

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM RECURSOS HÍDRICOS E SANEAMENTO
AMBIENTAL

DÉBORA KARINE KOLLER

FORMAS DE FUNDO EXPERIMENTAIS GERADAS POR CORRENTES DE
DENSIDADE SALINAS E DE TURBIDEZ: ANÁLISE DO ESCOAMENTO E DO LEITO
MÓVEL

PORTO ALEGRE

2020

FORMAS DE FUNDO EXPERIMENTAIS GERADAS POR CORRENTES DE
DENSIDADE SALINAS E DE TURBIDEZ: ANÁLISE DO ESCOAMENTO E DO LEITO
MÓVEL

Tese apresentada ao Programa de Pós-graduação em
Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como
requisito parcial à obtenção do grau de doutora.

Orientador: Rafael Manica

PORTO ALEGRE

2020

CIP - Catalogação na Publicação

Koller, Débora Karine
Formas de fundo experimentais geradas por correntes de densidade salinas e de turbidez: análise do escoamento e do leito móvel / Débora Karine Koller. -- 2020.
266 f.
Orientador: Rafael Manica.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Porto Alegre, BR-RS, 2020.

1. Modelagem física. 2. Correntes salinas. 3. Correntes de turbidez. 4. Formas de fundo. I. Manica, Rafael, orient. II. Título.

DÉBORA KARINE KOLLER

FORMAS DE FUNDO EXPERIMENTAIS GERADAS POR CORRENTES DE
DENSIDADE SALINAS E DE TURBIDEZ: ANÁLISE DO ESCOAMENTO E DO LEITO
MÓVEL

Tese apresentada ao Programa de Pós-graduação em
Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como
requisito parcial à obtenção do grau de doutora.

Aprovado em: Porto Alegre, 23 de outubro de 2020.

Prof. Dr. Rafael Manica – IPH / UFRGS
Orientador

Prof. Dr^a Ana Luiza de Oliveira Borges – IPH / UFRGS
Examinador

Dr. Juan Jose Fedele – ExxonMobil / USA
Examinador

Prof. Dr. Jacobus Hugo Baas – Bangor University / Reino Unido
Examinador

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi desenvolvido no Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental do Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Obviamente, um trabalho tão extenso como esse, não somente em páginas, somente foi possível de ser realizado com a colaboração de muitas pessoas.

Primeiramente, gostaria de agradecer ao meu orientador, professor Rafael Manica, por todas as contribuições, pela experiência e segurança transmitidas e pelos incontáveis pedidos de correções (até no português, quem diria). Obrigada pela leveza e descontração ao longo do processo todo! Tenho certeza de que o laboratório é um ambiente mais agradável, não somente por causa da descontração natural do grupo, mas, também, porque tu participas, e nos permite fluir.

Agradeço ao Laboratório NECOD, por ter me recebido e oferecido sua infraestrutura e equipe técnica, a Prof^a. Ana, ao Prof. Eduardo e ao Prof. Britto, pelo compartilhamento dos saberes. Aos técnicos Cristian, Felipe e Marcelo, aos colegas Arthur, Camila, Carolina, Cristiano e Túlio, e aos diversos alunos de graduação que já passaram e que ainda estão no NECOD, sempre na nossa volta, curiosos e prestativos. Ao meu querido colega Túlio, que veio para quebrar o meu reinado de sala e me trazer discussões de vida e alegrias diárias.

A todas as mulheres pesquisadoras da minha vida, especialmente a Alexia, a Mariana e a Fran, que me inspiram diariamente a fazer ciência dentro de um ambiente predominantemente masculino e desigual.

A minha família que, mesmo sem entender o que eu fazia com esse tal de doutorado, me apoiou e se alegrou em cada processo seletivo vencido e defesas realizadas.

Caê, sem palavras. A pessoa que mais acredita em mim e no meu potencial de pesquisadora e que, durante os últimos meses, me incentivou, deu carinho, comida e roupa lavada.

Ao CNPq, pelo financiamento da pesquisa no Brasil durante três ano e meio, e a CAPES, pelo financiamento dos seis meses de doutorado sanduíche, realizado na Universidade de Utrecht, nos países Baixos.

Thanks to the Eurotank Flume Laboratory at the University of Utrecht and to Prof. Joris Eggenhuisen, who opened the doors of the lab and offered the support I needed to carry out my experiments. To Prof. João and my lab friends, Joana, Elda, Mike, Florian, Gabriel and Arnoud.

