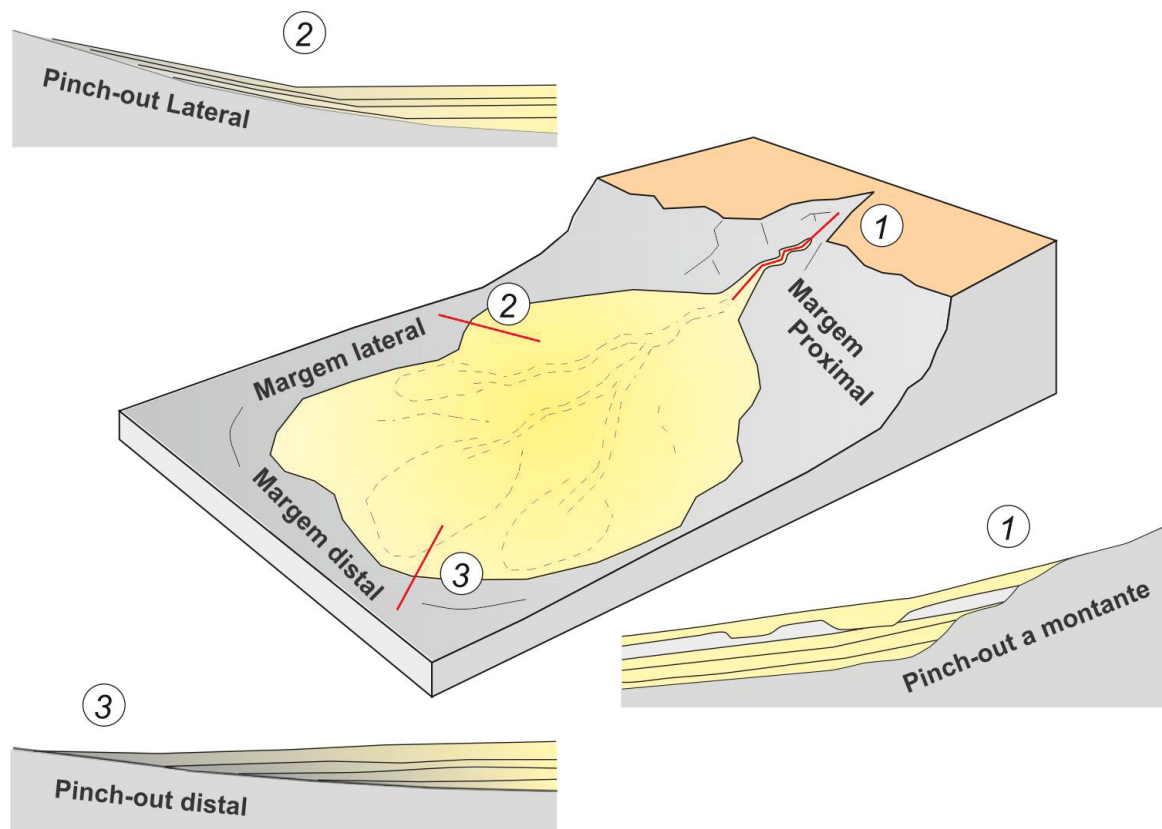


Figura 15. Bloco esquemático ilustrando os diversos tipos de *pinch-outs* deposicionais num complexo de leque submarino. Modificado de Amy, 2019.

O bypass de sedimentos por correntes de turbidez ocorre quando os sedimentos não são depositados devido ao movimento do fluxo talude abaixo, resultando em erosão nas regiões de transição entre canal e lobo. Essa região de bypass é posteriormente preenchida por fácies selantes, gerando *pinch-outs* deposicionais ou erosivos (Amy, 2019). A erosão em canais submarinos preenchidos de lama ocorre principalmente em regiões proximais e laterais do leque submarino, apresentando dois tipos principais de canais erosivos: (1) canais alimentadores sinuosos preenchidos com areia e (2) canais erosivos de baixa sinuosidade, maiores, preenchidos com lama (Amy, 2019). A erosão por complexos de transporte de massa resulta em armadilhas estratigráficas acima do talude, remobilizando extensas áreas que se depositam sobre as fácies reservatório do sistema turbidítico mais antigo e formando fácies selantes devido à litologia resultante dos depósitos de transporte de massa (Godo, 2006; Amy, 2019).

3 CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO

A Bacia do Paraná (Fig. 16) abrange uma vasta região no continente sul-americano, com área total de aproximadamente 1.600.000 km² compreendendo porções territoriais do Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai (Milani *et al.*, 2007). A bacia possui uma forma elíptica, com o eixo maior disposto no sentido norte-sul, sendo delimitada por limites erosivos decorrentes da evolução geotectônica meso-cenozoica do continente (Milani *et al.*, 2007). O preenchimento é composto por uma sequência de rochas vulcano-sedimentares, com espessura total de 7 mil metros, onde o depocentro está situado na porção central da calha do rio homônimo (Milani *et al.*, 2007).

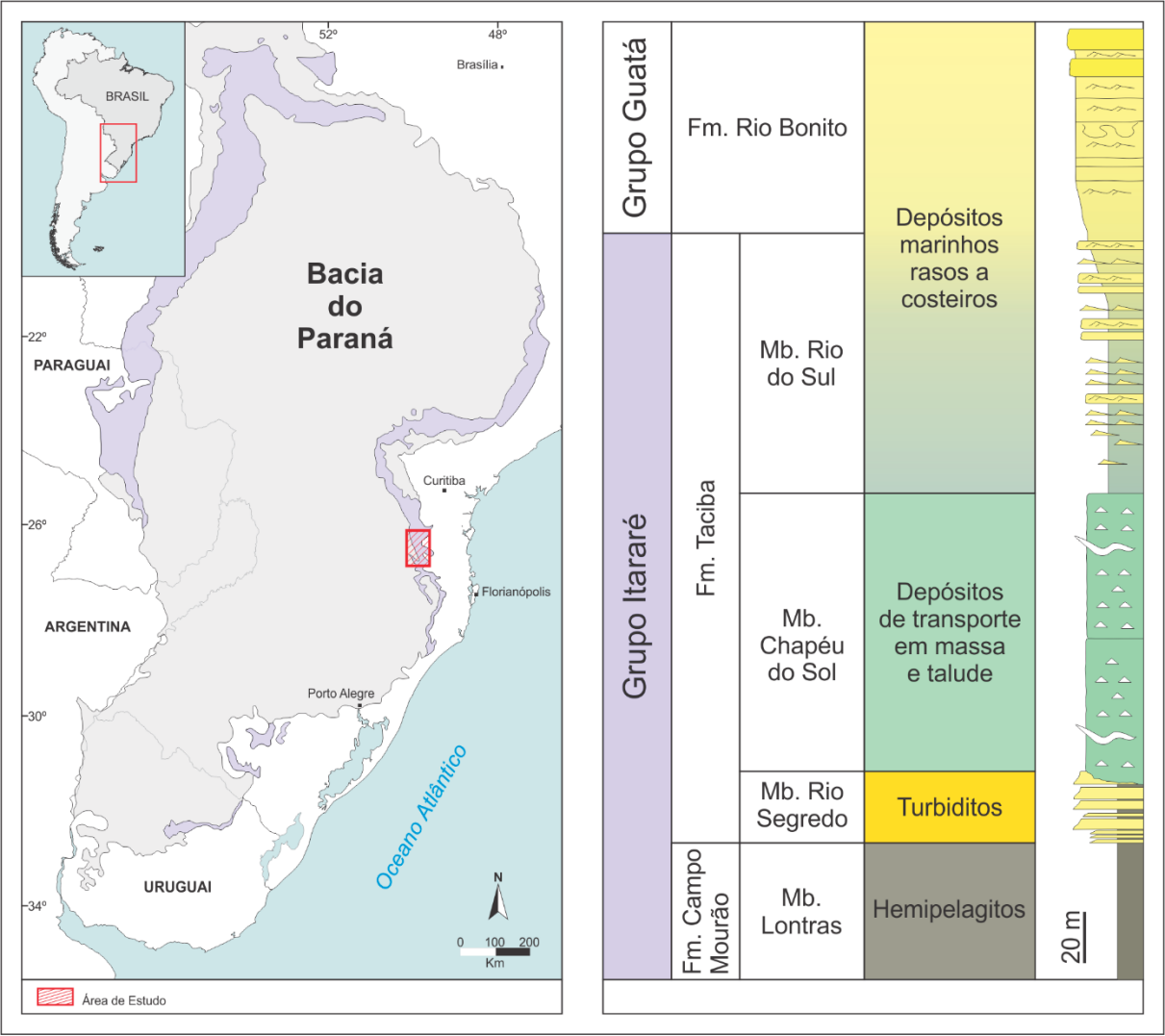


Figura 16. Mapa da área de estudo inserida na área aflorante do grupo itararé. Destaque para os turbiditos do Mb. Rio Segredo, objeto de estudo. Modificado de Vesely et al., 2021.

A Bacia do Paraná, ao longo do Paleozoico e Mesozoico, apresenta um extenso registro estratigráfico que abrange aproximadamente 400 milhões de anos, situado entre o Ordoviciano e o Cretáceo (Milani, 1997; Milani & Ramos, 1998). Foram propostas diversas abordagens estratigráficas para a bacia, sendo a mais utilizada a de Milani (1997), posteriormente atualizada em Milani *et al.* (2007). Segundo Milani (1997), foram reconhecidas seis supersequências, divididas por superfícies estratigráficas de caráter inter-regional: Rio Ivaí (Ordoviciano- Siluriano), Paraná (Devoniano), **Gondwana I** (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso a Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico-Eocretáceo) e Bauru (Neocretáceo).

O Grupo Itararé, foco deste estudo, representa o preenchimento da Bacia do Paraná durante o período que abrange o Neocarbonífero ao Eopermiano, correspondendo à base da supersequência Gondwana I. Esse intervalo é caracterizado por uma deposição sedimentar intensamente influenciada pela glaciação do antigo continente Gondwana (França & Potter, 1988; Vesely, 2006). As unidades litoestratigráficas do grupo possuem diferentes interpretações ambientais, sendo frequentemente associadas a depósitos glácio-marinhos, que por sua vez, são substituídos progressivamente por depósitos deltaicos, fluviais e marinhos da Formação Rio Bonito subsequente (e.g Vesely, 2006; Vesely & Assine, 2006; Aquino, 2015; Schemiko *et al.*, 2019; Vesely, 2021).

Desde a classificação inicial realizada por White (1908), o Grupo Itararé tem sido objeto de diferentes abordagens em relação à hierarquia das unidades litoestratigráficas (e.g. Gordon, 1947; Lange, 1954; Rocha-Campos, 1967; Schneider *et al.*, 1974; França & Potter, 1988; Milani *et al.*, 1994; Vesely & Assine, 2004).

França & Potter (1988) desenvolveram uma divisão estratigráfica para o Grupo Itararé em escala regional, com base em dados de subsuperfície. Como resultado, identificaram três formações distintas, da base para o topo: Fm. Lagoa Azul, Fm. Campo Mourão e Fm. Taciba. As três unidades apresentam padrões de empilhamento retrogradacional e podem ser subdivididas. A Fm. Lagoa azul apresenta os membros Cuiabá Paulista (arenitos) e Tarabaí (diamictitos, folhelhos e arenitos). A Fm. Campo Mourão devido a um maior número de intercalações arenosas, os autores não identificaram membros rastreáveis lateralmente. A Fm. Taciba possui os membros Rio Segredo (arenitos e conglomerados), Chapéu do Sol (diamictitos) e lateralmente ocorre como Membro Rio do Sul (ritmitos).

O intervalo em estudo está localizado na parte superior do Grupo Itararé e corresponde aos episódios turbidíticos do Membro Rio Segredo, pertencente à Formação Taciba (Fig.16). Esses turbiditos estão expostos ao longo de uma extensão geográfica de mais de 220 km (Fallgatter, 2015; Vesely *et al.*, 2021). Na bibliografia, os turbiditos apresentam uma distribuição geográfica abrangente na região leste do estado de Santa Catarina e são geralmente descritos em dois tipos: os turbiditos delgados, com camadas centimétricas, encontrados principalmente no Norte, e os turbiditos espessos, com camadas métricas, limitados ao sul do estado (*e.g.* Carneiro & Costa, 2006; d'Avila, 2009; Puigdomenech *et al.*, 2014; Suss *et al.*, 2014; Schemiko *et al.*, 2019; Vesely *et al.*, 2021). Ocorrem associados a folhelhos do Membro Lontras, depósitos de transporte em massa e depósitos costeiros e marinhos rasos (Schemiko *et al.* 2019, Valdez *et al.* 2019, Vesely *et al.* 2021).

4 MATERIAIS E MÉTODOS

Os métodos propostos envolveram revisão bibliográfica, coleta de dados de campo, análise e interpretação dos dados. A revisão bibliográfica visou examinar o contexto geológico da área de estudo, os sistemas deposicionais turbidíticos e suas principais características faciológicas e deposicionais, além dos modelos de reservatório associados a armadilhas estratigráficas em sistemas turbidíticos.

Nas etapas de campo foram realizados perfis sedimentológicos de semi-detálhe em escala vertical de 1:100, com o objetivo de analisar a correlação lateral e caracterizar a geometria deposicional. Para isso, foi necessário estabelecer uma hierarquia estratigráfica, bem como analisar as fácies e os elementos arquitetônicos, elementos essenciais para reconstruir a história deposicional de sistemas de águas profundas (Pickering et al., 1995). Além disso, foram construídos fotomosaicos de afloramentos extensos, visando à interpretação dos elementos arquitetônicos. Para afloramentos de difícil acesso, foi realizado levantamento aéreo via aeronave remotamente pilotada modelo DJI™ Mavic 3 Enterprise.

A análise faciológica teve o propósito de contribuir na identificação da distribuição das litofácies, dos elementos arquitetônicos e da geometria dos corpos arenosos, bem como na compreensão das continuidades e descontinuidades das litofácies que influenciam as heterogeneidades do reservatório. Além disso, com a interpretação dos dados, foi possível compreender os atributos das fácies, associações de fácies e sucessão de fácies, resultando nas interpretações dos modelos deposicionais de sistemas turbidíticos (Mutti & Normark, 1991; James & Dalrymple, 2010).

Foi adotada uma abordagem que considerou a análise das características internas dos elementos de lobo para auxiliar na determinação da classificação hierárquica dos elementos deposicionais. Essas características incluíram a proporção das litofácies, o índice de net-to-gross e a razão de amalgamação, que foi calculada através do número de superfícies de amalgamação dividido pelo número total de eventos turbidíticos em um intervalo específico (Romans et al., 2009).

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Este capítulo detalha os resultados e interpretações relevantes deste estudo, apresentados no formato de um artigo, que será submetido futuramente à revista *Sedimentary Geology*.

5.1 SEDIMENTOLOGICAL PROCESSES AND LOBE ARCHITECTURE OF A DELTA-FED SANDY LOBE COMPLEX (EARLY PERMIAN, PARANÁ BASIN, BRAZIL)

ABSTRACT

The architecture of turbidite systems is fundamental for understanding sedimentary processes and predicting reservoir quality in hydrocarbon exploration. Traditional models often depict systems with a single point source, while some studies have introduced models for systems fed by multiple sources. This study focuses on the Rio Segredo Member of the Taciba Formation in the Paraná Basin, Brazil, which is interpreted as a delta-fed lobe complex. The research aims to elucidate the sedimentological processes and depositional architecture of this system. The turbidite unit analyzed is part of the Taciba Formation within the Itararé Group and is divided into the Rio Segredo Member (sandstones) and the Chapéu do Sul Member (diamictites). The Rio Segredo Member is characterized by sandy turbidites deposited in a progradational deltaic system. Fieldwork involved 16 sedimentological logs across an 87 km transect, analyzing bed types and sedimentary features. The study identified 17 bed types, grouped into surge-like turbidity currents (STB), long-lived turbidity currents (LTB), hybrid flows (HEB), and mass transport deposits (MTD). Each bed type was interpreted based on depositional processes, ranging from high-energy turbidity currents to mass flows. Slurry-hybrid beds, rich in mud and plant fragments, suggest flow transformations due to substrate erosion and topographic controls. These beds are particularly prevalent in the basal parts of the succession, indicating significant occurrence during the onset of progradational fan successions. The turbidite unit exhibits a "sheet-like" geometry, extending for over 87 km with a maximum thickness of 40 meters. The deposits were classified into four sub-environments: lobe axis, lobe off-axis, lobe fringe, and distal lobe fringe, based on bed thickness, amalgamation, and depositional geometry. Paleocurrent measurements indicate dominant northwest and southwest directions, possibly indicating two feeding points for the system. The Rio Segredo Member was interpreted as a single lobe complex composed of seven lobes and seven interlobes, reflecting compensational stacking patterns. The depositional model aligns with the delta-fed submarine ramp model, characterized by laterally

coalescing lobes fed by multiple conduits. This configuration results in broad, unconfined depositional areas with high sand content and "sheet-like" geometries. This study enhances the understanding of delta-fed turbidite systems by providing detailed insights into the Rio Segredo Member's internal architecture and depositional processes. The findings highlight the complexity and variability of sedimentary processes in such systems, emphasizing the importance of autogenic and paleophysiographic controls in shaping turbidite lobe complexes.

5.1.1 INTRODUCTION

The study of turbidite system architecture is based on both modern and ancient examples of deep-sea fans, aiming at the development of more precise and predictive depositional models. However, most classical models described systems with only a discrete point source (Normark, 1970, 1978; Mutti and Ricci Lucchi, 1972; Mutti, 1974; Walker, 1978). In this sense, Chan and Dott (1983) and Heller and Dickinson (1985) played a crucial role in advancing the understanding of systems fed by multiple sources (line-sourced fans), giving rise to the submarine ramp model for delta-fed turbidite systems. In a recent review, Fisher *et al.* (2021) emphasized the distinction between canyon-fed (point-sourced) and delta-fed (line-sourced) submarine fans.

Building upon these conceptual frameworks, understanding the architecture of turbidite lobes is crucial for predicting reservoir quality in the exploration and production of oil and gas. The hierarchically organized sub-environments of a turbidite system reveal deposits distributed by specific flow processes in spatial relationships that vary by system type (e.g., Mutti and Ricci Lucchi, 1972; Mutti, 1985; Mutti and Normark, 1987; Sprague *et al.*, 2002; Deptuck *et al.*, 2008; Prélat *et al.*, 2009; Terlaky *et al.*, 2015; Tinterri and Piazza, 2019). These depositional characteristics are important controls on the connectivity and size of potential reservoirs (e.g. Porten *et al.*, 2016; Bell *et al.*, 2018).

The Taciba Formation (Early Permian) (Fig. 17), Itararé Group, northern Santa Catarina state, Brazil, include at its base a sandy turbidite unit (Rio Segredo Member) that has been interpreted as a delta-fed lobe complex (Schemiko *et al.*, 2019; Vesely *et al.*, 2021). Easily traceable for over 200 km, the unit is up to 40 m thick, lies on a distinctive black shale (Lontras Member), and is overlain by a shallowing upward

succession ending in deltaic facies (Rio Bonito Formation), (Castro, 1991; Schemiko *et al.*, 2019; Vesely *et al.*, 2021).

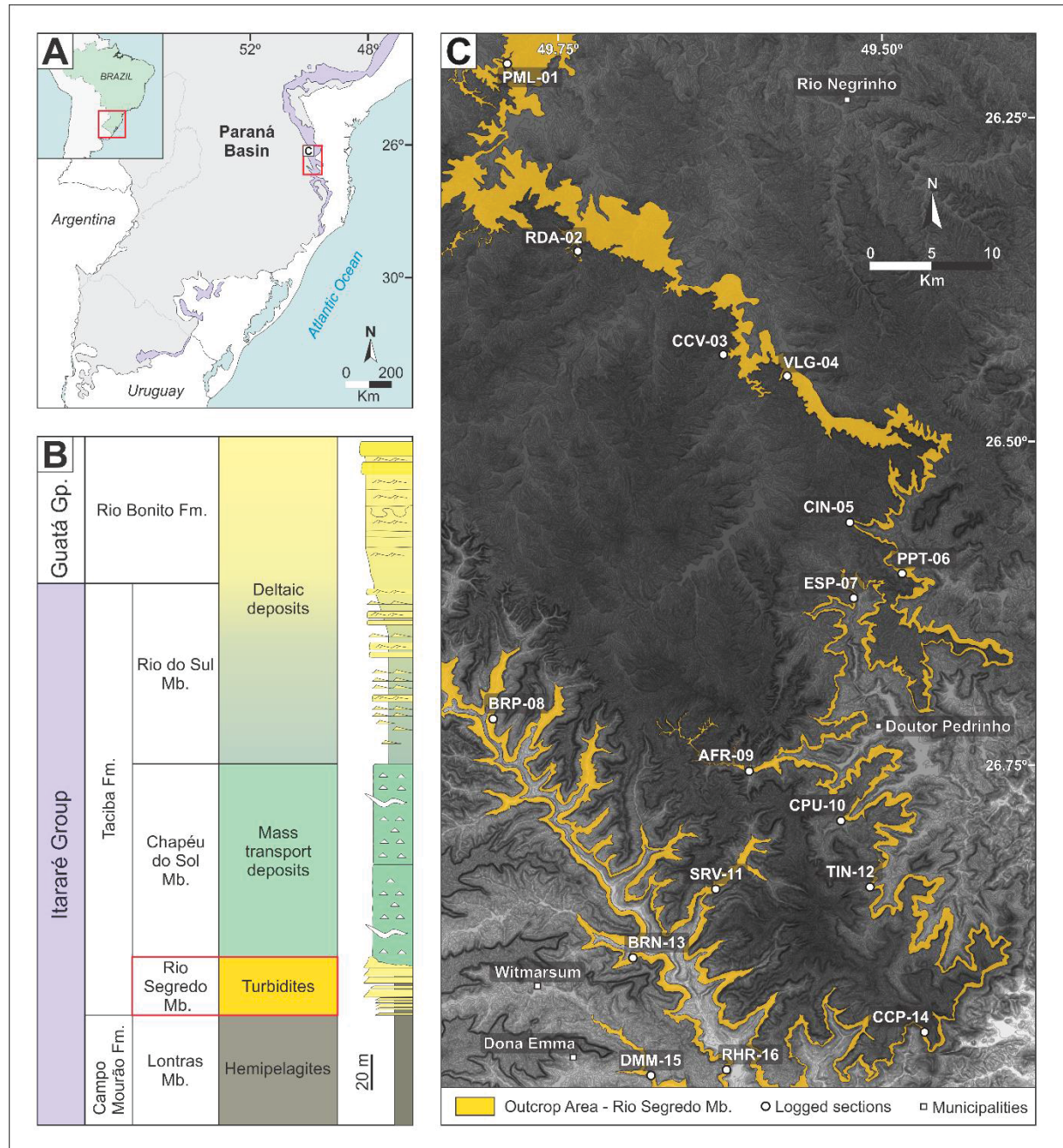


Figura 17. A) C) Location of the studied area comprised between Donna Emma and Mafra, Santa Catarina Brazil. B) Simplified stratigraphic chart of the Itararé Group, emphasizing Rio Segredo Mb. Modified from Vesely *et al.*, 2021.

Despite recent studies providing data on stratigraphic stacking (e.g., D'Ávila, 2009; Puigdomenech *et al.*, 2014; Fallgatter, 2015; Fallgatter and Paim, 2017; Schemiko *et al.*, 2019; Valdez Buso *et al.*, 2019; Vesely *et al.*, 2021), the external

geometry of this turbidite unit and architecture of depositional elements still need further exploration. Thus, the object of study provides the opportunity to investigate the component facies and the architecture of line-sourced, delta-fed submarine fans.

This study focuses on the northern segment of the Rio Segredo Member outcrop belt, between the cities of Mafra and Presidente Getúlio, southern Brazil, and aims to test the hypothesis of delta-fed turbidite lobes. Therefore, three key questions are pursued: 1) What are the main sedimentological processes and their distribution in the system? 2) What is the nature of the feeder channel(s)? 3) What is the depositional geometry and architecture of this system?

To address these questions, 16 semi-detailed (1:100 scale) sedimentological logs were conducted to analyze lateral correlation and characterize facies, depositional geometry and architecture. The analysis of bed types proportion, sand-to-mud ratio, and degree of amalgamation was also adopted for the accurate determination of the hierarchical classification of depositional elements.

5.1.2 GEOLOGICAL SETTING

The Paraná Basin is an intracratonic basin that covers a vast region on the South American platform, covering approximately 1,500,000 km², including portions of Brazil, Paraguay, Argentina, and Uruguay (Zalán *et al.*, 1990; Milani *et al.*, 2007). The approximately 400-million-year depositional record consists of a sequence of volcanic-sedimentary rocks with a total thickness of 7,000 m, ranging from the Ordovician to the Cretaceous (Zalán *et al.*, 1990; Milani and Ramos, 1998; Milani *et al.*, 2007).

The Itararé Group, focus of this study, represents the fill of the Paraná Basin during the late Mississippian to the early Permian period. This interval is characterized by sedimentary deposition intensely influenced by the glaciation on the ancient Gondwana continent (França and Potter, 1988; Eyles *et al.*, 1993; Vesely, 2006), a period known as the Late Paleozoic Ice Age (*e.g.*, Isbell *et al.*, 2021). Lithostratigraphic units of the group are often associated with glacio-marine settings, which are progressively replaced by postglacial deltaic, fluvial, and marine deposits of the subsequent Rio Bonito Formation (*e.g.*, França and Potter, 1988; Eyles *et al.*, 1993; D'Ávila, 2009; Vesely and Assine, 2004, 2006; Aquino *et al.*, 2016; Schemiko *et al.*, 2019; Vesely *et al.*, 2021).

Since the initial classification by White (1908), the Itararé Group has been the subject of different approaches regarding its lithostratigraphic classification (e.g., Gordon, 1947; Lange, 1954; Rocha-Campos, 1967; Schneider *et al.*, 1974; França and Potter, 1988; Milani *et al.*, 1994; Vesely and Assine, 2004). The classification adopted herein, proposed by França and Potter (1988), is a regional stratigraphic division based on subsurface data, which identified three distinct formations, from base to top: Lagoa Azul, Campo Mourão, and Taciba formations.

The Taciba Formation is subdivided into the Rio Segredo Member, a basal unit composed of sandstones, and the Chapéu do Sul Member, an upper unit composed of diamictites. The latter displays lateral variation to the south, transitioning from diamictites to shales and rhythmites of the Rio do Sul Member (França and Potter, 1988; Eyles *et al.*, 1993; Vesely, 2006).

The depositional evolution of the Lontras Member (upper Campo Mourão Formation) and the subsequent Rio Segredo Member is a result of sedimentation under relatively quiescent tectonic settings (Eyles *et al.*, 1993). This tectonic scenario led to the formation of a large epicontinental sea characterized by anoxic to suboxic features in the distinct Lontras Member fossiliferous black shale (Schneider *et al.*, 1974; Castro, 1991; Eyles *et al.*, 1993; Mouro *et al.*, 2017). Due to its widespread occurrence in the basin, these deposits are essential as a regional stratigraphic datum (e.g., Vesely and Assine, 2004, 2006; Aquino *et al.*, 2016; Schemiko *et al.*, 2019; Valdez Buso *et al.*, 2019).

Regarding the stratigraphic framework of the Rio Segredo Member, it is primarily composed of sandy turbidites located in the lower portions of a depositional slope, formed by progradational clinoforms of a delta front (Puigdomenech *et al.*, 2014; Schemiko *et al.*, 2019; Vesely *et al.*, 2021). The deltaic system acted as one of the main controls in its evolution, as it was a direct source of sediment through hyperpycnal flows and indirectly through short-lived surges resulting from the remobilization of unstable delta front bars (Puigdomenech *et al.*, 2014). The genetic relationship between the evolution of both the turbidite and deltaic systems is also evidenced by paleocurrent data indicating currents to the west and southwest on both facies associations (Vesely *et al.*, 2021).

The studied interval is generally described as thin-bedded turbidites and thick-bedded turbidites (e.g., Carneiro and Costa, 2006; D'Ávila, 2009; Puigdomenech *et al.*, 2014; Suss *et al.*, 2014; Schemiko *et al.*, 2019; Vesely *et al.*, 2021). They occur

following with shales of the Lontras Member, mass-transport deposits, and shallow coastal and marine deposits (Schemiko *et al.*, 2019; Valdez Buso *et al.*, 2019; Vesely *et al.*, 2021).

Based on its distinct stratigraphic characteristics and geographical position, the turbidite unit can be divided into two segments. The southernmost segment of this turbiditic unit has been previously studied (e.g., Fallgatter, 2015; Buso *et al.*, 2017; Fallgatter and Paim, 2017) as a system confined by the pre-existing basement topography in the region near Alfredo Wagner and Vidal Ramos municipalities, interpreted as having no genetic relationship with the northern segment (Fallgatter and Paim, 2017; Vesely *et al.*, 2021). In contrast, the northern segment is characterized by unconfined turbidites (Fallgatter, 2015) with tabular geometries that extend for more than 100 km between the municipalities of Presidente Getúlio, Doutor Pedrinho, and Mafra. Fallgatter (2015) considers that the Doutor Pedrinho turbidite unit are associated with broad and smooth depositional areas, that were initially somewhat confined by basin floor irregularities. This is supported by bidirectional paleocurrents in cross-laminated ripples, interpreted as the result of reflection waves. Additionally, paleocurrent data from flutes, grooves, and ripples indicate transport to the west and west-northwest, suggesting two sediment source areas: one to the east and another to the east-southeast.

5.1.3 METHODS AND KEY DEFINITIONS

In the study area, the Rio Segredo Member is about 40 m thick extend laterally for around 90 km. Because of the dense coverage by the Atlantic Forest, the unit is not exposed continuously, but its topographic expression is easily mapped using digital elevation models. Excellent outcrops take place on waterfalls and, in lesser extent, roadcuts. The 16 measured logs represent a total thickness of around 307 meters, providing insights into the bed type distributions, geometries, depositional sub-environments, and architectural hierarchy of the lobe complexes. In this sense, a "lobe complex" is considered as the outcome of the stacking of one or more genetically related lobes (Prélat *et al.*, 2009).

A detailed bed type analysis was conducted, wherein the dataset covers information about lithology, sedimentary structures, paleocurrents, and bed thickness.

Paleocurrent data were collected from current ripples cross lamination, and sole marks such as grooves, prod marks, and rare flute casts.

The term "bed type" used here refers to a deposit originating from a single sediment gravity flow and can be understood as an "event bed." A typical turbidite according to Bouma (1962) represents an "event bed" composed of 5 lamina sets (Ta, Tb, Tc, Td, Te). Several recent authors employ the type-bed approach in sedimentological studies of various scopes once the different types of beds give insights on depositional processes, flow evolution, flow efficiency and interactions with the substrate (e.g., Houghton *et al.*, 2009; Muzzi Magalhães and Tinterri, 2010; Tinterri and Muzzi Magalhães, 2011; Tinterri and Tagliaferri, 2015; Fonnesu *et al.*, 2017; Pierce *et al.*, 2018; Grundvåg *et al.*, 2023).

Furthermore, stratal geometries were analyzed based on the interpretation of drone-based photographic panels. The aim was to determinate the vertical and lateral bed types transitions and to delineate the depositional sub-environments of lobe axis, lobe off-axis, lobe fringe, and distal lobe fringe (*sensu* Prélat *et al.*, 2009) (Fig.18).

The hierarchical classification of sedimentary architecture in the Rio Segredo turbidites is based on a four-fold hierarchy for lobe deposits outlined by Prélat *et al.* (2009), where genetically related sand-prone bodies are divided by fine-grained units. In this scheme, the basic unit is the 'bed' deposited by a single depositional event. One or more beds stack to form sand-rich 'lobe elements', typically sandy turbidites with lateral variations in degree of bed amalgamation. These are vertically separated by very fine-grained sandstone to siltstone units known as "interlobe elements" (Prélat *et al.*, 2009). Lobes consist of genetically related 'lobe elements' bounded by 'interlobe' units, exhibiting facies characteristics similar to higher-order units (Prélat *et al.*, 2009). Architectural features become more apparent in this hierarchy, including extensive tabular sandy bodies in lobes and consistent facies and thickness over long distances in interlobes (e.g., Prélat *et al.*, 2009; Groenenberg *et al.*, 2010; Sychala *et al.*, 2017). One or more genetically related lobes stack to form a 'lobe complex', bounded by hemipelagic claystones in the "interlobe complex" unit (Prélat *et al.*, 2009).

For stratigraphic correlation, the top of a black shale unit with carbonate concretions and "cone-in-cone" structures, identified as part of the Lontras Member (Schneider *et al.*, 1974; França and Potter, 1988) were used as the regional datum. The first heterolith deposited after the shale was considered as the onset of deposition of the Rio Segredo Member.

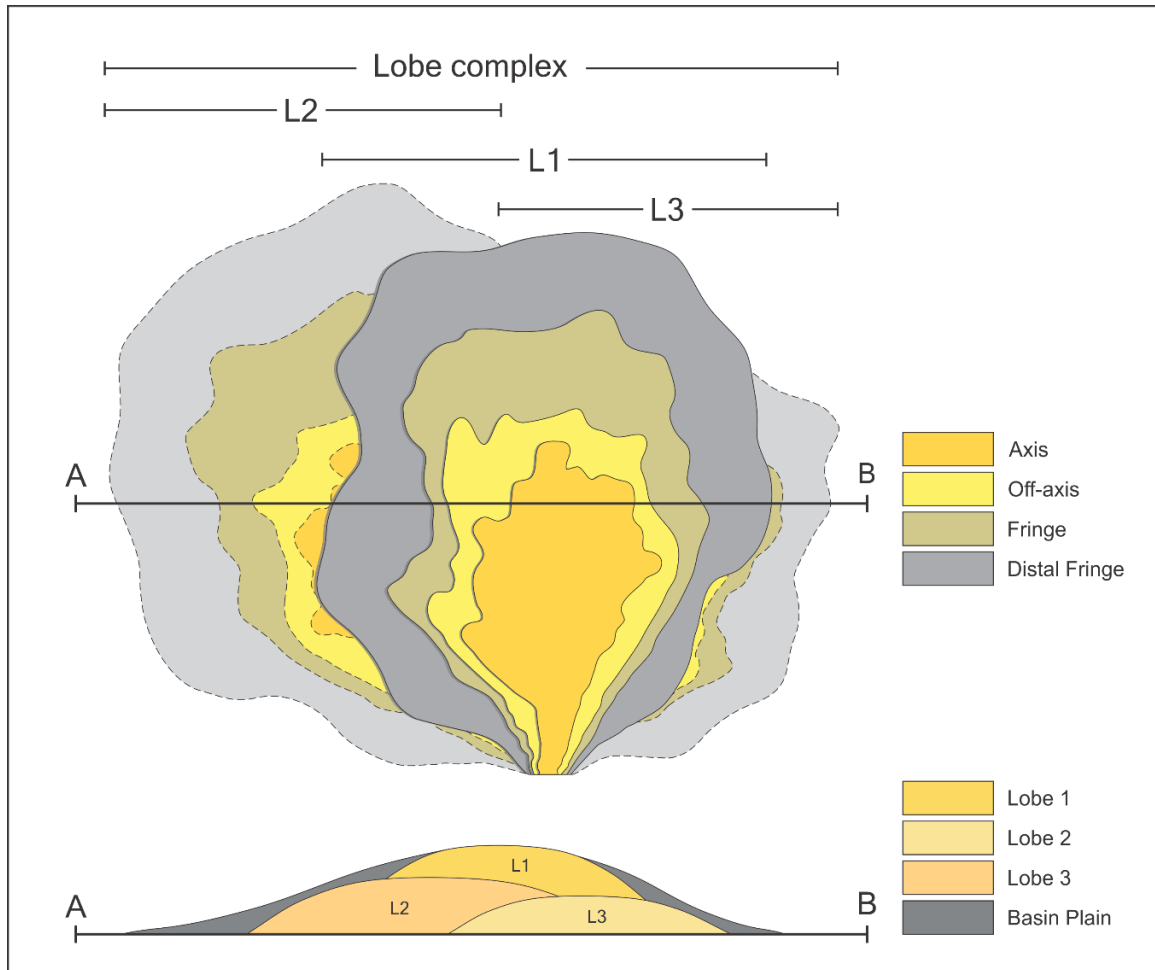
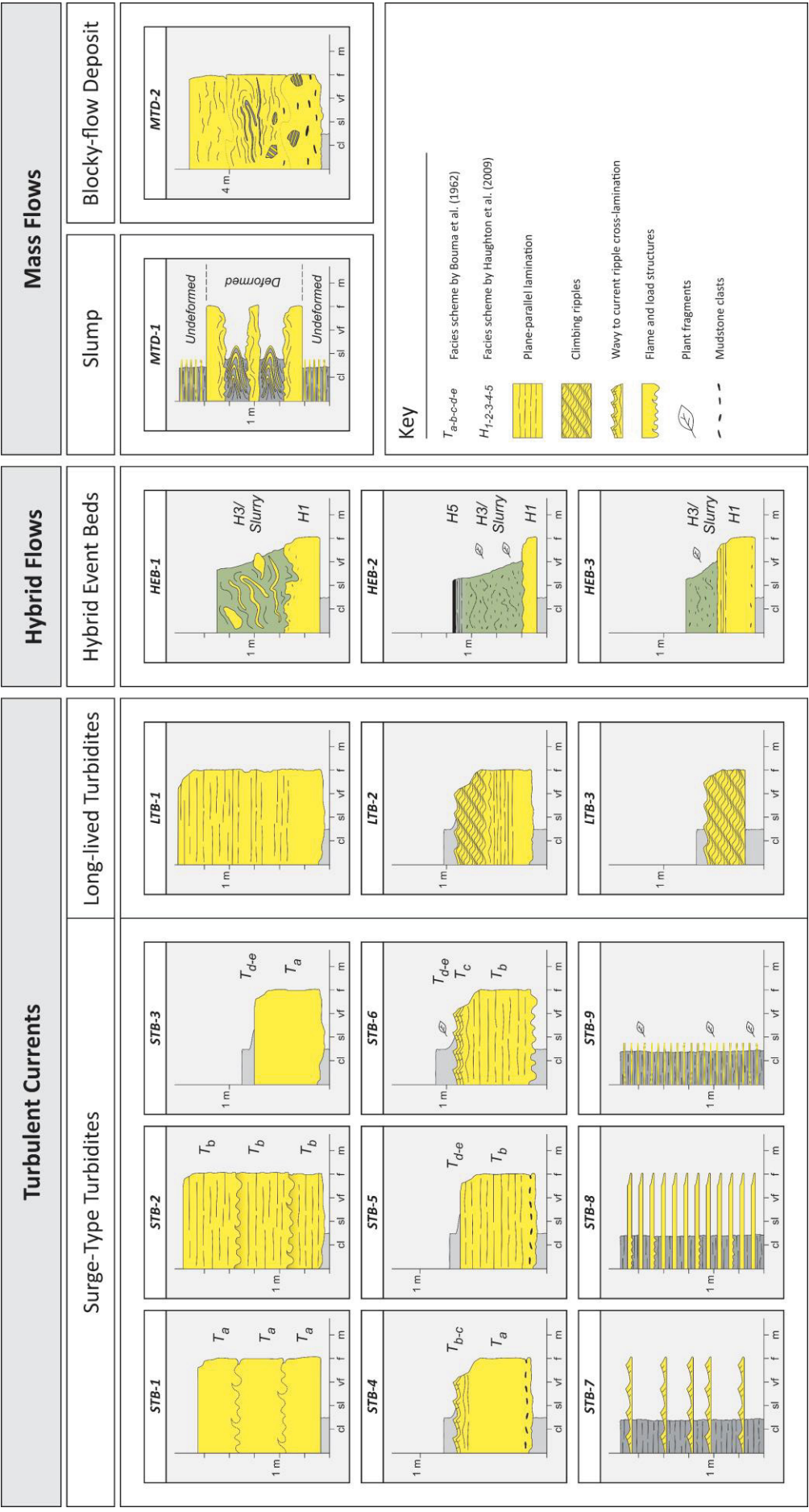


Figura 18. Sub-environments of lobe axis, lobe off-axis, lobe fringe, and distal lobe fringe *sensu* Prélat et al., 2009.

5.1.4 RESULTS

5.1.4.1 BED TYPES

Based on distinct lithofacies sequences, 17 bed types were identified and described (Fig. 19). Their characteristics were interpreted in terms of specific depositional processes caused by a wide range of gravity flows and therefore classified into four groups: surge-like turbidity currents (**STB**), long-lived turbidity currents (hyperpycnal flows) (**LTB**), hybrid flows (**HEB**) and mass transport deposits (**MTD**). The description of bed types is presented in figure 19 along with illustrations of their main appearance in measured logs. In the following subsections their formative processes are interpreted.



Surge-like turbidity currents beds (STB) (Fig. 20)

Description: **STB-1** and **STB-2** comprise stacked beds, the first being structureless, fine-grained sandstones and the second fine to very fine-grained sandstones with plane-parallel lamination. **STB-1** tends to be thicker, with variation from 0.25 to 3.91 m, while **STB-2** ranges from 0.83 to 5.16 m. Beds are tabular and often amalgamated, with poorly preserved mudstone divisions. Lower bed boundaries may display flame structures, load casts, and occasionally grooves and prod casts.

STB-3, **STB-4**, **STB-5** and **STB-6** are composed of very fine to fine-grained, normally graded sandstones sharply draped by mudstones. Current ripple cross-lamination is evident on sandstone top in **STB-4** while **STB-5** presents plane-parallel lamination. Basal plane-parallel lamination in **STB-6** passes upward to current ripple cross-lamination. Thickness varies: **STB-3** ranges from 0.11 to 1.90 m; **STB-4** ranges from 0.37 to 0.43 m; wider **STB-5** varies from 0.14 to 2.19 m; and narrower **STB-6** from 0.40 to 0.43 m. All these bed types exhibit tabular geometries, commonly with either planar or erosive bases. They may also display flame structures and load casts. **STB-3** and **STB-6** occasionally present sole marks such as grooves, flute marks and prod casts. Muddy intraclasts, about a millimeter in size and with chaotic orientation, are found in **STB-4** and **STB-5**, primarily at the base and sometimes in the middle of the sandy portion. Additionally, **STB-3**, **STB-4** and **STB-6** feature millimeter-sized laminated plant fragments with chaotic orientation in the upper muddy portion, in some occurrences aligned with elongated grains.