Thanks to Juan Fedele and David Hoyal from ExxonMobil, company that financially supported part of this research and the field trip to Patagonia, during which I could improve my understanding about turbidite depositional systems and how to link lab results to what is observed in nature. El Chuleton will be (hopefully) always there to receive you guys! I know you enjoy coming to Brazil especially because of it.

My gratitude to Juan Fedele, who worked pretty much as my (unofficial) co-supervisor, always encouraging me to go further into my data analysis, suggesting new approaches, reviewing papers, teaching some Spanish... ¡Muchas gracias!

Obrigada a todos!

RESUMO

As correntes de densidade são escoamentos originados da diferença de massa específica entre dois meios fluidos, como variações de temperatura, salinidade e/ou material particulado suspenso. As correntes de turbidez são correntes de densidade causadas pela presença de sedimentos em suspensão e os depósitos por elas gerados são denominados turbiditos, potenciais reservatórios de hidrocarboneto e, por isso, de grande interesse da indústria do petróleo e de grupos de pesquisa. As formas de fundo são estruturas sedimentares geradas pela interação desses escoamentos com o leito oceânico, que amparam a interpretação dos parâmetros hidráulicos das correntes geradoras dos depósitos turbidíticos. A modelagem física é uma ferramenta amplamente empregada no estudo das formas de fundo, na qual, muitas vezes, misturas salinas são utilizadas na representação das correntes de turbidez, em função da menor complexidade na operacionalização e obtenção de dados. Apesar das correntes salinas também serem observadas na natureza, e de gerarem formas de fundo, as mesmas não são capazes de gerar depósitos turbidíticos. Dessa forma, o presente estudo teve como objetivo investigar experimentalmente se correntes de densidade salinas (CS) podem ser utilizadas como substitutas de correntes de turbidez (CT) de similares parâmetros de entrada, no que se refere à reprodução dos processos hidráulicos e sedimentológicos e à habilidade de geração e desenvolvimento de formas de fundo do mesmo tipo e dimensões. Para tanto, foi construído um canal de acrílico, de 18 m de comprimento e 3° de inclinação, dentro de um tanque maior, preenchido com água antes de cada experimento. Foram utilizadas três vazões de injeção (270, 320 e 370 L min⁻¹) para cada tipo de corrente, as quais escoaram sobre o fundo do canal de acrílico, preenchido com microesfera de vidro. Os perfis de velocidade e de concentração das correntes foram registrados ao longo do canal, utilizando-se aparelhos UVP e ADV e amostradores compostos de tubos e mangueiras. Fotografias do depósito obtidas de topo e lateralmente permitiram a análise espacial dos comprimentos (λ) e alturas (η) das formas de fundo geradas, e a distribuição granulométrica do material presente no leito foi analisada a partir de amostras coletadas ao longo do canal. Os seis experimentos resultaram em escoamentos de regime supercrítico ($Fr_d > 1$), e plenamente turbulentos ($42566 < Re < 66850$). Em todos os casos foi observada a geração de formas de fundo do tipo ondulações, assim classificadas em função dos baixos valores das tensões de cisalhamento junto ao fundo (τ_b), do número Reynolds do grão (Re_*), das suas dimensões, da ausência de carreamento de sedimentos em suspensão e em conjunto com o uso de diagramas de previsão. A seção montante do depósito (até o 10° m) teve sua inclinação inicial acrescida durante a passagem das CT, em função da característica deposicional desses escoamentos. Esse fato, juntamente com o incremento das concentrações (c_b) e tensões (τ_b) junto ao fundo, resultou em formas de fundo com maiores λ em todas as CT, em relação às CS. Ao longo da seção jusante (a partir do 10° m), a inclinação de leito foi equivalente para as CT e CS e, por isso, considerou-se viável a comparação das dimensões das ondulações nessa região do canal. Diferentemente da seção montante, essa região do canal, a distribuição vertical das velocidades e concentrações e, conseqüentemente, as estratificações verticais, foram semelhante para ambos os tipos de corrente. Os valores de λ e η das formas de fundo geradas por ambos os tipos de corrente de densidade foram muito próximos, mas ligeiramente maiores quando gerados pelas CS. Esse fato é atribuído aos maiores valores de c_b e d_{50} dos grãos presentes no leito das CS, os quais, por sua vez, influenciaram no acréscimo dos valores de u_{rms} junto ao fundo. Isto posto, o presente estudo concluiu que CS podem ser utilizadas experimentalmente na reprodução de formas de fundo do tipo ondulações, como substitutas de CT diluídas ($C_{vol} < 1\%$, $C_{vol,b} < 2\%$), cenário reproduzido