STB-7, **STB-8**, and **STB-9** consist of alternating millimetric to centimetric beds of very fine to fine sandstones and millimetric to centimetric beds of mudstones, reflecting successive depositional events forming a heterolithic unit. These beds generally show an upward-thinning pattern, although heterolithic units with no apparent trend are common. **STB-7** comprises sandstones with current ripple cross-lamination, often separated by thin mudstone beds, ranging in thickness from 0.14 to 2.45 m. **STB-9** consists solely of millimeter-thick sandstone and mudstone beds, contrasting with the thicker, centimeter-scale beds of **STB-8**, leading to their distinct classification. Sandstones from both **STB-8** and **STB-9** exhibit normal grading, with an abrupt change from fine sandstone at the base to mudstone at the top in **STB-8**, with thickness varying from 0.17 to 2.71 m, and from very fine sandstone at the base to mudstone at the top

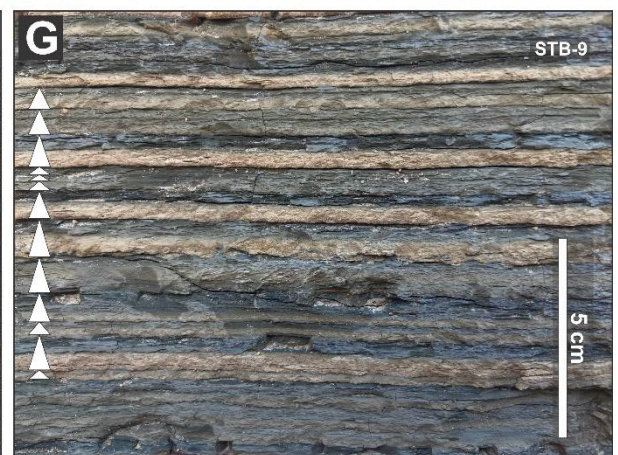
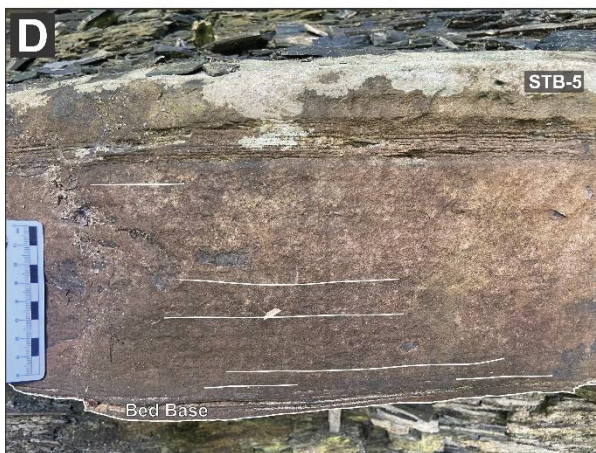
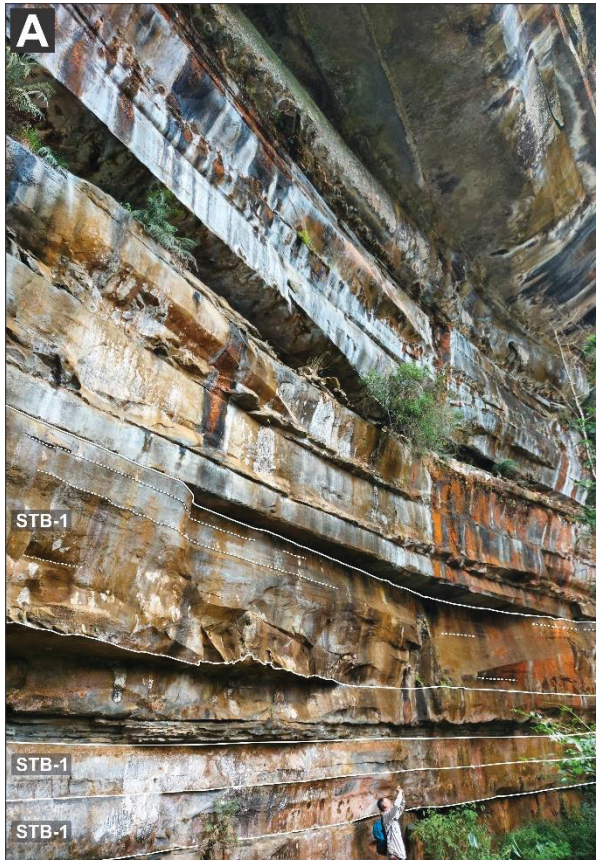


Figura 20. A) Amalgamated beds of STB-1 at the CCV-03 outcrop, noting the lateral variation in the number of beds due to flow erosion. B) Detail of the base with load casts of STB-1. C) Detail of the base with load casts of STB-3. D) Planar-parallel lamination throughout the STB-5 bed. E) Detail of current ripple in STB-7, with flow direction from left to right. F) Beds of STB-8. G) Successive thin beds forming the heterolithic interval of STB-9.

in **STB-9**, with thicknesses ranging from 0.10 to 3.91 m. Sandstone beds in **STB-7** have internal lenticular geometries due to current ripple cross-lamination, while the entire interval appears tabular. In **STB-8** and **STB-9**, the heterolithic interval exhibits tabular geometries. The contact between the sandstone and mudstone beds of **STB-7**, **STB-8**, and **STB-9** is sharp, exhibiting occasional flame structures, load casts, and sole marks such as grooves and prod casts in the sandy portion. **STB-9** also contains millimeter-sized laminated plant fragments with chaotic orientation within the muddy portion of the bed.

Interpretation: **STB-1** and **STB-2** stand out from the other bed types due to their higher degree of amalgamation and thickness. At the outcrop scale, the upper muddy divisions typical of surge-type turbidites appear to be completely eroded, and possibly can be found laterally as muddy intraclasts in other bed types (e.g., **STB-4** and **STB-5**). **STB-1**, due to its structureless nature and fine grain size, is interpreted as deposition from suspension in surge-type, high-density turbidity currents (Bouma, 1962; Lowe, 1982; Mutti, 1992; Kneller, 1995; Mulder and Alexander, 2001). Meanwhile, **STB-2**, with its plane-parallel laminations and fine grain sizes, is interpreted as bed load transport under upper flow regime conditions, from a surge-type, low-density (fully turbulent) turbidity current (Bouma, 1962; Mutti, 1992; Kneller, 1995; Mulder and Alexander, 2001). The decision to classify them into distinct bed types is based on temporal relationship between deposition and rapid subsequent erosion caused by overlying events, indicating a composite origin (e.g., Grundvåg *et al.*, 2023). Furthermore, this facilitates interpretation regarding depositional context and placing within the lobe.

The fine to very fine-grained, normally graded and parallel laminated beds overlaid by mudstones (**STB-2**, **STB-5**, **STB-6**) record the most complete vertical succession of facies, indicating decelerating (waning) flow conditions, which result from surge-type, low-density, sub-critical turbidity currents (Bouma, 1962; Mutti, 1992; Kneller, 1995; Mulder and Alexander, 2001). An abrupt change in grain size is observed between the sandy and muddy divisions, with the muddy layer indicating the

tail-end deposition of the flow that caps each event (Mutti, 1992). The muddy intraclasts found at the base of **STB-4** and **STB-5** are attributed to the erosive nature of turbulent flows moving basinward, which erode the muddy substrate and incorporate muddy fragments (Mutti, 1992; Mutti *et al.*, 2003).

The heterolithic intervals (**STB-7**, **STB-8**, **STB-9**) exhibit distinctive characteristics such as finer grain sizes, well developed normal grading, traction structures, and thinner depositional events. These indicate deposition consistent with distal, waning, surge-type, low-density, sub-critical turbidity currents (Bouma, 1962; Mutti, 1992; Kneller, 1995; Mulder and Alexander, 2001). Deposited by traction-plus-fallout processes associated with multiple pulses of sedimentation (Mutti, 1992; Mutti *et al.*, 2003), these bed types, once addressed in their respective depositional contexts, are also generically referred here as thin-bedded turbidites (TBT's) (*sensu* Mutti, 1992). The **STB-8** and **STB-9** bed types are very similar, differing only in the grain size of the sandstone and the presence of plant fragments in the mudstone beds in the former. **STB-8** is interpreted as more proximal within the system than **STB-9** due to greater thickness.

Long-lived turbidity currents beds (LTB) (Fig. 21A, B, C))

Description: Type **LTB-1** consists predominantly of fine-grained sandstone. It has a structureless base, while the middle section vary between structureless portions and planar parallel lamination, with the latter being the most prevalent in the bed and upper section with only planar parallel-lamination. **LTB-2** and **LTB-3** consist of very fine to fine sandstones overlaid by mudstones. **LTB-2** starts with a structureless lowermost section, transitioning gradually into plane-parallel lamination in the middle portion, and eventually transforming into subcritical climbing current ripples in the upper part. Dewatering structures are also present throughout this type of bed. **LTB-3** beds are characterized by subcritical climbing current ripples. Compared to surge-type turbidites, long-lived turbidites are thinner and occur more restrictively. **LTB-1** has a thickness of 0.47 m, **LTB-2** tends to be thicker, with variations from 0.51 to 0.91 m, while **LTB-3** ranges from 0.24 to 0.33 m. Overall geometries are tabular, and beds do not amalgamate. Bed bases commonly appear as either sharp or erosive, rarely showing sole marks like grooves and prod casts. They lack mudstone clasts, and

millimeter-sized laminated plant fragments with chaotic orientation in the upper muddy portion are common in **LTB-2** and **LTB-3**.

Interpretation: Based on an aggradational pattern (**LTB-1**) and vertical succession of structures such as structureless base, plane-parallel lamination, and subcritical climbing current ripples, which record a gradual loss in flow capacity (**LTB-2**), the action of sustained quasi-steady turbidity currents is suggested. In the case of **LTB-1**, there are no granulometric changes indicating amalgamated beds or eroded upper muddy divisions, suggesting deposition as a single event. The structureless base implies rapid aggradation and fallout from the initial turbulent current, followed by a fluctuation of the turbulent current's waxing and waning pulses, **LTB-1** records successive cycles of waning pulses from the same sustained quasi-steady turbidity current, characterized by variations between structureless portions and those with planar parallel lamination. (e.g. Hesse and Chough, 1980; Kneller and Branney, 1995; Mulder *et al.*, 2003). The thicker planar-laminated divisions suggest long-lived bed aggradation, implying in a flow with consistent discharge to sustain deposition following the initial pulse (e.g. Plink-Bjorklund and Steel, 2004; Zavala *et al.* 2006, 2011). **LTB-2** and **LTB-3** both represent deposition via bed load under higher flow regime conditions, followed by a subsequent decrease in flow velocity, leading to a decrease in the fallout rate with high suspended sandy load (Sanders, 1965; Kneller, 1995; Sumner *et al.*, 2008; Jobe *et al.*, 2012; Zavala and Pan, 2018). The presence of plant fragments in the muddy portions of **LTB-2**, and **LTB-3** suggests they might have been deposited by lofting processes at the flow head, a process responsible for transporting plant fragments into a deep-water setting (Mutti *et al.*, 2003; Zavala *et al.*, 2012; Zavala and Pan, 2018). **LTB-1**, **LTB-2**, and **LTB-3** exhibit characteristics analogous to the genetic facies tract of sustained hyperpycnal flow deposits described by Zavala *et al.* (2010), who noted that changes in flow conditions result in alternations between structureless-laminated or laminated-rippled beds.

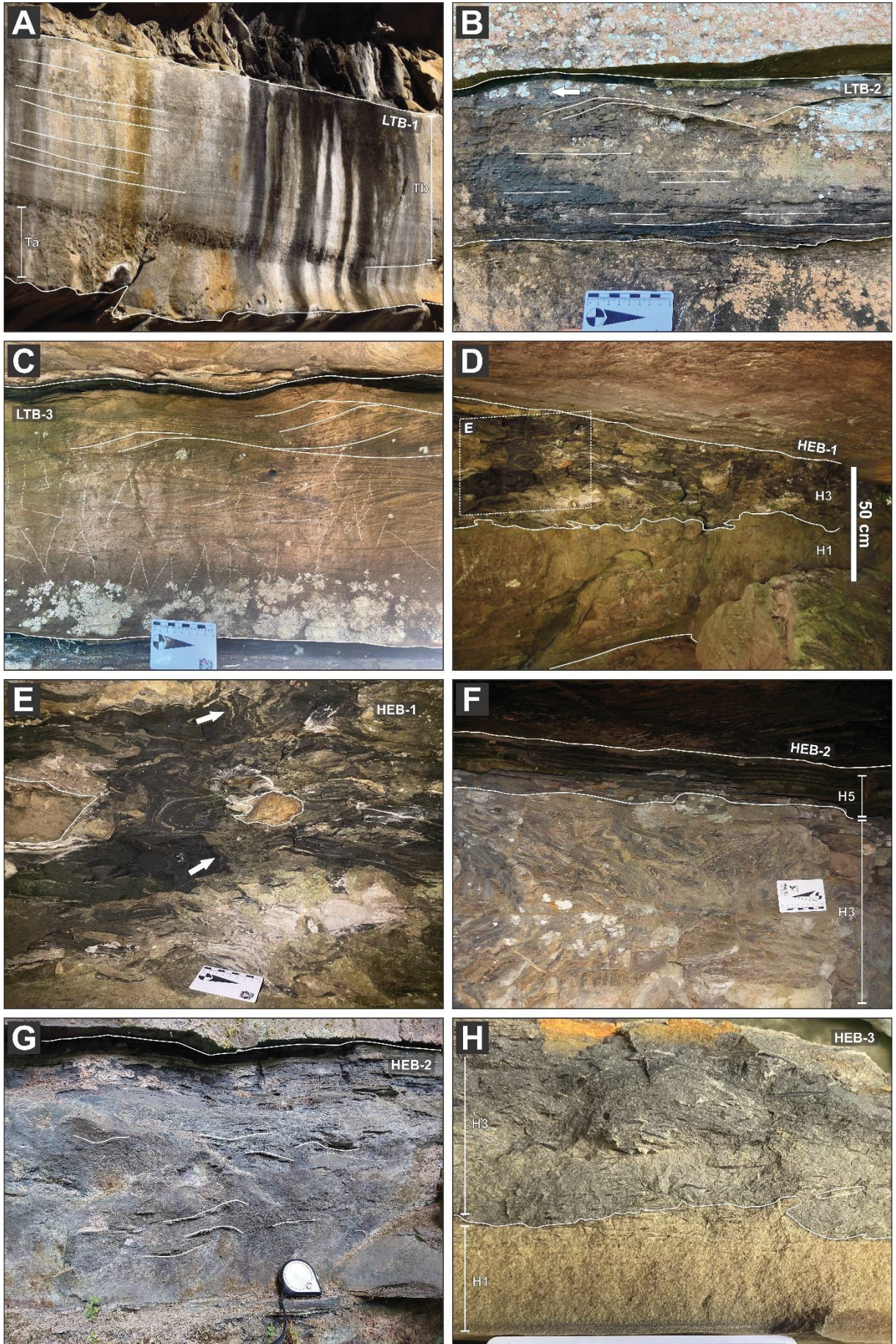


Figura 21. A) Variation of structures in a single depositional event marking successive waxing cycles in the LTB-1 bed. B) Planar-parallel lamination at the base transitioning to climbing ripples towards the top in the LTB-2 bed, with flow direction from right to left. C) Bed entirely composed of climbing ripples in the LTB-3 bed, with flow direction from right to left. D) Bipartite bed of HEB-1. E) Detail of HEB-1 showing only the H3 portion with sand injections and pseudonodules. F) Different intervals of HEB-2, focusing only on the H3 and H5 divisions. G) Detail of the muddy sandy portion with abundant penecontemporaneous deformation, in the H3 division there is an abundant presence of muddy intraclasts and plant fragments. H) Bipartite bed of HEB-3 occurring at the base of Lobo 1 in the CPU-10 outcrop.

Slurry-Hybrid event beds (HEB) (Fig. 21D, E, F, G, H)

Description: Type **HEB-1** is a bipartite event bed comprising basal division of fine-grained structureless sandstone and overlying division consisting of heteroliths that undergo complete deformation. This upper division displays varied soft-sediment deformation features, all enveloped in a mudstone matrix. In some sections, the basal division exhibits slight deformation with incipient convolute laminations and contains millimeter to centimeter-sized mudstone clasts dispersed throughout. The transition between the two division is abrupt and irregular, with portions of the upper division occurring as intraclasts at the interface. The upper division is characterized by a chaotic arrangement of structures with soft-sediment deformation features. These include completely folded heterolithic packages in diverse configurations, with sand injections extruding from the flanks of vertically cross-cutting muddy matrix folds. Centimeter-sized sandy pseudonodules are also present, either attached to heterolithic packages or completely detached and surrounded by the matrix. The thickness of the event bed is 0.88 m, displaying tabular geometry, and the base of the bed are flat.

Type **HEB-2** is a tripartite event bed composed of a basal division of fine-grained structureless sandstone, an intermediate division of argillaceous sandstone, and a dark capping mudstone upper division. The intermediate division has sections with a higher concentration of mud (visually estimated), while larger sand concentrations form lighter deformed bands than the surrounding matrix. In the upper portion of the intermediate division, there are incipient plane-parallel laminations. Additionally, this division features an abundant occurrence of millimeter to centimeter-sized mudstone clasts and plant fragments. The transition between the basal and intermediate divisions is abrupt and irregular, while the transition between the intermediate and upper divisions is transitional. The event bed exhibits tabular geometry with a thickness of 0.37 m, and its basal limit is flat.

Type **HEB-3** is a bipartite event bed with a lower division of structureless fine-grained sandstone and an upper division of deformed argillaceous sandstone. In the lower division, predominates structureless sandstones; however, in some occurrences, the division exhibits incipient plane-parallel lamination at the top. It is common to find millimeter to centimeter-sized mudstone clasts at the base of the bed. The upper division, like **HEB-2**, contains areas with a (visually estimated) increased mud concentration, and larger sand concentrations create lighter deformed bands compared to the surrounding matrix. Incipient plane-parallel lamination at the top also occurs in certain event beds but is not common. The abundant presence of millimeter to centimeter-sized mudstone clasts and plant fragments in this upper division is frequent. The transition between the two divisions is abrupt and irregular. The event beds exhibit tabular geometries, with event beds thickness ranging from 0.16 to 0.51 m, and their bases appear as either sharp or erosive, occasionally showing sole marks such as grooves and prod casts.

Interpretation: Due to similarities with the model proposed by Haughton *et al.* (2009), the interpretation was based on the five internal divisions (H1-H5) of an ideal hybrid bed deposited by a hybrid flow, also considering that the H3 division is analogous to a slurry bed (e.g., Muzzi Magalhães and Tinterri, 2010; Tinterri and Tagliaferri, 2015; Tinterri *et al.*, 2022). A hybrid flow is characterized by transitions or alternations between non-cohesive and cohesive flows during the same depositional event (Haughton *et al.*, 2009). Based on this characterization, it is possible to infer different mechanisms of mud entrainment and likely mechanisms of flow turbulence suppression (e.g. Haughton *et al.*, 2009; Muzzi Magalhães and Tinterri, 2010; Tinterri and Tagliaferri, 2015; Tinterri *et al.*, 2016; Fonnesu *et al.*, 2016, 2018).

The sandy basal divisions of all three bed types (**HEB-1**, **HEB-2**, **HEB-3**) are interpreted as non-cohesive high-density turbidity current deposits (e.g., Haughton *et al.*, 2003, 2009; Amy and Talling, 2006), characterized by their structureless character, sometimes with incipient plane-parallel lamination at the top (**HEB-3**), and floating mudstone clasts (**HEB-1**). These characteristics can be compared with the sandstone division H1 of Haughton *et al.*, (2009). The upper division in **HEB-1** and **HEB-3**, or the intermediate division in **HEB-2**, comprises muddy sandstones akin to division H3. **HEB-1** exhibits various soft sediment deformation features, occasional sandy pseudonodules, and sand injections, enclosed in a mud-rich matrix. In contrast, **HEB-**

2 and **HEB-3** exhibit darker bands with higher mud concentration and lighter sandy bands. For this division, it is suggested *en masse* deposition by a cohesive flow, locally modified by sandy injection represented by **HEB-1** (Amy and Talling, 2006; Hodgson, 2009). The abundant presence of mudstone clasts and plant fragments, along with vertical texture changes, suggest a rheological variation between the basal H1 division and the intermediate/superior H3 division. This variation may result from muddy material enrichment through substrate erosion, an increased fallout rate due to abrupt decelerations that reduce flow momentum, or an interaction of these processes (*e.g.*, Haughton *et al.*, 2009; Muzzi Magalhães and Tinterri, 2010; Tinterri and Tagliaferri, 2015; Fonnesu *et al.*, 2016, 2018). The presence of topographic highs or changes in slope can amplify these scenarios, promoting both deceleration and mud erosion processes (Muzzi Magalhães and Tinterri, 2010). The dark capping mudstone upper division in **HEB-2** resembles division H5 and is related to mud suspension fallout deposition of a trailing, waning, low-density turbulent cloud (Haughton *et al.*, 2009). The rare, deformed portions at the lower limit suggest deposition over the irregular rheology of the underlying H3 division (Fonnesu *et al.*, 2015).

Mass transport deposits (MTD) (Fig. 22)

Description: Type **MTD-1** occurs as a 1.51 m interval composed of beds of structureless sandstone and convolute laminations interspersed with heterolithic packages (**STB-9**) exhibiting widespread soft-sediment deformation. Within the heterolithic packages, convolute laminations are observed, along with various recumbent folds with no preferred fold-axis orientations, and boudinage-like features are noted in the thin sandy beds of the heterolithic pair. Additionally, sandy pseudonodules attached to heterolithic packages are also present, and millimeter to centimeter-sized sandy injections are observed. The sandstone beds interleaved with heteroliths in the middle portion of the interval exhibit a pinch-and-swell appearance. The deformation interval is well-defined, being both underlain and overlain by undeformed **STB-9**.

MTD-2 consists of three intervals of a megabed with a total thickness of 5.8 meters. The term "megabed" is used due to its unique thickness compared to other types analyzed and its interpretation as the result of a single catastrophic event. The lower interval consists of fine to medium-grained sandstones with soft-sediment

deformation, varying degrees of vertical bed disruption. This interval has a band with lenticular geometry and well-defined shear surfaces, internally featuring a block-in-matrix fabric characterized by mudstone and sandstone blocks ranging from centimeter to meter size with compaction cleavage parallel to the basal contact. Millimeter to centimeter-sized mudstone clasts and centimeter to meter-sized heterolithic blocks composed of STB-9 are commonly found. In the middle interval, there is a structureless fine sandstone, devoid of deformation and intraclasts. The contacts between the intervals are irregular. The geometry is complex, with tabular features in some parts and lenticular in others, typical of a highly disrupted and chaotic rock unit. The upper interval is a repetition of the elements of the lower interval but appears to be thinner and with a greater abundance of mudstone clasts and heterolithic blocks.

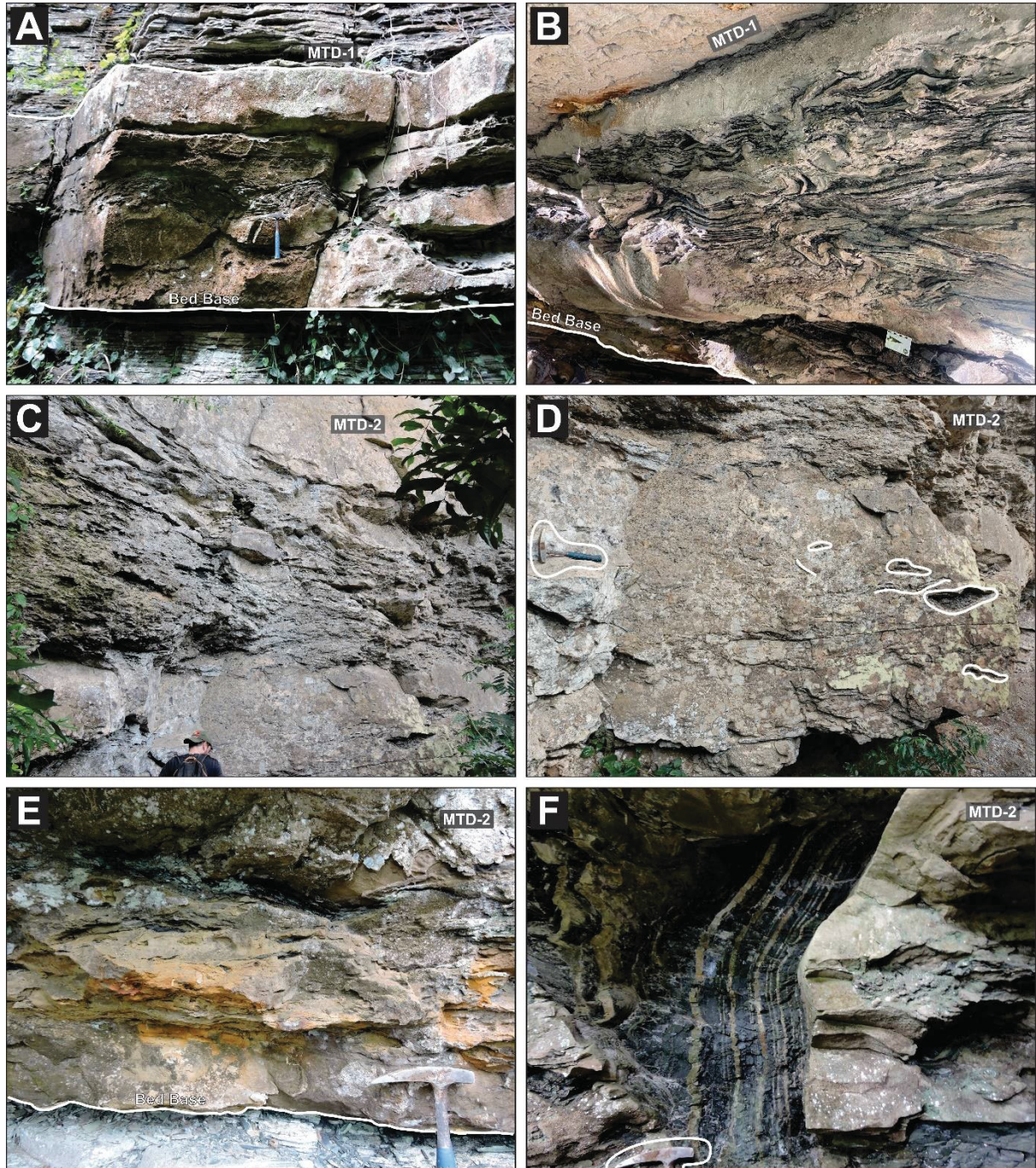


Figura 22. A) Deformed interval of the MTD-1 bed at the CCP-14 outcrop. B) Detail of the portion with various recumbent folds with no preferred fold-axis orientations. C) General aspect of the RHR-16 outcrop showing the various brecciated intervals of the MTD-2 bed. D) E) Detail of the blocks at the base of the MTD-2 megabed. F) Example of one of the STB-9 heterolithic blocks, fully verticalized and deformed at the base of the MTD-2 megabed.

Interpretation: Of restricted occurrence in the study area and located within a well-defined stratigraphic interval, the bed types **MTD-1** and **MTD-2** suggest deposition related to mass transport deposits.

MTD-1, characterized by coherent folded bed-sets, suggests deformation of unconsolidated sediment by gravity-driven movement (Owen *et al.*, 2011). Additionally, deformation is confined in a well-defined interval intercalated between undeformed **STB-9**, a typical characteristic of penecontemporaneous deformation in slump sheets (Woodcock, 1976; Shanmungam, 1996).

Due to its large abundance of muddy intraclasts with block-in-matrix fabric, breccia-like appearance, and erosive contacts, **MTD-2** is interpreted as blocky flow-type (e.g. Mutti *et al.*, 2006; Ogata *et al.*, 2012; Tinterri and Piazza, 2019). This type of flow suggests that matrix-dominated sections, in this case, the lower interval of the megabed in MTD-2, act as overpressured layers transporting block-dominated sections, indicating blocky and debris-flow processes as primary mechanisms (Mutti *et al.*, 2006; Ogata *et al.*, 2012). The interpretation of this facies shares many similarities with the interpretation by Tinterri and Piazza (2019). Therefore, the same interpretation will be followed here, considering each basin's specific characteristics. For Tinterri and Piazza (2019) the leading edges of basal dense flows with high erosive capacity act like a bulldozer on underlying turbidite deposits, eroding the substrate through delaminations. However, they are unable to incorporate all the eroded material, leading to the formation of a 'blocky flow' facies characterized by oversized folded turbidite slide blocks, with little or no muddy sandstone matrix. Subsequently, sandstone beds are deposited on top and are interpreted as affiliated turbidity currents from the head transformation of the underlying dense flows, sometimes containing mudstone breccias and lenticular shapes result from these currents impacting the irregularities of the underlying facies and compensation processes.

The proximity of occurrence between **MTD-1** and **MTD-2**, together with their characteristics indicating a degree of stratal disruption such as recumbent folds and boudinage-like features (**MTD-1**) and block-in-matrix fabric and breccia-like appearance (**MTD-2**), are related to the down-slope transition from slump blocks to blocky flow-type result of catastrophic failures (Lucente and Pini, 2002; Mutti *et al.*, 2006; Ogata *et al.* 2012; Ogata *et al.* 2014).

5.1.4.2 BED TYPES DISTRIBUTION

The study area covers approximately 87 km in a straight line, from the northernmost point (PML-01) to the southernmost point (DMM-15). In the central

region, the turbidite unit reaches its maximum thickness of 40 meters, represented by the ESP-07 log.

The surge-type turbidite beds were divided into sandy STBs (**STB-1** to **STB-6**) and muddy STBs (**STB-7** to **STB-9**) to identify the region's most prone to sand. The proportion of bed types was calculated based on the total thickness of the sections studied, totaling 210 meters, composed of: 55.72% sandy STBs, 36.66% muddy STBs, 2.79% HEB, 2.65% LTB, and 2.23% MTD. There is a higher tendency for sandy STBs north of ESP-07 (e.g., RDA-02, CCV-03, VLG-04, and CIN-05) compared to other regions.

The northern region of the study, with a sandier tendency than the southern region by 20.56% more sandy STBs, consists predominantly of thicker turbidites with amalgamated intervals (Fig. 23). Most outcrops show progradational stacking patterns and thickening upwards, with extensive amalgamation, except at ESP-07, which has non-amalgamated intervals separated by **STB-7** and **STB-9** layers up to 0.96 cm thick. Hybrid event beds occur in the basal portion at CCV-03, in the basal and middle portions at CIN-05, and in the middle and upper portions at PPT-06. The basal heterolithic interval, occurring between the Lontras Member shale and the first thicker turbidite bed, is thinner than in the southern region, indicating a more rapid establishment of the turbidite system in the north.

In the southern region of the area, south of ESP-07, there is a pronounced tendency for progradational stacking and thickening upwards, with the degree of bed amalgamation increasing upwards. HEB occurrences are less frequent; however, the most significant beds of this type are found in CPU-10 (Fig. 24), while only a thin bed is observed in TIN-12. LTB and MTD types are exclusive to the southern portion, with MTD layers concentrated in CCP-14 and RHR-16, just 15 km apart, suggesting a proximal region of the system in the southern/southeastern part of the study area. LTB beds are sparsely distributed, found only in BRP-08 and TIN-12, but when present, they occur throughout the outcrops from base to top. In terms of the basal heterolithic interval, thick sections are prevalent in many outcrops in the southern region, including CPU-10, SRV-11, CCP-14, and DMM-15, much thicker than in the north, reaching almost 14 meters in thickness.

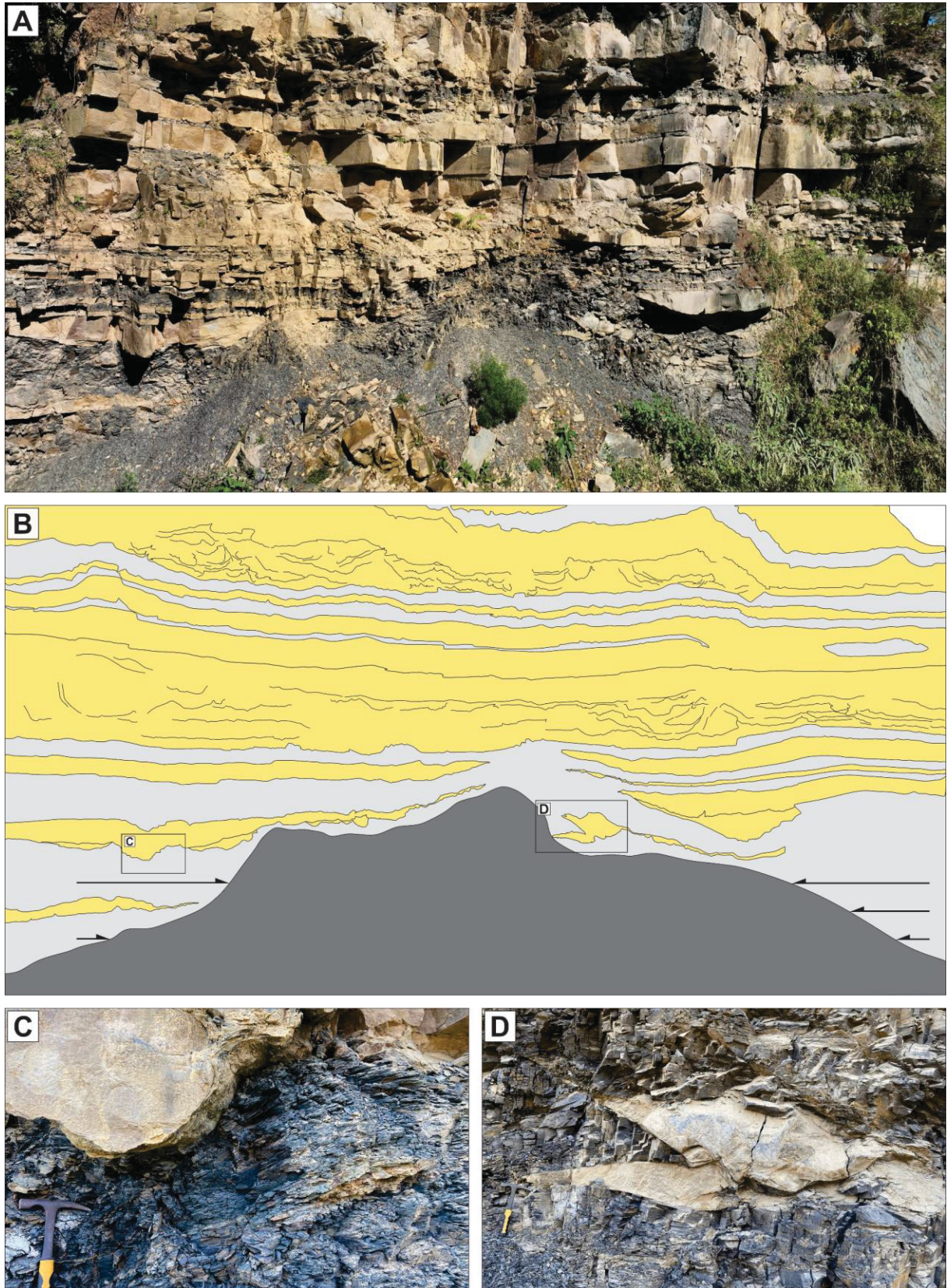


Figura 23. A) Photomosaic of the AFR-09 outcrop. B) Interpretation highlighting sandy units in yellow, heterolithic units in light gray, and shales of the Lontras Member in dark gray. Note the high morphology interpreted by Fallgatter (2015) as a shale diapir. C) Detail of fluidization and load casts. D) Detail of the relationship between onlaps at the edge of the high morphology and load casts in a retroactive process of self-influence.

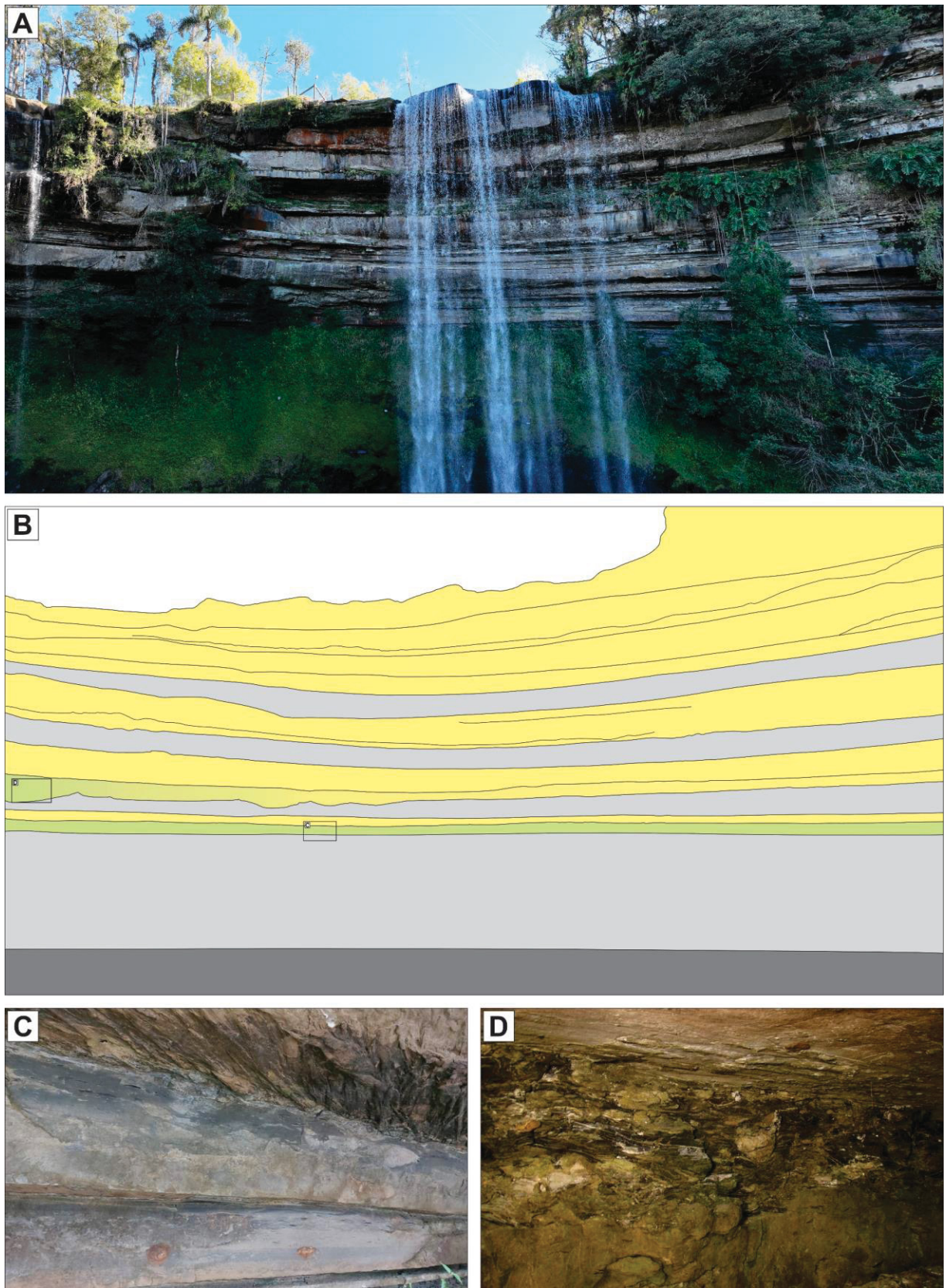


Figura 24. A) Photomosaic of the Cachoeira Paulista outcrop (CPU-10). B) Interpretation highlighting sandy units in yellow, HEB occurrences in green, heterolithic units in light gray, and shales of the Lontras Member in dark gray. C) Detailed photo of HEB-3. D) Detailed photo of HEB-1.

At PML-01, a sudden and erosive transition occurs, where mass transport deposits from the Chapéu do Sol Member possibly eroded the middle and upper parts of the turbidite interval, as sandstone blocks are found near the erosive interface, leaving only the basal heterolithic interval preserved. A gradual transition from the turbidites of the Rio Segredo Member system to pro-delta deposits occurs at VLG-04, ESP-07, CPU-10, TIN-12, CCP-14, and DMM-15. These deposits overlying the turbidites are characterized by sandstone beds lacking normal grading, abundant current ripple laminations, and bioturbation, indicating a shift towards a shallow marine environment.

Figura 25. Sedimentary logs with graphical representations of bed types and facies associations. Logs PML-01, RDA-02, CCV-03, VLG-04, CIN-05, PPT-06.

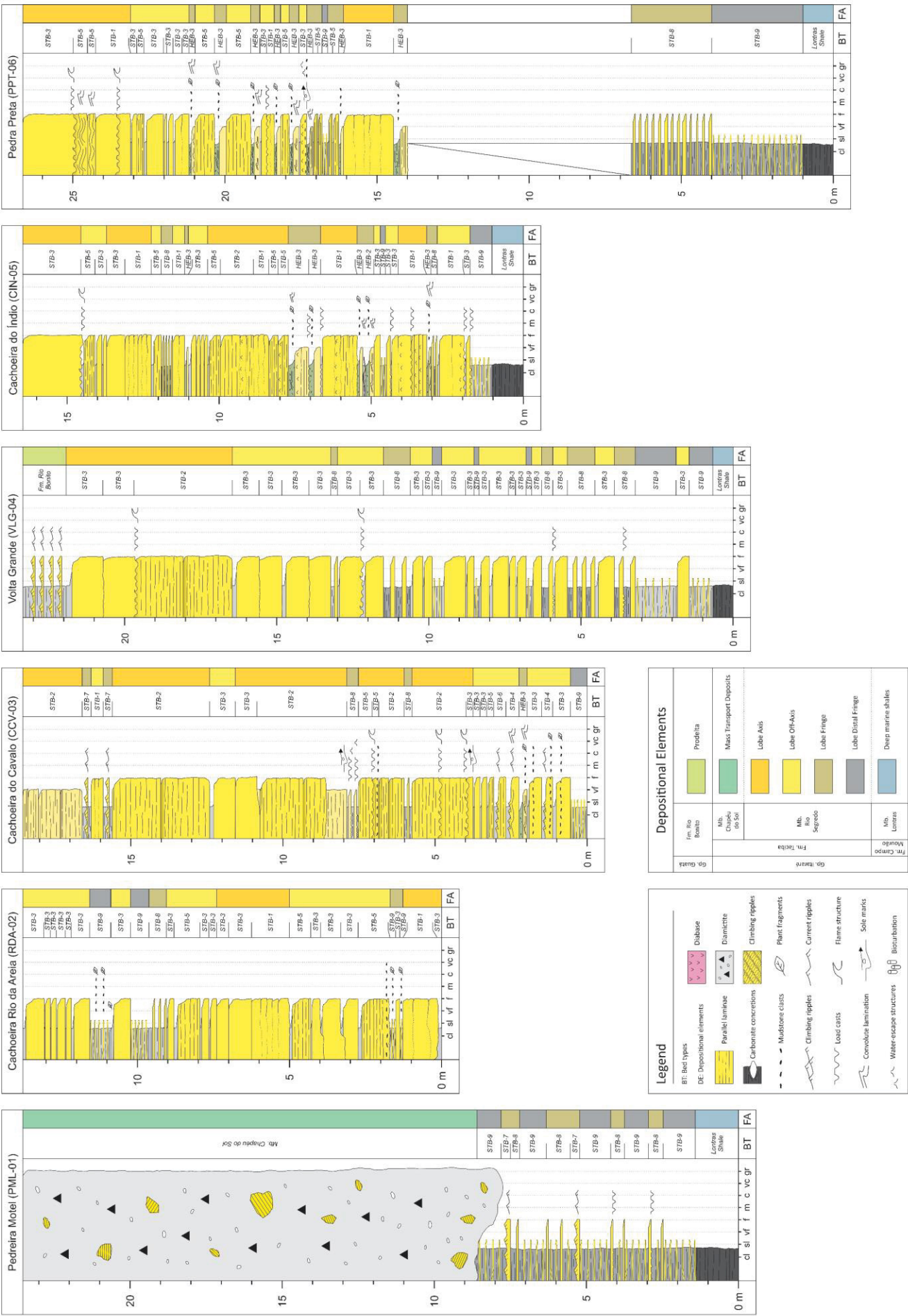


Figura 26. Sedimentary logs with graphical representations of bed types and facies associations. Logs ESP-07, BRP-08, AFR-09, CPU-10, SRV-11.