na seção jusante do canal. Essa condição foi alcançada pela diluição das CT, que permitiu a aproximação das suas condições hidráulicas àsquelas observadas nas CS, no que se refere, principalmente, às distribuições de concentrações e velocidades, o que acabou por garantir, também, semelhanças nos mecanismos de geração das formas de fundo. A metodologia desenvolvida foi eficaz no atendimento dos objetivos propostos, uma vez que permitiu a identificação de diferenças nos parâmetros hidráulicos e sedimentológicos das CS e CT, e a associação desses mecanismos à geração das ondulações, ao longo do espaço e do tempo. Além disso, o papel da suspensão de sedimentos na alteração dos processos turbulentos e da estratificação correntes de densidade foi evidenciado. Os resultados desse estudo apresentam semelhança com parâmetros medidos em sistemas deposicionais encontrados na natureza. As ondulações geradas no modelo físico representam aquelas encontradas em regiões posicionadas nas bordas de depósitos turbidíticos, nas quais as correntes de turbidez apresentam baixas velocidades e geram depósitos de menores espessuras e tamanhos de grão. Os perfis normalizados das correntes supercríticas deste estudo são similares àqueles observados em correntes de turbidez presentes no Canyon Monterey, sugerindo que os resultados experimentais podem ser usados para interpretar os fluxos responsáveis pela formação da arquitetura dos principais sistemas submarinos. Por fim, cabe mencionar que os dados obtidos a partir do desenvolvimento desse trabalho são adequados para elaboração e/ou calibração de modelos de simulação numérica, uma vez que foram baseados no uso de correlações e parâmetros adimensionais que amparam a caracterização do leito móvel, das correntes de densidade, e dos mecanismos de interação entre esses meios.

Palavras-chave: Modelagem física. Correntes salinas. Correntes de turbidez. Formas de fundo.

ABSTRACT

Density currents are flows established by the density difference between the current and the ambient fluid, which can be triggered by difference in salinity, temperature, or suspended sediment concentration. Turbidity currents are a type of density currents whose difference in density is generated by the presence of sediments in suspensions. These currents are capable of excavating canyons in the continental slope and depositing their sediments along submarine fans, regions with lower slopes. Turbidites are deposits generated by turbidity currents, which have good porosity and permeability, being potential hydrocarbon reservoirs, aspects that cause interest from oil industry and research groups. Bedforms are sedimentary structures generated by the interaction of these flows with the ocean floor, which provide data for support interpretation of hydraulic properties of the currents. Physical modeling is a tool widely used in the study of bedforms, in which salt mixtures are often used to represent turbidity currents, due to its easy operation and data collection. Although saline currents are also observed in oceans, and capable of generating bedforms, they are not capable of generating turbidites. Therefore, little is known about the impacts of using saline mixtures regarding the experimental reproduction of hydraulic processes, sediment transport and the ability to generate and develop similar bedforms. Thus, the present study aimed to experimentally investigate hydraulic and sedimentological processes involved in the generation and development of bedforms, by two types of density currents, saline (SC) and turbidity currents (TC). Three different flow discharges were used for each type of current (270, 320 and 370 L min⁻¹), which were pumped to the entrance of an 18- m long, 0.20-m wide acrylic flume built inside a bigger tank, which was filled with tap water before each run. Velocity and concentration profiles were measured in four different locations, by using UVP and ADV probes and samplers composed of tubes and siphons vertically distributed and their data results indicated that all currents were supercritical ($Fr_d > 1$), and fully turbulent ($42566 < \text{Reynold number} < 66850$). Pictures of the deposit obtained from the top and laterally allowed the spatial analysis of wavelengths (λ) and heights (η) of the generated bedforms, and the grain size distribution was determined by samples collection and laser particle size analyzer. Ripples were observed in all six experiments, according to its dimensions, to values of near bed shear stresses (τ_b) and grain Reynolds values (Re^*), to the absence of sediment entrainment, and supported by bedforms stability diagrams. The upstream section of the flume (up to the 10th meter) had its slope increased during the three TC experiments, due to the depositional characteristic of these flows, which, additionally to the increase in near bed concentrations (c_b) and shear stresses (τ_b), resulted in longer bedforms, in relation to those generated by SC. Along the downstream section (from the 10th meter), bed slopes were similar for all experiments and, therefore, it was considered feasible to compare ripples dimensions along this region of the flume. Unlike the upstream section, both types of current presented vertical distribution of velocities and concentrations and, consequently, the vertical stratifications, throughout downstream section. The values of λ and η were slightly higher when generated by SC, due to the coarser bed material and higher near bed u_{rms} values, observed in SC, which influenced the increase in u_{rms} values near the bottom. All things considered, the present study concluded that SC may be experimentally used in the reproduction of ripples, as substitutes for diluted TC ($C_{vol} < 1\%$, $C_{vol,b} < 2\%$), as reproduced along the downstream section of the flume. Throughout this region, the dilution and low deposition rates of the TC allowed the hydraulic conditions of these flows to approach those observed in the SC, such as concentrations and velocity distributions. Results were effective in identifying differences in spatial and temporal