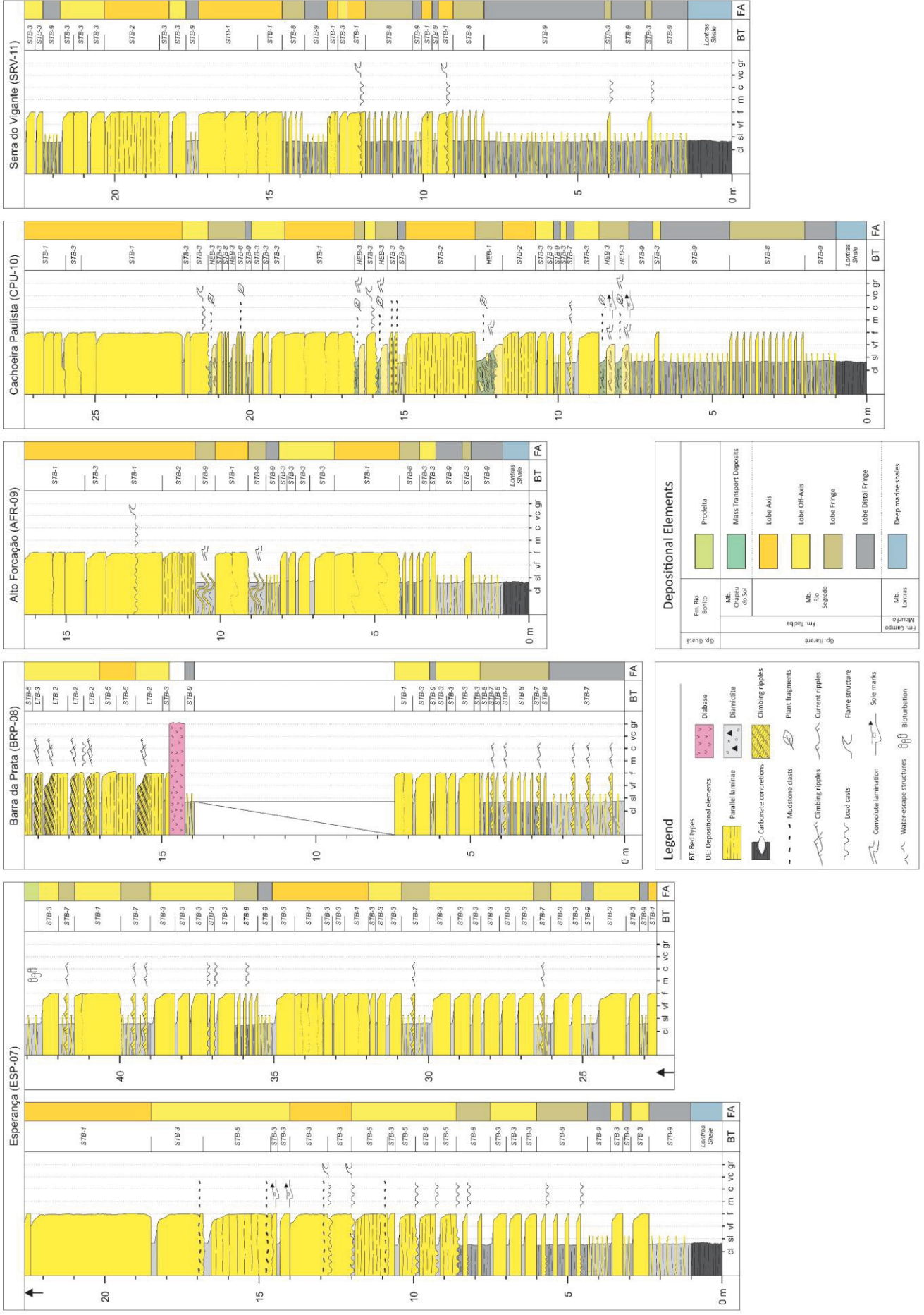


Figura 27. Sedimentary logs with graphical representations of bed types and facies associations. Logs TIN-12, BRN-13, CCP-14, DMM-15, RHR-16.



5.1.4.3 FACIES ASSOCIATIONS AND DEPOSITIONAL SUB-ENVIRONMENTS

The distribution and relative proportion of bed types, bed thickness, degree of bed amalgamation, inference of the stratigraphic completeness of preserved events in the bed types, and depositional geometries allowed for the recognition of sub-environments based on the hierarchical classification of Prélat *et al.* (2009). This scheme has shown to be applicable to various types of architectures in turbidite lobe complexes (e.g. Mulder and Etienne, 2010; Grundvåg *et al.*, 2014; Terlaky *et al.*, 2015; Grundvåg *et al.*, 2023). Therefore, four sub-environments could be recognized: lobe axis, lobe off-axis, lobe fringe, and distal lobe fringe.

Lobe Axis

The lobe axis exhibits thicknesses ranging from 0.27 m to 8.6 m, with an average of 2.55 m, being most representative in CCV-03, where successive lobe axis units are separated by thin off-axis and fringe units. The deposits of this sub-environment are characterized by the occurrence of thick, amalgamated beds of both surge-type and long-lived turbidity currents (**STB-1**, **STB-2**, **STB-3**, **LTB-1**). These beds, which exhibit both structureless and parallel lamination, indicate high deposition rates in the upper-flow regime of high-energy turbidity currents (Kneller and Branney, 1995). Such conditions are characteristic of the most proximal sub-environment of the lobe (Prélat *et al.*, 2009; Spychala *et al.*, 2017). Furthermore, it is common to observe various zones of amalgamation and mudstone intraclasts. It is likely that finer portions of a turbidite depositional event, being easily eroded by subsequent turbulent flows, may generate the muddy content required for the deposition of hybrid beds in lateral proximal positions of lobe fringe. Additionally, amalgamated intervals characterized as lobe axis deposits were observed eroding packages of lobe off-axis. This suggests the likely formation of very shallow distributary channels that eroded the overlying deposits (e.g. Crabaugh and Steel, 2004; Grundvåg *et al.*, 2014; Grundvåg *et al.*, 2023).

Of restricted occurrence, **MTD-2** is positioned proximally within the system, as "blocky flows" are more energetic flows with notable erosion capacity and the ability to transport large volumes of sediment, incorporating large turbidite blocks (Ogata *et al.*, 2012; Ogata *et al.*, 2014; Tinterri and Piazza, 2019).

Lobe Off-Axis

The lobe off-axis displays thicknesses ranging from 0.19 m to 4.49 m, with an average of 1.34 m. It occurs most frequently in ESP-07 with the thickest units. In VLG-04, the units are more numerous but much thinner. With a greater diversity of bed types and a higher diversity of structures, the lobe off-axis is predominantly composed of surge-type turbidity currents (**STB-3**, **STB-4**, **STB-5**, **STB-6**) and occasional deposits of long-lived turbidity currents (**LTB-2**, **LTB-3**). Situated in more distal portions compared to the lobe axis, these deposits show the most complete preservation of the depositional event of structured turbidites and lack as many erosion features at the base of the beds capable of presenting amalgamated intervals. These characteristics indicate the deposition of these beds in lobe off-axis conditions (Prélat *et al.*, 2009; Sychala *et al.*, 2017). Nevertheless, the bed types are still sandier and thicker compared to the lobe fringe and lobe distal fringe, and thinner in relation to the lobe axis.

Lobe Fringe

The thickness of the lobe fringe spans from 0.11 m to 7.29 m, with an average thickness of 0.71 m. The greatest thicknesses of this subenvironment are found in BRN-13, CCP-14, and DMM-15, located to the south of the study area. Lobe fringe deposits are characterized by the occurrence of heteroliths (**STB-7**, **STB-8**), hybrid event beds (**HEB-1**, **HEB-2**, **HEB-3**), and occasionally slumps (**MTD-1**). Among all the sub-environments, lobe fringe exhibits the most variation in sedimentological processes and bed thickness within the system, representing the transition from the sandy (lobe axis and off-axis) to the muddy (lobe distal fringe) portions. Also, this transitional position within an unconfined turbiditic system provides mechanisms for mud incorporation into turbidity currents, responsible for generating hybrid event beds. Such conditions are typical of the lobe fringe, where HEBs occur uniquely in this case (e.g., Talling *et al.*, 2013; Fonnèsu *et al.*, 2017). Evidence suggests that in parts of the system (e.g., AFR-09, CPU-10), the paleophysiography had obstacles formed by the deposition of shales from Lontras Member on older MTDs, creating small-scale morphologies. HEBs may have resulted from the interaction of flows with preexisting topography in some cases (Muzzi Magalhães and Tinterri, 2010; Tinterri *et al.*, 2016;

Tinterri and Piazza, 2019). Additionally, the widespread presence of thin-bedded current ripple-laminated sandstones (**STB-7**) suggests this type of sub-environment (e.g., Hodgson *et al.*, 2006; Hodgson, 2009; Prélat *et al.*, 2009). Despite the gradual transition to the lobe distal fringe, the higher proportions of sand and thicker sandstones in heterolithic intervals, along with the presence of hybrid event beds and slumps, denote the difference between these two types of sub-environments.

Lobe Distal Fringe

The lobe distal fringe exhibits thicknesses ranging from 0.15 m to 3.91 m, with an average of 0.98 m, constitutes the most distal portion of the system, primarily comprising thin heterolithic intervals (**STB-9**). It represents the thinnest bed type and features intervals with the highest proportion of mud among the sub-environments. Upon observation of the logged sections, it's evident that at the base of the sequence, there is consistently a gradual transition with background mudstone deposits (Lontras Member). The initial occurrence of thin turbidite beds marks the onset of turbiditic system deposition. While this sub-environment shares similarities with levee deposits, the absence of channelized facies associated and its placing in the distal reaches of the lobe system led to the dismissal of this interpretation.

5.1.4.4 STRATIGRAPHIC ARCHITECTURE OF THE LOBE COMPLEX

Across the entire study area, a total of 277 paleocurrent measurements were collected, mainly from current ripple lamination and sole marks in STBs, showing paleocurrent trends towards northwest (320  ) and southwest (235  ) directions (Fig. 28)AFR. Overall, in the northern sector, 84 measurements indicate northwest (305  ) and southwest (215  ) directions. In the southern sector, 193 measurements also suggest similar paleoflow trends, pointing towards northwest (325  ) and southwest (235  ) directions. In some cases, the paleocurrent changes vertically rapidly across 2 to 3 beds, particularly at CPU-10 and CCP-14, where the bottom bed has flow to the northwest, while the top bed has flow to the southwest.

Based on the clear abrupt transition of deposits from sub-environments and with trends of paleocurrents, an 87 km long dip-oblique correlation with 12 outcrops was defined. Due to low lateral preservation conditions on a regional scale, only lobe and

lobe complex units were confidently defined for stratigraphic correlation purposes in this study. According to facies distribution and stratigraphic correlation, only one lobe complex was defined for the study area. No unit indicating widespread sand starvation into the system in lobe complex scale was observed to internally subdivide it in multiple lobe complexes.

This regional succession, in which the lobe complex is situated, bears similarities to several other studies (e.g., D'Ávila, 2009; Puigdomenech *et al.*, 2014; Fallgatter, 2015; Schemiko *et al.*, 2022; Mottin and Vesely 2021; Vesely *et al.*, 2021; Kraft, 2022), indicating that although it is a relatively restricted occurrence within the basin's stratigraphy, presents a very uniform stacking pattern for a length of more than 100 kilometers.

The Rio Segredo Lobe Complex contains seven lobes, generally exhibit an average thickness of 3.98 meters, ranging from 26 cm to 12.9 meters (Fig. 29). They consist of sandy STBs, LTBs, HEBs, and MTDs, occurring in lobe axis, off-axis, and fringe settings. The seven interlobes identified, on the other hand, typically have an average thickness of 1.16 meters, ranging from 16 cm to 10.15 meters, composed mainly of STB-7 and STB-9, representing lobe fringe and distal fringe. In some cases, considering the regional stacking pattern, the muddy portion of certain STB-3 beds is considered for correlation purposes.

Based on the evolution of lobe centroids (*sensu* Prelat *et al.*, 2009), the volumetric center of a lobe, there is a spatial shift between successive lobes, averaging 25 km, indicating a compensational stacking pattern. The estimated average dimensions of the lobes are 121 km in width, 36 km in length, and 4 meters in thickness. The width might be overestimated due to the lack of outcrops showing lateral pinch-outs, thus obscuring the “true” boundaries of the lobes. In comparison, Prélat *et al.* (2009) found the lobes in the Karoo Basin to be 13 km wide, 27 km long, and 5 m thick, similar to those observed in the Rio Segredo Member, except for the exaggerated width measurement.

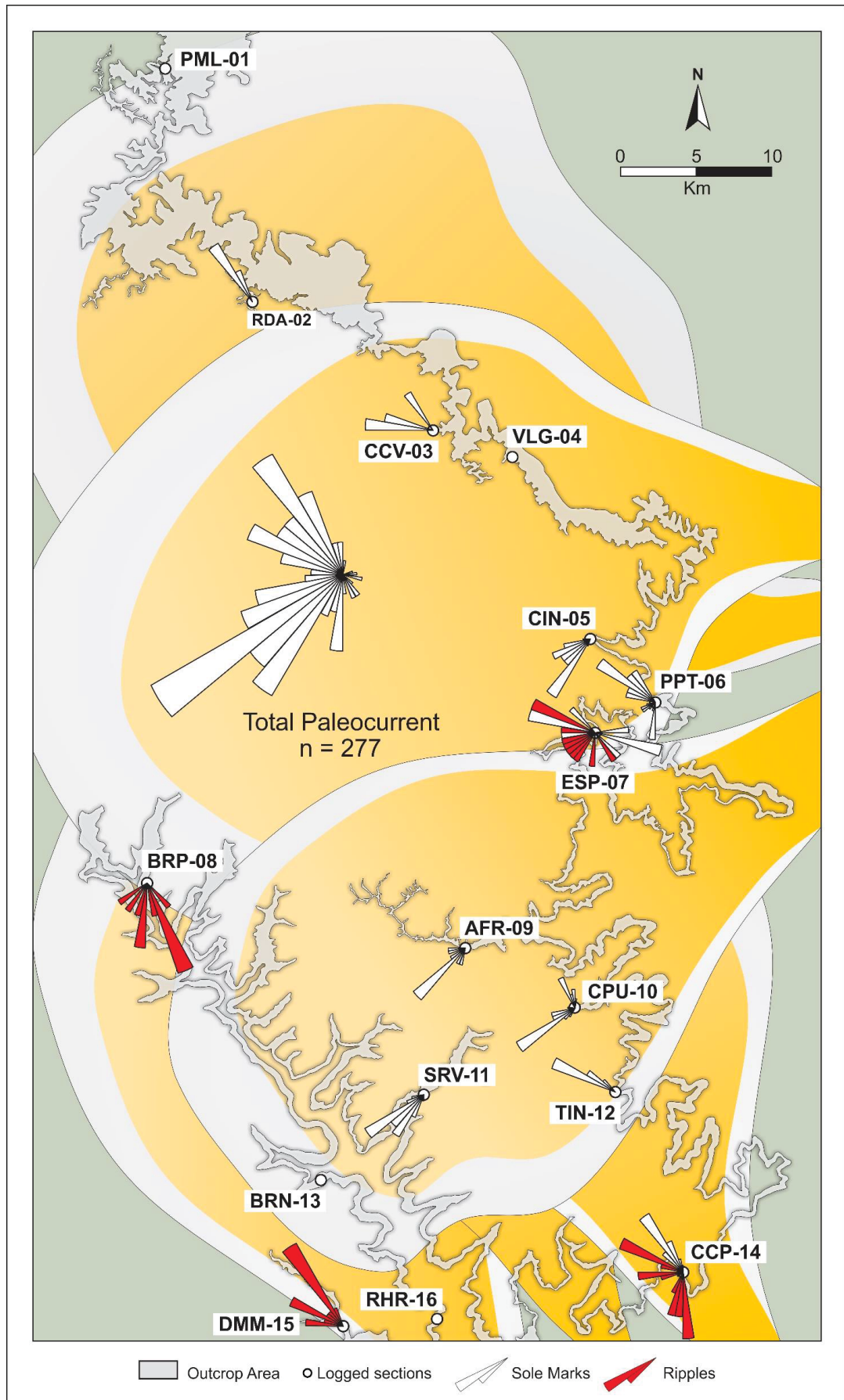


Figura 28. Paleocurrent map of the study area demonstrating the two preferential directions.

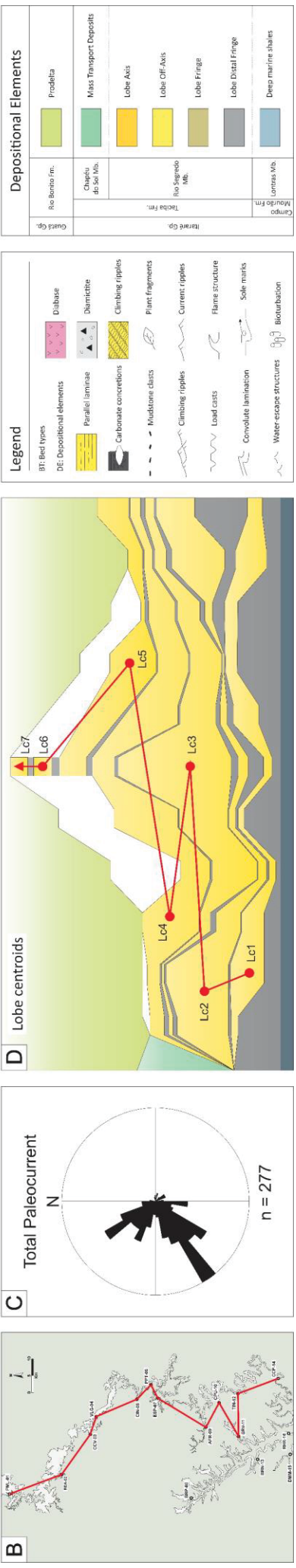
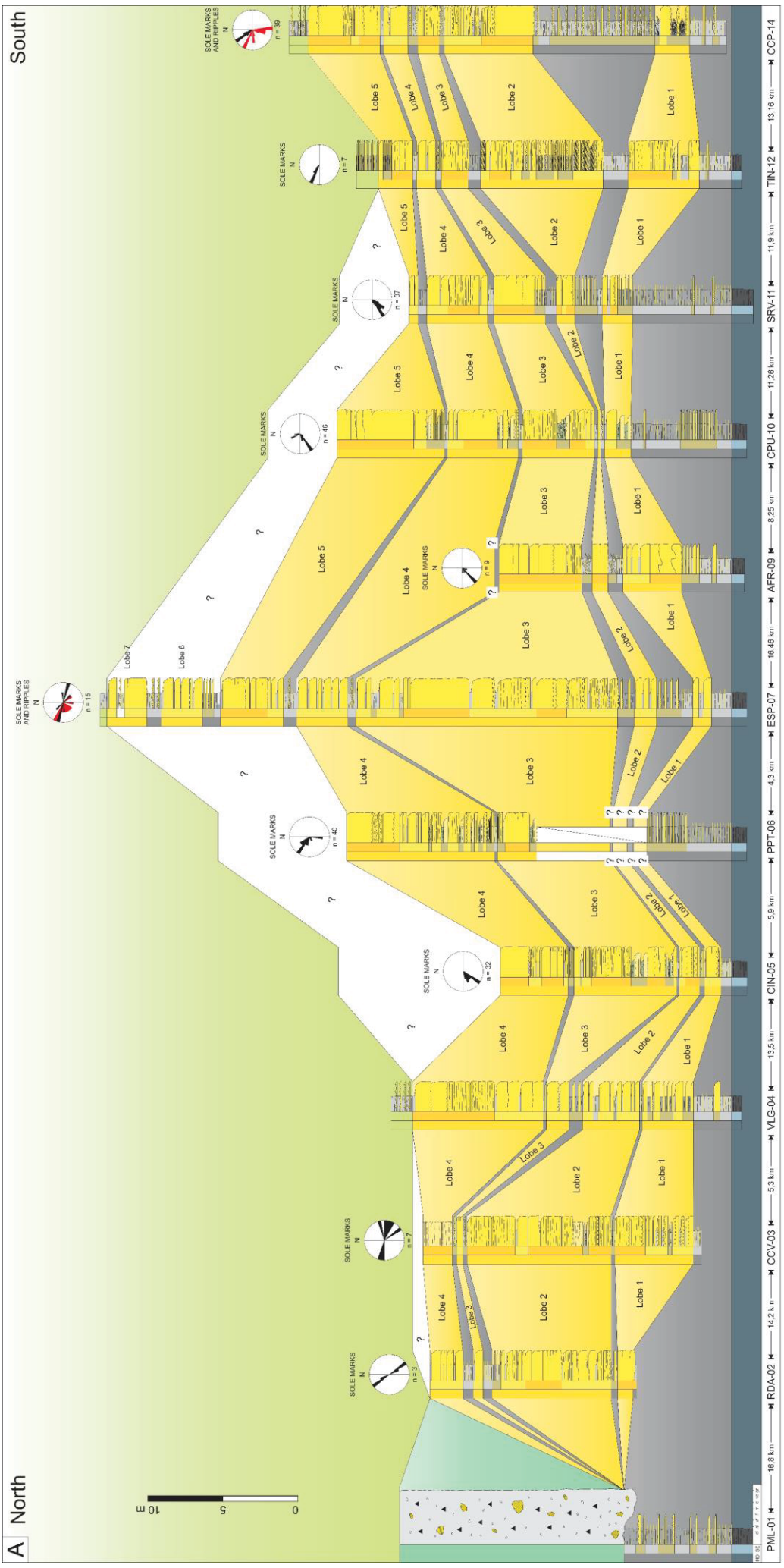


Figura 29. A) Stratigraphic correlation of 12 logs demonstrating the depositional evolution of the lobe complex, along with the 7 identified lobes and 7 interlobes. B) Map showing the logs used for correlation. C) Total paleocurrent. D) Evolution of the lobe cent Evolution of the lobe centroids in the system.

Stratigraphic correlation shows that the deposition of newer lobes is closely related to the topographical lows created by older lobes. This lobe stacking pattern, through centroid shifts, indicates a general southward change in the system. The primary control of this gradual southward shift is the topography generated by the underlying lobe, indicating mainly an autogenic control for the geometry of the lobes.

5.1.5 DISCUSSION

This study focused on a laterally extensive (up to 87 km) and relatively thin (40 m) sand-rich turbidite unit (Rio Segredo Member). Because of its stratigraphic relationships with underlying and overlying units, regional studies have placed these turbidites as part of an up to 350 m-thick, delta-fed progradational wedge that filled the Paraná Basin following latest Pennsylvanian deglaciation (e.g., Schemiko *et al.*, 2019). Results of the present study provide new insights into the internal architecture of this turbidite unit and their associated depositional processes, contributing to a better understanding of delta-fed turbidite systems in general.

Results of the present study suggest that the turbidite unit comprise one single lobe complex because of its “sheet-like” geometry and the absence of thick mudstone units in between sand-rich elements (Fig. 30). Its overall geometry, distribution of paleocurrent records and absence of facies indicative of one main feeder system point to laterally coalescing lobes linearly fed by multiple conduits, matching the delta-fed submarine ramp turbidite model of Heller and Dickinson (1985).

As Chan and Dott (1983) previously recognized a delta-fed turbidite system, the depositional model proposed for the Tyee Formation by Heller and Dickinson (1985) advances the understanding of this particular type of submarine fan, in which sandy deltas prograde into the shelf-slope break and lack major channels. They propose the classification of a delta-fed submarine ramp with five main characteristics: (1) a delta platform of a sandy deltaic system, (2) a prodelta slope that lacks a dominant feeder channel, (3) proximal ramp deposits dominated by turbidity currents that form

“sheet-like” geometry, (4) distal ramp deposits dominated by distal turbidity currents, and (5) ramp-fringe deposits in basin plain settings.

Galloway (1998) proposes a similar depositional model for the progradation of a deltaic system into deep-water environments, with a minimum depth of 150 meters, forming a sediment-dispersal system called a delta-fed apron. This model also dismisses the presence of a major feeder channel; instead, sediment supply occurs from the slope through distributary mouths along the front of active delta lobes, where the entire delta perimeter serves as potential feeding points for the turbidite system (Galloway, 1998).

The character of sand-prone deposits with “sheet-like” geometries near the slope is also observed in basin-floor fans of the Eocene Central Basin of Spitsbergen, Norway, related to periods when deltas perched at the shelf edge or temporarily below the shelf edge (Plink-Bjorklund and Steel, 2004). This demonstrates that turbidite systems fed by deltas easily form large sand deposits, with textures, depositional processes, and geometries similar to those of the Rio Segredo Mb. lobe complex (e.g., Plink-Bjorklund and Steel, 2004; Grundvåg *et al.*, 2014, 2023).

Facies analysis of the Rio Segredo Member points to the participation of both surge-type and long-lived (hyperpycnal) flows to build the lobe complex. Understanding these distinct flow behaviors is fundamental for interpreting deposit distribution, basin morphology, tectonic activity, and possible triggering mechanisms (e.g., Normark and Piper, 1991; Kneller and Buckee, 2000; Mulder and Alexander, 2001; Mulder *et al.*, 2003; Hizzett *et al.*, 2017; Heerema *et al.*, 2022).

The potential triggering mechanisms of surge-type turbidity currents, often initiated by various phenomena such as transformation of flow from mass failures, collapse of a suspension cloud (Mulder and Alexander, 2001), storm surges, seismically triggered failures, and the failure of unstable delta fronts and prodelta sediment (Normark and Piper, 1991), represent a complex interplay of initiation processes and flow evolution. In the specific context of the Rio Segredo Mb. lobe complex, where turbidite system is overlain by a shallowing upward succession ending in deltaic facies (e.g. VLG-04, ESP-07, CPU-10, TIN-12, CCP-14, and DMM-15) alongside features like LTBs, **MTD-1**, and **MTD-2**, a strong correlation emerges between turbidity current initiation and the instability of delta fronts. This connection suggests retrogressive slope failure or recurrent delta front collapses during prolonged flood events (Zeng *et al.*, 1991; Felletti *et al.*, 2009).

In contrast, long-lived (hyperpycnal) turbidity currents, due to their prolonged sediment supply, may be related to discharges from flash floods, alluvial fans, volcanic eruptions, and jökulhlaups (Mulder *et al.*, 2003; Zavala, 2020). However, most of deposits are more closely associated with discharge of sediment-laden water by large rivers from fluvio-deltaic systems into a receiving basin (Mulder and Alexander, 2001; Mutti *et al.*, 2003, 2007; Zavala, 2020). According to Mulder *et al.* (2003), variations in hyperpycnal turbidity current velocity are influenced by the waxing and waning of river discharge into a receiving basin. These changes are recorded within the same event bed, defined as hyperpycnite, and marked by an inversely graded basal division, indicating a gradual increase in velocity during the rising limb of the river flood, followed by a normally graded upper division, reflecting a gradual decrease in velocity during the falling limb. This pattern is not observed in bed types present in the study area (e.g., LTBs); instead, alternations between structureless to laminated or laminated to rippled beds. These alternations indicate flood-triggered events resulting from a gradual decrease in velocity of hyperpycnal turbidity currents, as indicated by climbing ripples and/or plane-parallel lamination (e.g., Plink-Bjorklund and Steel, 2004; Zavala *et al.* 2006; Zavala, 2020).

The evidence of abundant plant fragments and mudstone clasts was disregarded for inferring flood or landslide triggering mechanisms due to the wide variety of possible origins for this material. It can be remobilized and transported by tidal currents or seabed sediment failures on the delta (e.g., Talling, 2014; Heerema *et al.*, 2022; Grundvåg *et al.*, 2023), with the latter seen as the likely dominant configuration for the system. Additionally, turbidity currents typically transition from multi-pulsed to single-pulsed due to erosion and amalgamation as they flow downslope (Kneller and McCaffrey, 2003; Ho *et al.*, 2018). Consequently, flood-triggered turbidity currents may resemble landslide-triggered turbidity currents, potentially impacting the reconstruction of paleo-floods (Heerema *et al.*, 2022).

Regarding hybrid flow deposits, several authors have discussed the likely mechanisms and geological contexts for the flow to transition or switch from non-cohesive to cohesive behavior during deposition (Haughton *et al.*, 2003, 2009; Talling *et al.*, 2004; Hodgson, 2009; Muzzi Magalhães and Tinterri, 2010; Tinterri and Muzzi Magalhães, 2011; Fonnesu *et al.*, 2016, 2017; Kane *et al.*, 2017; Pierce *et al.*, 2018). Haughton *et al.* (2009) emphasize two main explanations: continued runout of a debris flow following partial transformation to a forerunner turbidity current, or there's a

transition from non-cohesive to cohesive flow downslope due to clay incorporation via erosion.

In the Rio Segredo Mb. lobe complex, the presence of HEBs appears more linked to flow transformation via clay incorporation, evidenced by significant presence of mudstone and plant clasts in the H1 and H3 divisions. Additionally, considering the deltaic system's influence on the lobe complex, a rich source of plant fragments is expected farther inland. This perspective allows for various interpretations. For instance, Hodgson (2009), when analyzing plant- and mud-rich HEBs in submarine fans of the Karoo Basin, South Africa, attributes the genesis of the hybrid flows to collapse of contemporaneous and vegetated delta-tops. Alternatively, for the author, it less likely originated from hyperpycnal flows generated by river flood discharge events, where the high concentration of plant fragments from the parental flow segregated or transformed into non-cohesive and cohesive basinward. However, both possibilities are potential explanations for the HEBs in the study area, due to LTBs presence.

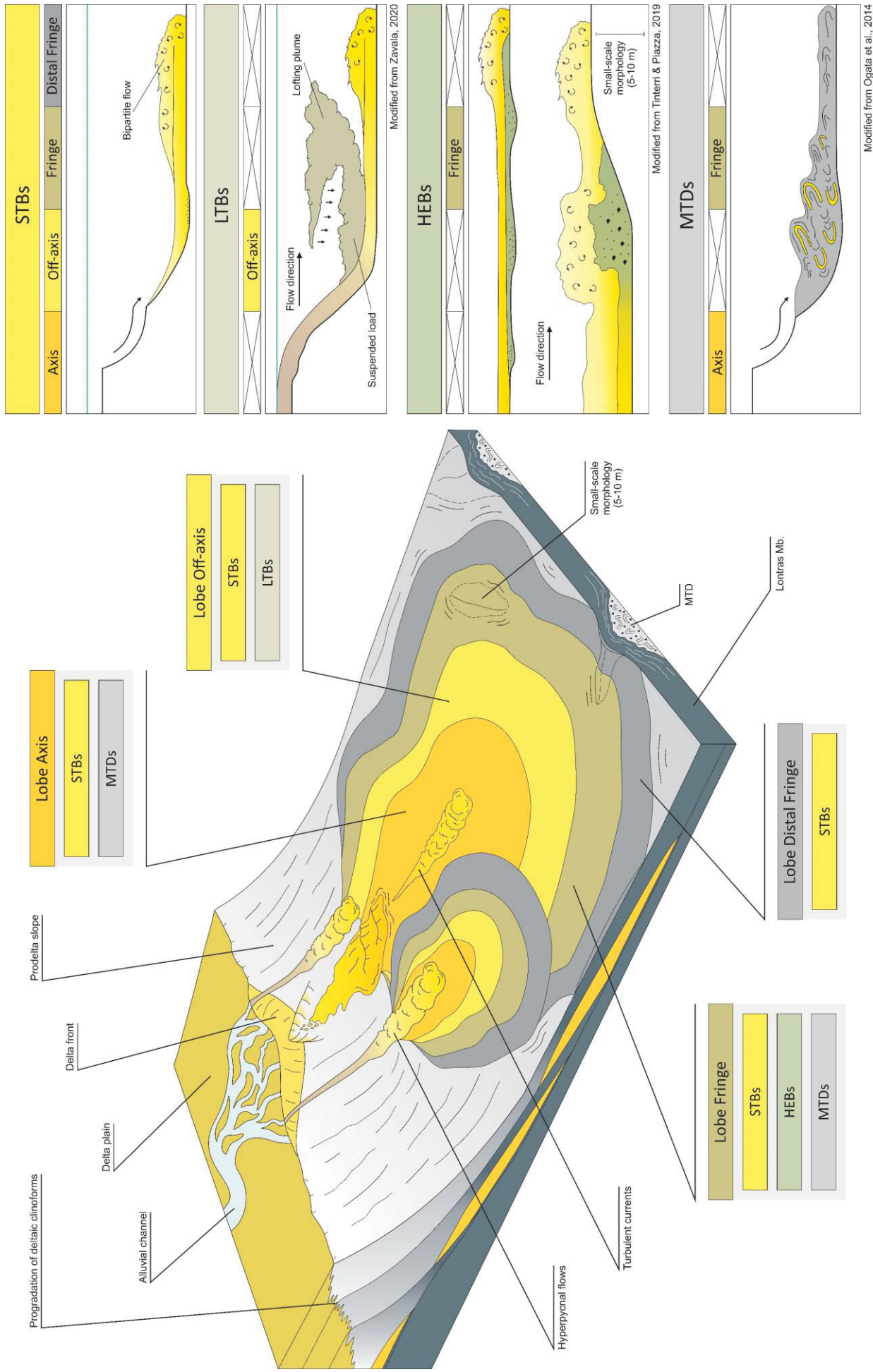


Figura 30. Depositional model of the lobe complex along with its main sedimentological processes. In detail, the 4 identified process groups and their main sub-environments of occurrence, with modifications from Ogata et al., 2014, Tinterri & Piazza, 2019 and Zavala, 2020

Mud-rich HEB occurrence has additional controls beyond the delta, as seen in deposits of Ross Formation, Ireland. These deposits suggest local erosion of the flow during phases of fan initiation and growth, where initial flows traverse 'out-of-grade' slopes incorporating large amounts of mud (Haughton *et al.*, 2009). In this sense, for the mud-rich HEB of the Gottero system, Fonnesu *et al.* (2016, 2017) list factors that reflect autogenic and intrabasinal factors, such as lobe compensational stacking, entrainment processes, substrate properties, and the effect of basin confinement. According to the author, in the initial phases of flow evolution, incising shallow sole structures, such as grooves and flutes, occur due to flow turbulence. Over time, elongated scours develop, leading to the intrusion of basal sand layers into the underlying substrate, potentially causing the uplift of substrate rafts and mudstone clasts. In the final phases of aggradation and deposition, these intraclasts undergo a process of disaggregation following internal shearing and upward sand injections (Fonnesu *et al.*, 2016). Such characteristics can be observed in beds containing muddy rafts and in HEB-1, as it exhibits soft-sediment deformations, folded packages, sandy pseudonodules, and sand injections.

However, some outcrops (e.g., AFR-09, CPU-10) show evidence of small-scale morphological highs that controlled basin topography, influencing flow efficiency and promoting high deceleration rates, resulting in slurry units (*sensu* Muzzi Magalhães and Tinterri, 2010; Tinterri and Muzzi Magalhães, 2011). Therefore, studying the structural control over turbidites in the Marnoso-arenacea Formation in the Northern Apennines as an analogue to certain cases in the Rio Segredo Member is necessary (e.g., Muzzi Magalhães and Tinterri, 2010; Tinterri and Muzzi Magalhães, 2011; Tinterri and Tagliaferri, 2015; Tinterri *et al.*, 2016). According to Tinterri and Tagliaferri (2015), slurry-hybrid beds in the Marnoso-arenacea Formation result from flow transformations of turbidity currents enriched in mud through erosive processes, enhanced by tectonically induced out-of-grade depositional profiles. These beds are structurally controlled stratigraphic units where intrabasinal topographic highs and depocenters, typical of slope variations, favor upstream mud erosion and deceleration in the distal area against morphological obstacles.

The AFR-09 outcrop exemplifies the morphological obstacles of the system, where possible substrate irregularities were covered by shale from the Lontras Member, creating small-scale morphological highs where flows impacted these obstacles, onlapping onto the structure. The abundance of basal load casts and

liquefaction at the toes of the morphological high in this outcrop is a strong indication of rapid deceleration, implying high fallout rates and hydraulic jumps with high pressure fluctuations (Tinterri *et al.*, 2016). Thus, in a feedback process initiated by the initial morphological high, as the flows collided with the high and deposited, the weight of the deposited beds contributed to the growth of the high. This growth allowed subsequent flows to collide and deposit in a similar manner, continuing the process successively. This indicates that morphological highs in an intracratonic basin can be either irregularities of the paleophysiography itself, morphological highs created through interaction with the flows, or even possibly, in the context of lobe-scale lobes with multiple feeder sources, for example, the positive morphology of a sandy lobe package-oriented W-E interacting with flows from the NW-SE oriented lobe could itself be the morphological highs capable of inducing the formation of slurry-hybrid units.

At the system scale, the distribution of HEBs in the basal part of the succession, overlain by conventional turbidite beds, indicates a significant occurrence during the onset phase of prograding fan successions (Haughton *et al.*, 2009; Hodgson, 2009; Fonesu *et al.*, 2017). Consequently, HEBs are associated with the initial activation of feeder systems, which produce more efficient turbidity currents capable of eroding more mud (Mutti *et al.*, 2003; Tinterri and Tagliaferri, 2015). This is marked by HEBs occurring mainly at the interface between interlobe 1 and lobe 1. Additionally, HEBs in the system are linked to seafloor irregularities or small-scale morphological features of the lobes themselves.

5.1.6 CONCLUSION

- The Rio Segredo Member consists of a single complex of lobes with a "sheet-like" geometry, characterizing a turbidite system fed by deltas, which corroborates the models of delta-fed submarine ramps (*sensu* Heller and Dickinson, 1985).
- The deposits are dominated by surge-like turbidites (STB) and long-duration turbidity currents (LTB), with a presence of hybrid event beds (HEB) and mass transport deposits (MTD). This indicates a variety of sedimentary processes, ranging from high-energy turbidity currents to mass flows.
- The presence of HEBs, rich in mud and plant fragments, suggests flow transformations due to substrate erosion and topographic control, especially

evident in the initial phase of the system's progradational successions. Small morphological highs and topographic variations influenced the deposition and formation of slurry-hybrid units.

- The analysis of bed types, bed thickness, bed amalgamation, and depositional geometries in this study has enabled the identification of distinct sub-environments within turbidite lobe complex. The recognized sub-environments are lobe axis, lobe off-axis, lobe fringe, and distal lobe fringe.
- Paleocurrent measurements indicate predominant directions towards the northwest (320°) and southwest (235°), reflecting a pattern of autogenic compensational stacking that controls the geometry of the lobes. These autogenic and paleophysiographic controls are crucial for the evolution of the lobes and the deposition of turbidites.
- The lobe complex of the Rio Segredo Member follows models of delta-fed submarine ramps, with multiple feeder points and broad, unconfined deposition.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank the Laboratório de Análise de Bacias (LABAP) for the infrastructure. We also extend our gratitude to all the members of the laboratory for the valuable discussions, feedback, and suggestions. Special thanks to Guillan Fayad, Dorval Carvalho Dias Filho, Bruno Gomes de Souza, and Tarso Feraboli for their support during fieldwork. We thank the institutions that supported and funded the current research project, including the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) through financial assistance via the CAPES/DS program (Process: 88887.686244/2022-00), PETROBRAS for funding the Trapas project (cooperation term 2022/00142-9), and the Graduate Program in Geology at the Federal University of Paraná (UFPR/PPGEOL).

6 CONCLUSÕES

O Membro Rio Segredo consiste em um único complexo de lobos com geometria "*sheet-like*", caracterizando um sistema turbidítico alimentado por deltas, o que corrobora os modelos de rampas submarinas alimentadas por deltas de Heller e Dickinson (1985).

Os depósitos são dominados por correntes de turbidez do tipo *surge* (STB) e correntes de turbidez de longa duração (LTB), com a presença de camadas de eventos híbridos (HEB) e depósitos de transporte em massa (MTD). Isso indica uma variedade de processos sedimentares, que vão desde correntes de turbidez de alta energia até fluxos de massa. A presença de HEBs, ricos em lama e fragmentos de plantas, sugere transformações de fluxo devido à erosão do substrato e controle topográfico, especialmente evidente na fase inicial das sucessões progradacionais do sistema. Pequenas elevações morfológicas e variações topográficas influenciaram a deposição e formação de unidades HEBs. A análise dos tipos de camada, espessura das camadas, amalgamação e geometrias deposicionais neste estudo permitiu a identificação de subambientes distintos dentro do complexo de lobos turbidíticos. Os subambientes reconhecidos são: eixo do lobo, fora do eixo do lobo, margem do lobo e margem distal do lobo.

As medições de paleocorrentes indicam direções predominantes para noroeste (320°) e sudoeste (235°), refletindo um padrão de empilhamento compensatório sendo assim controlado por processos autogênicos relacionados à geometria dos lobos. Esses controles autogênicos e paleofisiográficos são cruciais para a evolução dos lobos e a deposição de turbiditos na área de estudo. Complexo de lobos do Membro Rio Segredo segue modelos de rampas submarinas alimentadas por deltas, com múltiplos pontos de alimentação em deposição de uma região ampla e desconfinada.

7 REFERÊNCIAS

- Allan, M. R., Goffey, G. P., Morgan, R. K., & Walker, I. M. (2006). The deliberate search for the stratigraphic trap: an introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 254(1), 1-5. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.254.01.01>
- Amy, L. A. (2019). A review of producing fields inferred to have upslope stratigraphically trapped turbidite reservoirs: Trapping styles (pure and combined), pinch-out formation, and depositional setting. *AAPG Bulletin*, 103(12), 2861-2889. <https://doi.org/10.1306/02251917408>
- Amy, L. A., & Talling, P. J. (2006). Anatomy of turbidites and linked debrites based on long distance (120-30 km) bed correlation, Marnoso Arenacea formation, northern Apennines, Italy. *Sedimentology*, 53(1), 161-212. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2005.00756.x>
- Aquino, C. D., Buso, V. V., Faccini, U. F., Milana, J. P., & Paim, P. S. G. (2016). Facies and depositional architecture according to a jet efflux model of a late Paleozoic tidewater grounding-line system from the Itararé Group (Paraná Basin), southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 67, 180-200. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.02.008>
- Arnott, R. W. C. (2010). Deep-Marine sediments and Sedimentary Systems. In N. P. James & R. W. Dalrymple (Eds.), *Facies Models 4* (pp. 295-322). Canada: Geological Association of Canada.
- Beaubouef, R. T., Rossen, C., Zelt, F., Sullivan, M. D., Mohrig, D., Jennette, D. C., Bellian, J. A., Friedman, S. J., Lovell, R. W., & Shannon, D. S. (2000). Deep-water Sandstones, Brushy Canyon Formation West Texas, *American Association of Petroleum Geologists Continuing Education Course Note Series*, 40, 48.
- Bell, D., Kane, I. A., Pontén, A. S. M., Flint, S. S., Hodgson, D. M., & Barrett, B. J. (2018). Spatial variability in depositional reservoir quality of deep-water channel-fill and lobe deposits. *Marine and Petroleum Geology*. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.07.023>

- Blanchet, C., & Villatte, H. (1954). Experimental studies of density currents in a glass sided flume. *U.N. Economic Commission for Asia and the Far East, Water Resources Series, Flood Control Series*, U.N. Series, no. 9, ST/ECAFE/Ser. F/9.
- Bouma, A. H. (1962). *Sedimentology of Some Flysch Deposits; a Graphic Approach to Facies Interpretation*. Elsevier, Amsterdam.
- Bouma, A. H., & Stone, C. G. (2000). Fine-grained Turbidite Systems. *AAPG Memoir 72 and SEPM Special Publication*, vol. 68, p. 342.
- Bruhn, C. H. L. (1988). Deep-water reservoirs from the eastern Brazilian rift and passive-margin basins. *AAPG International Conference and Exhibition*, Rio de Janeiro. Abstracts. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, pp. 14-15.
- Carneiro, C. D. R., & Costa, F. G. D. da. (2006). Estruturas atectônicas da Bacia do Paraná em Campinas (SP): deformação sin-sedimentar no Subgrupo Itararé. *Terrae Didactica*, 2(1), 34-53. <http://dx.doi.org/10.20396/td.v2i1.8637464>
- Castro, J. C. (1991). A evolução dos sistemas glacial, marinho e deltaico das formações Rio do Sul e Rio Bonito/Mb. Triunfo (Eopermiano), sudeste da Bacia do Paraná. Ph.D. Thesis, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- Chan, M. A., & Dott, R. H. Jr. (1983). Shelf and deep-sea sedimentation in Eocene forearc basin, western Oregon—fan or non-fan? *AAPG Bulletin*, 67, 2100-2116.
- Collinson, J., Mountney, N., & Thompson, D. (2006). *Sedimentary Structures* (3rd ed.). Terra Publishing, Harpenden.
- Covault, J. A., Fildani, A., Romans, B. W., & McHargue, T. (2011). The natural range of submarine canyon-and-channel longitudinal profiles. *Geosphere*, 7, 313-332. <https://doi.org/10.1130/GES00610.1>
- Crabaugh, J. P., & Steel, R. J. (2004). Basin-floor fans of the Central Tertiary Basin, Spitsbergen: Relationship of basin-floor sand-bodies to prograding clinoforms in a structurally active basin. In S. A. Lomas & P. Joseph (Eds.), *Confined turbidite*

- systems* (Vol. 222, pp. 187-208). The Geological Society of London.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.222.01.10>
- D'Ávila, R. S. F. (2009). Sequências Depositionais do Grupo Itararé (Carbonífero e Eopermiano), Bacia do Paraná, na Área de Dr. Pedrinho e cercanias, Santa Catarina, Brasil: Turbiditos, Pelitos e Depósitos Caóticos. Tese de doutorado, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, Brasil.
- D'Ávila, R. S. F., Arienti, L. M., Aragão, M. A. N. F., Vesely, F. F., Santos, S. F., Voelcker, H. E., Viana, A. R., Kowsmann, R. O., Moreira, J. L. P., Coura, A. P. P., Paim, P. S. G., & Matos, R. S. (2008). Ambientes de águas profundas. In A. J. C. L. P. Silva, M. A. N. F. Aragão, & A. J. C. Magalhães (Eds.), *Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil* (pp. 244-300). Beca.
- Dakin, N., Pickering, K. T., Mohrig, D., & Bayliss, N. J. (2013). Channel-like features created by erosive submarine debris flows: Field evidence from the Middle Eocene Ainsa Basin, Spanish Pyrenees. *Marine and Petroleum Geology*, 41, 62-71.
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.07.007>
- Deptuck, M. E., Steffens, G. S., Barton, M., & Pirmez, C. (2003). Architecture and evolution of upper fan channel-belts on the Niger Delta slope and in the Arabian Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 649-676.
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.01.004>
- Deptuck, M. E., Piper, D. J. W., Savoye, B., & Gervais, A. (2008). Dimensions and architecture of late Pleistocene submarine lobes off the northern margin of East Corsica. *Sedimentology*, 55, 869-898. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2007.00926.x>
- Elliott, T. (2000). Depositional architecture of a sand-rich, channelized turbidite system: The Upper Carboniferous Ross Sandstone Formation, western Ireland. In P. Weimer, R. M. Slatt, J. Coleman, N. C. Rossen, H. Nelson, A. H. Bouma, M. J. Styzen, & D. T. Lawrence (Eds.), *Deepwater Reservoirs of the World: 20th Annual Perkins Research Conference* (pp. 342-373). Gulf Coast Section SEPM.
- Eyles, N., Eyles, C. H., & Miall, A. D. (1983). Lithofacies types and vertical profile models: An alternative approach to the description and environmental interpretation

- of glacial diamictite and diamictite sequences. *Sedimentology*, 30(3), 393-410. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1983.tb00679.x>
- Fallgatter, C., & Paim, P. S. G. (2017). On the origin of the Itararé group basal unconformity and its implications for the late Paleozoic glaciation in the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 531(Part B), 108225. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.02.039>
- Fallgatter, C. (2015). Sistemas de águas-profundas em ambientes confinados e desconfinados das bacias do Paraná (Brasil) e Paganzo (Argentina). Tese de Doutorado, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, Brasil.
- Felletti, F., Carruba, S., & Casnedi, R. (2009). Sustained turbidity currents: Evidence from the Pliocene Periadriatic foredeep (Cellino Basin, Central Italy). In B. Kneller, O. J. Martinsen, & B. McCaffrey (Eds.), *External controls on deep-water depositional systems* (Vol. 92, pp. 325-346). SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa, OK. <http://dx.doi.org/10.2110/sepm.092.325>
- Fisher, R. V. (1983). Flow transformations in sediment gravity flows. *Geology*, 11, 273-274.
- Fisher, W. L., Galloway, W. E., Steel, R. J., Olariu, C., Kerans, C., & Mohrig, D. (2021). Deep-water depositional systems supplied by shelf-incising submarine canyons: Recognition and significance in the geologic record. *Earth-Science Reviews*, 214, 103531. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103531>
- Fonnesu, M., Felletti, F., Haughton, P. D. W., Patacci, M., & McCaffrey, W. D. (2017). Hybrid event bed character and distribution linked to turbidite system sub-environments: The North Apennine Gottero Sandstone (north-west Italy). *Sedimentology*, 65(1), 151-190. <https://doi.org/10.1111/sed.12376>
- Fonnesu, M., Felletti, F., Haughton, P. D. W., Patacci, M., & McCaffrey, W. D. (2018). Hybrid event bed character and distribution linked to turbidite system sub-environments: The North Apennine Gottero Sandstone (north-west Italy). *Sedimentology*, 65, 151-190. <https://doi.org/10.1111/sed.12376>

- Fonnesu, M., Haughton, P., Felletti, F., & McCaffrey, W. D. (2015). Short length-scale variability of hybrid event beds and its applied significance. *Marine and Petroleum Geology*, 67, 583-603. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.03.028>
- Fonnesu, M., Patacci, M., Haughton, P. D. W., Felletti, F., & McCaffrey, W. D. (2016). Hybrid event beds generated by local substrate delamination on a confined-basin floor. *Journal of Sedimentary Research*, 86, 929-943. <https://doi.org/10.2110/jsr.2016.58>
- França, A. B., & Potter, P. E. (1988). Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 1). *Boletim de Geociências da Petrobras*, 2(4), 147-191.
- Galloway, W. E. (1998). Siliciclastic slope and base-of-slope depositional systems: component facies, stratigraphic architecture, and classification. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 82(4), 569-595.
- Gardner, M. H., & Borer, J. M. (2000). Submarine channel architecture along a slope to basin profile, Brushy Canyon Formation, West Texas. In A. H. Bouma & C. G. Stone (Eds.), *Fine-Grained Turbidite Systems* (AAPG Memoir 72, SEPM Special Publication No. 68, pp. 195-214). AAPG.
- Godo, T. J. (2006). Identification of stratigraphic traps with subtle seismic amplitude effects in Miocene channel/levee sand systems, NE Gulf of Mexico. *Geological Society, London, Special Publications*, 254(1), 127-151. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2006.254.01.07>
- Gordon Jr, M. J. (1947). Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. *Notas Preliminares e Estudos da Divisão de Geologia e Mineralogia do DNPM*, 38, 1-20.
- Groenenberg, R. M., Hodgson, D. M., Prelat, A., Luthi, S. M., & Flint, S. S. (2010). Flow–deposit interaction in submarine lobes: Insights from outcrop observations and realizations of a process-based numerical model. *Journal of Sedimentary Research*, 80(3), 252-267. <https://doi.org/10.2110/jsr.2010.028>

- Grundvåg, S.-A., Johannessen, E. P., Helland-Hansen, W., & Plink-Björklund, P. (2014). Depositional architecture and evolution of progradationally stacked lobe complexes in the Eocene Central Basin of Spitsbergen. *Sedimentology*, 61, 535-569. <https://doi.org/10.1111/sed.12067>
- Grundvåg, S.-A., Helland-Hansen, W., Johannessen, E. P., Eggenhuisen, J., Pohl, F., & Spychala, Y. (2023). Deep-water sand transfer by hyperpycnal flows, the Eocene of Spitsbergen, Arctic Norway. *Sedimentology*, 70, 2057-2107. <https://doi.org/10.1111/sed.13105>
- Hampton, M. A. (1972). The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42, 775-793.
- Haughton, P., Barker, S., & McCaffrey, W. (2003). 'Linked' debrites in sand-rich turbidite systems – origin and significance. *Sedimentology*, 50, 459-482. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2003.00560.x>
- Haughton, P., Davis, C., McCaffrey, W., & Barker, S. (2009). Hybrid sediment gravity flow deposits - Classification, origin and significance. *Marine and Petroleum Geology*, 26(10), 1900-1918. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.02.012>
- Heerema, C. J., Cartigny, M. J. B., Jacinto, R. S., Simmons, S. M., Apprioual, R., & Talling, P. J. (2022). How distinctive are flood-triggered turbidity currents? *Journal of Sedimentary Research*, 92, 1-11. <https://doi.org/10.2110/jsr.2020.168>
- Heller, P. L., & Dickinson, W. R. (1985). Submarine ramp facies model for delta-fed, sand-rich turbidite systems. *AAPG Bulletin*, 69, 960-976.
- Hesse, R., & Chough, S. K. (1980). The Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel of the Labrador Sea: II. Deposition of parallel laminated levee-muds from the viscous sublayer of low-density turbidity currents. *Sedimentology*, 27, 697-711. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1980.tb01656.x>
- Hizzett, J. L., Clarke, H. J. E., Sumner, E. J., Cartigny, M. J. B., Talling, P. J., & Clare, M. A. (2017). Which triggers produce the most erosive, frequent, and longest runout turbidity currents on deltas? *Geophysical Research Letters*, 45(2), 855-863. <https://doi.org/10.1002/2017GL075751>

- Ho, V. L., Dorrell, R. M., Keevil, G. M., Burns, A. D., & McCaffrey, W. D. (2018). Pulse propagation in turbidity currents. *Sedimentology*, 65, 620-637. <https://doi.org/10.1111/sed.12397>
- Hodgson, D. (2009). Distribution and origin of hybrid beds in sand-rich submarine fans of the Tanqua depocentre, Karoo Basin, South Africa. *Marine and Petroleum Geology*, 26, 1940-1956. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.02.011>
- Hodgson, D. M., Flint, S. S., Hodgetts, D., Drinkwater, N. J., Johannessen, E. P., & Luthi, S. M. (2006). Stratigraphic evolution of fine-grained submarine fan systems, Tanqua depocenter, Karoo Basin, South Africa. *Journal of Sedimentary Research*, 76(1-2), 20-40. <https://doi.org/10.2110/jsr.2006.03>
- Isbell, J. L., Vesely, F. F., Rosa, E. L., Pauls, K. N., Fedorchuk, N. D., Ives, L. R., McNall, N. B., Litwin, S. A., Borucki, M. K., Malone, J. E., & Kusick, A. R. (2021). Evaluation of physical and chemical proxies used to interpret past glaciations with a focus on the late Paleozoic Ice Age. *Earth-Science Reviews*, 221, 103756. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103756>
- Jobe, Z. R., Lowe, D., & Morris, W. (2012). Climbing-ripple successions in turbidite systems: Depositional environments, sedimentation rates and accumulation times. *Sedimentology*, 59, 867-898. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2011.01283.x>
- Kane, I. A., & Hodgson, D. M. (2011). Sedimentological criteria to differentiate submarine channel levee subenvironments: Exhumed examples from the Rosario Formation (Upper Cretaceous) of Baja California, Mexico, and the Fort Brown Formation (Permian), Karoo Basin, South Africa. *Marine and Petroleum Geology*, 28(3), 807-823. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.05.009>
- Kane, I. A., Pontén, A. S. M., Vangdal, B., Eggenhuisen, J. T., Hodgson, D. M., & Spychala, Y. T. (2017). The stratigraphic record and processes of turbidity current transformation across deep-marine lobes. *Sedimentology*, 64, 1236-1273. <https://doi.org/10.1111/sed.12346>
- Kneller, B. C., & Branney, M. J. (1995). Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive beds. *Sedimentology*, 42(4), 607-616. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1995.tb00395.x>

- Kneller, B. C., & Buckee, C. (2000). The structure and fluid mechanics of turbidity currents: A review of some recent studies and their geological implications. *Sedimentology*, 47(1), 62-94. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.047s1062.x>
- Kneller, B. C., & McCaffrey, W. D. (2003). The interpretation of vertical sequences in turbidite beds: The influence of longitudinal flow structure. *Journal of Sedimentary Research*, 73(5), 706-713. <https://doi.org/10.1306/031103730706>
- Kneller, B. C. (1995). Beyond the turbidite paradigm: Physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. In A. J. Hartley & D. J. Prosser (Eds.), *Characterization of Deep Marine Clastic Systems* (Vol. 94, pp. 31-49). Geological Society of London.
- Kraft, R. P., Vesely, F. F., & Weinschütz, L. C. (2022). Depositional sequences of the Itararé Group in the region of Mafra (SC) and their regional correlation. *Anuário do Instituto de Geociências*, 45, 48193. https://doi.org/10.11137/1982-3908_2022_45_48193
- Kuenen, P. H., & Migliorini, C. I. (1950). Turbidity currents as a cause of graded bedding. *Journal of Geology*, 58, 91-127.
- Kuenen, P. H. (1950). Turbidity currents of high density. In *18th International Geological Congress 1948, London, Reports* (pt. 8, pp. 44-52).
- Kuenen, P. H. (1957). Sole markings of graded greywacke beds. *Journal of Geology*, 65, 231-258.
- Kus, K. B., Jobe, Z. R., Laugier, F., Walker, W., & Sullivan, M. (2022). Quantifying the lateral heterogeneity of distal submarine lobe deposits, Point Loma Formation, California: Implications for subsurface lateral facies prediction. *Depositional Record*, 8(2), 472-501. <https://doi.org/10.1002/dep2.169>
- Lange, F. W. (1954). Estratigrafia e idade geológica da Série Tubarão. *Arquivos do Museu Paranaense (Série Geologia)*, 2.
- Lowe, D. R. (1976). Grain flow and grain flow deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46, 188-199.

- Lowe, D. R. (1979). Sediment gravity flows: Their classification and some problems of application to natural flows and deposits. *SEPM*, 27, 75-82.
- Lowe, D. R. (1982). Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52(1), 279-297.
- Lowe, D. R. (2004). Deepwater sandstones: Submarine canyon to basin plain, western California. In *AAPG and Pacific Section AAPG Guidebook and Lecture Notes*. Artistic Printing, Salt Lake City.
- Lucente, C. C., & Pini, G. A. (2002). Mechanisms of emplacement and significance of chaotic bodies embedded in turbidite successions of the northern Apennines. In E. Mutti, F. Ricci Lucchi, & M. Roveri (Eds.), *Revisiting Turbidites of the Marnoso-Arenacea Formation and Their Basin-Margin Equivalents: Problems with Classic Models*, Excursion Guidebook. Università di Parma and Eni-Agip Division, 64th EAGE Conference and Exhibition, Florence, Italy, III 16–III 26.
- Macdonald, H. A., Peakall, J., Wignall, P. B., & Best, J. (2011). Sedimentation in deep-sea lobe-elements: Implications for the origin of thickening-upward sequences. *Journal of the Geological Society*, 168(2), 319-332. <https://doi.org/10.1144/0016-76492010-036>
- Mattos, T. R. (2015). Estudo comparativo entre turbiditos das bacias do Paraná e Itajaí na região de Apiúna– Dona Emma (SC): implicações para modelos de fácies turbidíticas em distintos contextos tectônicos. Monografia de Graduação, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 59 pp.
- Miall, A. D. (1990). *Principles of sedimentary basin analysis*. Springer-Verlag.
- Middleton, G. V., & Hampton, M. (1973). Sediment gravity flows: Mechanics of flow and deposition. In G. V. Middleton & A. Bouma (Eds.), *Turbidites and deep-water sedimentation* (pp. 1-38). SEPM.
- Middleton, G. V. (1966). Small-scale models of turbidity currents and the criterion for auto-suspension. *Journal of Sedimentary Petrology*, 36, 202-208.

- Milani, E. J. (1997). Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental (Tese de doutorado). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil.
- Milani, E. J., & 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(4), 473-484.
- Milani, E. J., França, A. B., & Schneider, R. L. (1994). Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(1), 69-82.
- Milani, E. J., Melo, J. H. G. de, Souza, P. A. de, Fernandes, L. A., & França, A. B. (2007). Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2), 265-287.
- Moraes, M. A. S., Blaskovski, P. R., & Paraizo, P. L. B. (2006). Arquitetura de reservatórios de águas profundas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 14(1), 7-25.
- Moraes, M. A. S., Blaskovski, P. R., & Joseph, P. (2004). The Grès d'Annot as an analogue for Brazilian Cretaceous sandstone reservoirs: Comparing convergent to passive-margin confined turbidites. In P. Joseph & S. A. Lomas (Eds.), *Deep-Water Sedimentation in the Alpine Basin of SE France* (pp. 420-437). Geological Society of London. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.221.01.23>
- Mottin, T. E., & Vesely, F. F. (2021). Formação Taciba: Última manifestação glacial no Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, 78, 65-82. <http://dx.doi.org/10.5380/geo.v78i0.79352>
- Mouro, L. D., Rakocinski, M., Marynowski, L., Pisarzowska, A., Musabelliu, S., Zaton, M., Carvalho, M. A., Fernandes, A. C. S., & Waichel, B. L. (2017). Benthic anoxia, intermittent photic zone euxinia and elevated productivity during deposition of the Lower Permian, post-glacial fossiliferous black shales of the Paraná Basin, Brazil. *Global and Planetary Change*, 158, 155-172. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.09.017>

- Mulder, T., & Alexander, J. (2001). The physical character of sedimentary density currents and their deposits. *Sedimentology*, 48(2), 269-299. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2001.00360.x>
- Mulder, T., & Syvitski, J. P. M. (1995). Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *Journal of Geology*, 103, 285-299. <https://doi.org/10.1086/629747>
- Mulder, T. (2011). Gravity processes and deposits on continental slopes, rise, and abyssal plains. In H. Huneke & T. Mulder (Eds.), *Developments in Sedimentology* (Vol. 63, pp. 25-148). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53000-4.00002-0>
- Mulder, T., & Etienne, S. (2010). Lobes in deep-sea turbidite systems: State of the art. *Sedimentary Geology*, 229(3), 75-80. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.06.011>
- Mulder, T., Syvitski, J. P. M., Migeon, S., Faugeres, J. C., & Savoye, B. (2003). Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior, and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 861-882. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.01.003>
- Mutti, E. (1974). Examples of ancient deep-sea fan deposits from circum-Mediterranean geosynclines. In R. H. Dott Jr. & R. H. Shaver (Eds.), *Modern and ancient geosynclinal sedimentation* (pp. 92-105). SEPM Special Publication No. 19.
- Mutti, E. (1985). Turbidite systems and their relations to depositional sequences. In G. G. Zuffa (Ed.), *Provenance of Arenites* (pp. 65-93). Reidel Publishing Company.
- Mutti, E. (1992). *Turbidite Sandstones*. Agip-Istituto di Geologia, Università di Parma.
- Mutti, E., & Ricci Lucchi, F. (1972). Turbidites of the northern Apennines: Introduction to facies analysis. *International Geology Review*, 20, 125-166. (English translation by T.H. Nilson, 1978).
- Mutti, E., & Normark, W. R. (1987). Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: Problems and concepts. In J. K. Leggett & G. G. Zuffa (Eds.), *Marine Clastic Sedimentology* (pp. 1-38).

- Mutti, E., & Normark, W. R. (1991). An integrated approach to the study of turbidite systems. In *Turbidite Systems* (pp. 75-106).
- Mutti, E., Tinterri, R., Remancha, E., Mavilla, N., Angella, S., & Fava, L. (1999). An introduction to the analysis of ancient turbidite basin from an outcrop perspective. *AAPG Course Note Series*, 39, 52-76.
- Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., Di Biase, D., & Cavanna, G. (2003). Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 733-755. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.09.001>
- Mutti, E., Carminatti, M., Moreira, J. L. P., & Grassi, A. A. (2006). Chaotic deposits: Examples from the Brazilian offshore and from outcrop studies in the Spanish Pyrenees and Northern Apennines, Italy. *AAPG Annual Meeting*, April 9-12, Houston, Texas.
- Mutti, E., Tinterri, R., Muzzi Magalhães, P., & Basta, G. (2007). Deep-water turbidites and their equally important shallower water cousins. In *American Association of Petroleum Geologists (AAPG) Annual Convention*, April 2-4, Long Beach, CA, Abstract CD (4 pp.).
- Muzzi Magalhães, P., & Tinterri, R. (2010). Stratigraphy and depositional setting of slurry and contained (reflected) beds in the Marnoso-Arenacea Formation (Langhian-Serravallian) Northern Apennines, Italy. *Sedimentology*, 57, 1685-1720. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2010.01160.x>
- Nakajima, T., Peakall, J., McCaffrey, W. D., Paton, D. A., & Thompson, P. J. P. (2009). Outer-bank bars: A new intra-channel architectural element within sinuous submarine slope channels. *Journal of Sedimentary Research*, 79(12), 872-886. <https://doi.org/10.2110/jsr.2009.094>
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy*. Blackwell Science Ltd.
- Normark, W. R. (1970). Growth patterns of deep-sea fans. *AAPG Bulletin*, 54, 2170-2195.

- Normark, W. R. (1978). Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans: Characters for recognition of sandy turbidite environments. *AAPG Bulletin*, 62(6), 912-931.
- Normark, W. R., & Piper, D. J. W. (1991). Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: Implications for the depositional record. In R. H. Osborne (Ed.), *From Shoreline to Abyss: Contributions in Marine Geology in Honor of Francis Parker Shepard* (pp. 207-230). SEPM Special Publication No. 46.
- Ogata, K., Tinterri, R., Pini, G. A., & Mutti, E. (2012). The Specchio Unit (Northern Apennines, Italy): An ancient mass transport originated from near-coastal areas in an intraslope setting. In Y. Yamada, K. Kawamura, K. Ikehara, Y. Ogawa, R. Urgeles, D. Mosher, J. Chaytor, & M. Strasser (Eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences* (Vol. 3, pp. 595-605). Springer Science+Business Media B.V. http://dx.doi.org/10.1007/978-94-007-2162-3_53
- Ogata, K., Mountjoy, J. J., Pini, G. A., Festa, A., & Tinterri, R. (2014). Shear zone liquefaction in mass transport deposit emplacement: A multi-scale integration of seismic reflection and outcrop data. *Marine Geology*, 356, 50-64. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.05.001>
- Owen, G., Moretti, M., & Alfaro, P. (2011). Recognising triggers for soft-sediment deformation: Current understanding and future directions. *Sedimentary Geology*, 235(3-4), 133-140. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.12.010>
- Pellegrini, B. D. S., & Ribeiro, H. J. P. S. (2018). Exploratory plays of Pará-Maranhão and Barreirinhas basins in deep and ultra-deep waters, Brazilian Equatorial Margin. *Brazilian Journal of Geology*, 48(3), 485-502. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201820180146>
- Petrobras. (2014). Conheça nossas novas fronteiras exploratórias: Costa Leste e Margem Equatorial. Disponível em: <https://petrobras.com.br/fatos-e-dados/conheca-nossas-novas-fronteiras-exploratorias-costa-leste-e-margem-equatorial.htm>. Acesso em: 22 de Agosto de 2022.

- Pickering, K. T., Hiscott, R. N., Kenyon, N. H., Ricci-Lucchi, F., & Smith, R. D. A. (1995). *Atlas of Deep-Water Environments: Architectural Style in Turbidite Systems*. Chapman and Hall.
- Pickering, K. T., Stow, D. A. V., Watson, M. P., & Hiscott, R. N. (1986). Deep-water facies, processes, and models: A review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth-Science Reviews*, 23(2), 75-174. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(86\)90001-2](https://doi.org/10.1016/0012-8252(86)90001-2)
- Pierce, C. S., Haughton, P. D. W., Shannon, P. M., Pulham, A. J., Barker, S. P., & Martinsen, O. J. (2018). Variable character and diverse origin of hybrid event beds in a sandy submarine fan system, Pennsylvanian Ross Sandstone Formation, western Ireland. *Sedimentology*, 65, 952-992. <https://doi.org/10.1111/sed.12412>
- Plink-Björklund, P., & Steel, R. J. (2004). Initiation of turbidity currents: Outcrop evidence for Eocene hyperpycnal flow turbidites. *Sedimentary Geology*, 165, 29-52. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2003.10.013>
- Porten, K. W., Kane, I. A., Warchoř, M. J., & Southern, S. J. (2016). A sedimentological process-based approach to depositional reservoir quality of deep-marine sandstones: An example from the Springar Formation, north-western Vøring Basin, Norwegian Sea. *Journal of Sedimentary Research*, 86, 1269-1286. <https://doi.org/10.2110/jsr.2016.74>
- Posamentier, H. W., & Kolla, V. (2003). Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings. *Journal of Sedimentary Research*, 73(3), 367-388. <https://doi.org/10.1306/111302730367>
- Postma, G. (1986). Classification of sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation. *Geology*, 14, 291-294.
- Prélat, A., Covault, J. A., Hodgson, D. M., Fildani, A., & Flint, S. S. (2010). Intrinsic controls on the range of volumes, morphologies, and dimensions of submarine lobes. *Sedimentary Geology*, 232, 66-76. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.09.010>

- Prélat, A., Hodgson, D. M., & Flint, S. S. (2009). Evolution, architecture, and hierarchy of distributary deep-water deposits: A high-resolution outcrop investigation from the Permian Karoo Basin, South Africa. *Sedimentology*, 56(7), 2132-2154. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2009.01073.x>
- Puigdomenech, C. G., Carvalho, B., Paim, P. S. G., & Faccini, U. F. (2014). Lowstand turbidites and delta systems of the Itararé Group in the Vidal Ramos region (SC), southern Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 44(4), 529-544. <https://doi.org/10.5327/Z23174889201400040002>
- Rocha-Campos, A. C. (1967). The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin. In J. J. Bigarella (Ed.), *Problems in Brazilian Devonian Geology* (pp. 27-102). Universidade Federal do Paraná.
- Rodine, J. D., & Johnson, A. M. (1976). The ability of debris, heavily freighted with coarse clastic materials, to flow on gentle slopes. *Sedimentology*, 23(2), 213-234.
- Rotzien, J. R., Yeilding, C. A., Sears, R. A., Hernández-Molina, F. J., & Catuneanu, O. (Eds.). (2022). *Deepwater Sedimentary Systems: Science, Discovery, and Applications*. Elsevier.
- Sanders, J. E. (1965). Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms. In G. V. Middleton (Ed.), *Primary Sedimentary Structures and Their Hydrodynamic Interpretation* (pp. 192-219). SEPM Special Publications.
- Satur, N., Hurst, A., Cronin, B. T., Kelling, G., & Gurbuz, K. (2000). Sand body geometry in a sand-rich, deep-water clastic system, Miocene Cingoz Formation of southern Turkey. *Marine and Petroleum Geology*, 17, 239-252.
- Schemiko, D. C. B., Vesely, F. F., & Rodrigues, M. C. N. L. (2019). Deepwater to fluvio-deltaic stratigraphic evolution of a deglaciated depocenter: The early Permian Rio do Sul and Rio Bonito formations, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 95, 102260. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102260>
- Schemiko, D. C. B., Vesely, F. F., & Rodrigues, M. C. N. L. (2022). Late Paleozoic glacial to postglacial stratigraphic evolution of the Rio do Sul depocenter, Itararé

- and Guatá groups, Pennsylvanian-Cisuralian, southern Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, 52(4), 1-22. <https://doi.org/10.1590/2317-4889202220220027>
- Schneider, R. L., Muhlmann, H., Tommasi, E., Medeiros, R. A., Daemon, R. F., & Nogueira, A. A. (1974). Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In *Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia* (pp. 41-65). Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia.
- Shanmugam, G., & Moiola, R. J. (1991). Types of submarine fan lobes, models, and implications. *AAPG Bulletin*, 75, 156-179.
- Shanmugam, G. (1996). High-density turbidity currents: Are they sandy debris flows? *Journal of Sedimentary Research*, 66, 2-10.
- Shanmugam, G. (2000). 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): Deep-water processes and facies models - A critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, 17, 285-342. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(99\)00011-2](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(99)00011-2)
- Slatt, R. M. (2006). *Stratigraphic Reservoir Characterization for Petroleum Geologists, Geophysicists, and Engineers* (1st ed.). Elsevier B.V.
- Sobiesiak, M. S., Kneller, B., Alsop, G. I., & Milana, J. P. (2018). Styles of basal interaction beneath mass transport deposits. *Marine and Petroleum Geology*, 98, 629-639. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.08.028>
- Sohn, Y. K. (2000). Depositional processes of submarine debris flows in the Miocene fan deltas, Pohang Basin, SE Korea with special reference to flow transformation. *Journal of Sedimentary Research*, 70(3), 491-503. <https://doi.org/10.1306/2dc40922-0e47-11d7-8643000102c1865d>
- Sprague, A. R. G., Garfield, T. G., Goulding, F. J., Beaubouef, R. T., Sullivan, M. D., Rossen, C., Campion, K. M., Sickafoose, D. K., Abreu, V., Schellpeper, M. E., Jensen, G. N., Jennette, D. C., Pirmez, C., Dixon, B. T., Ying, D., Ardill, J., Mohrig, D. C., Porter, M. L., Farrell, M. E., & Mellere, D. (2005). Integrated slope channel depositional models: The key to successful prediction of reservoir presence and quality in Offshore West Africa. In *Proceedings of the CIPM conference* (pp. 1–13).

- Sprague, A. R. G., Patterson, P. E., Hill, R. E., Jones, C. R., Campion, K. M., Van Wagoner, J. C., Sullivan, M. D., Larue, D. K., Feldman, H. R., Demko, T. M., & Wellner, R. W. (2002). The physical stratigraphy of deep-water strata: A hierarchical approach to the analysis of genetically related stratigraphic elements for improved reservoir prediction. In *American Association of Petroleum Geologists/Society for Sedimentary Geology SEPM meeting abstracts* (pp. 10–13). Houston, Texas.
- Spychala, Y. T., Hodgson, D., Prélat, A., Kane, I., Flint, S., & Mountney, N. (2017). Frontal and lateral submarine lobe fringes: Comparing sedimentary facies, architecture, and flow processes. *Journal of Sedimentary Research*, 87, 75-96. <https://doi.org/10.2110/jsr.2017.2>
- Stow, D. A. V., Reading, H. G., & Collinson, J. D. (1996). Deep seas. In H. G. Reading (Ed.), *Sedimentary environments: Processes, facies, and stratigraphy* (pp. 395-453). Oxford.
- Sumner, E. J., Talling, P. J., & Amy, L. A. (2009). Deposits of flows transitional between turbidity current and debris flow. *Geology*, 37, 991-994. <https://doi.org/10.1130/G30059A.1>
- Suss, J. F., Vesely, F. F., Santa Catharina, A., Assine, M. L., & Paim, P. S. G. (2014). O grupo Itararé (Neocarbonífero-Eopermiano) entre Porto Amazonas (PR) e Mafra (SC): Sedimentação gravitacional em contexto marinho deltaico com influência glacial. *Geociências*, 33(4), 701-719.
- Sylvester, Z. N., Pirmez, C., Cantelli, A., & Jobe, Z. R. (2013). Global (latitudinal) variation in submarine channel sinuosity: Comment. *Geology*, 41, 219-222. <https://doi.org/10.1130/G33548C.1>
- Talling, P. (2014). On the triggers, resulting flow types and frequencies of subaqueous sediment density flows in different settings. *Marine Geology*, 352, 155-182. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.02.006>
- Talling, P. J., Amy, L. A., Wynn, R. B., Blackbourn, G., & Gibson, O. (2007). Turbidity current evolution deduced from extensive thin turbidites: Marnoso Arenacea Formation (Miocene), Italian Apennines. *Journal of Sedimentary Research*, 77, 172-196. <https://doi.org/10.2110/jsr.2007.018>

- Talling, P. J., Masson, D. G., Sumner, E. J., & Malgesini, G. (2012). Subaqueous sediment density flows: Depositional processes and deposit types. *Sedimentology*, 59, 1937-2003. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2012.01353.x>
- Talling, P. J., Amy, L. A., Wynn, R. B., Peakall, J., & Robinson, M. (2004). Beds comprising debris sandwiched within co-genetic turbidite: Origin and widespread occurrence in distal depositional environments. *Sedimentology*, 51, 163-194.
- Talling, P. J., Paull, C. K., & Piper, D. J. W. (2013). How are subaqueous sediment density flows triggered, what is their internal structure and how does it evolve? Direct observations from monitoring of active flows. *Earth-Science Reviews*, 125, 244-287. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.07.005>
- Terlaky, V., Rocheleau, J., & Arnott, R. W. C. (2015). Stratal composition and stratigraphic organization of stratal elements in an ancient deep-marine basin-floor succession, Neoproterozoic Windermere Supergroup, British Columbia, Canada. *Sedimentology*, 63(1), 136-175.
- Tinterri, R., & Piazza, A. (2019). Turbidite facies response to the morphological confinement of a foredeep (Cervarola Sandstones Formation, Miocene, northern Apennines, Italy). *Sedimentology*, 66, 636-674. <https://doi.org/10.1111/sed.12501>
- Tinterri, R., Civa, A., Laporta, M., & Piazza, A. (2020). Turbidites and turbidity currents. In N. Scarselli, J. Adam, D. Chiarella, D. G. Roberts, & A. W. Bally (Eds.), *Regional Geology and Tectonics: Principles of Geologic Analysis* (2nd ed., Vol. 1, pp. 441-479). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-64134-2.00016-X>
- Tinterri, R., Mazza, T., & Muzzi Magalhaes, P. (2022). Contained-reflected megaturbidites of the Marnosoarenacea Formation (Contessa Key Bed) and Helminthoid Flysches (Northern Apennines, Italy) and Hecho Group (South-Western Pyrenees). *Frontiers in Earth Science*, 10, 817012. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.817012>
- Tinterri, R., & Muzzi Magalhaes, P. (2011). Synsedimentary structural control on foredeep turbidites: An example from Miocene Marnoso Arenacea Formation, northern Apennines, Italy. *Marine and Petroleum Geology*, 28, 629-657. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.07.007>

- Tinterri, R., Muzzi Magalhaes, P., Tagliaferri, A., & Cunha, R. S. (2016). Convolute laminations and load structures in turbidites as indicators of flow reflections and decelerations against bounding slopes. Examples from the Marnoso Arenacea Formation (northern Italy) and Annot Sandstones (southeastern France). *Sedimentary Geology*, 344, 382-407. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.01.023>
- Tinterri, R., & Tagliaferri, A. (2015). The syntectonic evolution of foredeep turbidites related to basin segmentation: Facies response to the increase in tectonic confinement (Marnoso Arenacea Formation, Miocene, Northern Apennines, Italy). *Marine and Petroleum Geology*, 67, 81-110. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.04.006>
- Valdez Buso, V., Aquino, C. D., Paim, P. S. G., De Souza, P. A., Mori, A. L., Fallgatter, C., Milana, J. P., & Kneller, B. (2019). Late Paleozoic glacial cycles and subcycles in western Gondwana: Correlation of surface and subsurface data of the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 531, 108435. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.09.004>
- Vesely, F. F., & Assine, M. L. (2004). Sequências e tratos de sistemas deposicionais do Grupo Itararé, norte do Estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(2), 219-230.
- Vesely, F. F. (2021). Registros geológicos da era glacial neopaleozoica no estado do Paraná e demais regiões do sul do Brasil: Introdução ao volume temático. *Boletim Paranaense de Geociências*, 78(1), 1-2. <http://dx.doi.org/10.5380/geo.v78i0.82348>
- Vesely, F. F. (2006). Dinâmica sedimentar e arquitetura estratigráfica do Grupo Itararé (Carbonífero-Permiano) no centro-leste da Bacia do Paraná (Tese de doutorado). Universidade Federal do Paraná, Curitiba.
- Vesely, F. F., & Assine, M. L. (2006). Deglaciation sequences in the Permo-Carboniferous Itararé Group, Paraná Basin, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 22(3-4), 156-168. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.09.006>
- Vesely, F. F., Kraft, R. P., Mattos, T. R., Schemiko, D. C. B., Berton, F., Monteiro, L. B., & Yamassaki, H. S. (2021). Os primeiros turbiditos do Brasil. *Boletim*

Paranaense de Geociências, 78, 110-129.
<http://dx.doi.org/10.5380/geo.v78i0.79539>

- Walker, R. G. (1975). Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *GSA Bulletin*, 86, 737-748.
- Walker, R. G. (1978). Deepwater sandstone facies and ancient submarine fans: Models for exploration for stratigraphic traps. *AAPG Bulletin*, 62, 932-966.
- White, I. C. (1908). Relatório sobre as Coal Measures e rochas associadas no sul do Brasil. *Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra, Rio de Janeiro, Relatório Final*.
- Woodcock, N. H. (1976). Structural style in slump sheets: Ludlow Series, Powys, Wales. *Journal of the Geological Society*, 132(4), 399-415.
<https://doi.org/10.1144/gsjgs.132.4.0399>
- Wynn, R. B., Kenyon, N. H., Masson, D. G., Stow, D. A. V., & Weaver, P. P. E. (2002). Characterization and recognition of deepwater channel-lobe transition zones. *AAPG Bulletin*, 86(8), 1441-1462.
- Zalán, P. V., Wolff, S., Astolfi, M. A. M., Vieira, I. F., Conceição, J. C. J., Appi, V. T., Cerqueira, J. R., & Marques, A. (1990). The Paraná Basin, Brazil. In M. Leighton, D. R. Kolata, D. F. Oltz, & J. J. Eidel (Eds.), *Interior Cratonic Basins* (pp. 681-708). AAPG Memoir 51.
- Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., Gamero Diaz, H., & Contreras, C. (2011). A genetic facies tract for the analysis of sustained hyperpycnal flow deposits. In R. M. Slatt & C. Zavala (Eds.), *Sediment transfer from shelf to deep water: Revisiting the delivery system* (AAPG Studies in Geology, Vol. 61, pp. 31-51). AAPG.
- Zavala, C. (2018). Types of hyperpycnal flows and related deposits in lacustrine and marine basins. In *IAS, 20th International Sedimentological Congress* (Abstract book, August 13–17). Quebec City.
- Zavala, C. (2020). Hyperpycnal (over density) flows and deposits. *Journal of Palaeogeography*, 9, 17. <https://doi.org/10.1186/s42501-020-00065-x>

- Zavala, C., & Pan, S. X. (2018). Hyperpycnal flows and hyperpycnites: Origin and distinctive characteristics. *Lithologic Reservoirs*, 30(1), 1-27. <http://dx.doi.org/10.3969/j.issn.1673-8926.2018.01.001>
- Zavala, C., Arcuri, M., & Blanco Valiente, L. (2012). The importance of plant remains as diagnostic criteria for the recognition of ancient hyperpycnites. *Revue de Paléobiologie*, 11, 457-469.
- Zavala, C., Marcano, J., Carvajal, J., & Delgado, M. (2010). Genetic indices in hyperpycnal systems: A case study in the Late Oligocene-Early Miocene Merecure Formation, Maturin Subbasin, Venezuela. In R. M. Slatt & C. Zavala (Eds.), *Sediment transfer from shelf to deep water - Revisiting the delivery system* (AAPG Studies in Geology, Vol. 61, pp. 1-21). AAPG.
- Zavala, C., Ponce, J. J., Arcuri, M., Drittanti, D., Freije, H., & Asensio, M. (2006). Ancient lacustrine hyperpycnites: A depositional model from a case study in the Rayoso Formation (Cretaceous) of west-central Argentina. *Journal of Sedimentary Research*, 76(1–2), 41-59. <http://dx.doi.org/10.2110/jsr.2006.12>
- Zeng, J., Lowe, D. R., Prior, D. B., Wiseman, W. J. Jr., & Bornhold, B. D. (1991). Flow properties of turbidity currents in Bute Inlet, British Columbia. *Sedimentology*, 38, 975-996. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3091.1991.tb00367.x>