variations of the hydraulic and sedimentological parameters of SC and TC, demonstrating the role of the suspension of sediments in altering turbulent processes and vertical stratification of these flows, depending on their concentrations. The methodology developed was effective in meeting the proposed objective, since it allowed the identification of differences in variations in the hydraulic and sedimentological parameters of SC and TC, demonstrating the role of the suspension of sediments in altering turbulent processes and vertical stratification of these flows. Bedforms generated in the physical model represent ripples that can be found at downstream zones of turbidites, in which TC develop lower velocities and generate thinner deposits composed of finer grains. The normalized profiles of the experimental supercritical currents of this study scale up well with observations of field-scale turbidity currents in the Monterey Canyon. This suggests that the experimental results can be used to interpret the flows responsible for forming the architecture of major submarine canyon-fan systems. Finally, it is worth noting that the data obtained from this work are satisfactory in the development and / or calibration of numerical simulation models, since they were based on the use of correlations and dimensionless parameters that support the characterization of mobile beds, density currents, and the mechanisms of interaction between these environments.

Keywords: Physical modeling. Saline currents. Turbidity currents. Bedforms.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1. Diagrama esquemático mostrando as regiões inferior e superior (com presença de vórtices) de uma corrente de densidade.	8
Figura 2. Correntes de densidade experimentais salina (azul) e de turbidez (carvão).	9
Figura 3. Perfis de Velocidade (U), concentração (C) e de tensões (τ) para correntes de densidade (a) e escoamentos à superfície livre (b).	10
Figura 4. Gráfico adimensional da distribuição de sólidos em suspensão de Hunter Rouse (1937) em escoamentos à superfície livre.....	11
Figura 5. Experimentos com correntes salinas mostrando a cabeça e os vórtices gerados logo após a sua passagem.	13
Figura 6. Esquema geral de transporte de sedimentos por correntes de densidade até o fundo dos oceanos, e gerando depósitos com sequências estratigráficas, nos leques submarinos.	15
Figura 7. Modelo de sequência estratigráfica proposto por Bouma (1962).	16
Figura 8. Forças exercidas pelo escoamento sobre o grão. Força de sustentação (FL), de arraste (FD) e gravitacional (FG).....	17
Figura 9. Mecanismos de transporte dos grãos: (a) transporte por arraste (deslizamento e rolamento); (b) transporte por saltação e; (c) transporte por suspensão.	17
Figura 10. Diagrama de Hjüstrom, classificando regiões de transporte, erosão e deposição de sedimentos, a partir de dados de velocidade média do escoamento (U, cm s^{-1}) e tamanho das partículas (d_{50} , mm).	18
Figura 11. Diagrama de mobilidade de Shields.....	19
Figura 12. Diagrama de estabilidade de formas de fundo para correntes de densidade. A) Dados referentes às formas de fundo e B) regiões de estabilidades para as formas de fundo, com omissão de dados (facilitar a leitura). Linhas tracejadas indicam delimitação das regiões de ocorrência das formas de fundo.....	20
Figura 13. Formas de leito típicas de escoamentos fluviais, por ordem de regime de escoamento.....	21
Figura 14. Vista lateral mostrando geometria típica de dunas.	22
Figura 15. Representação da vista superior das cristas de ondulações e dunas.....	23
Figura 16. Leito plano com laminação plano-paralela.	24
Figura 17. (a) Formação de ondulações preservadas em rocha e (b) estratificação cruzada, ambos com ocorrência no extremo norte da costa francesa - Boulogne- sur- Mer.	25
Figura 18. (a) Variação do perfil vertical de velocidades ao longo de ondulações e sequência de pequenas avalanches e suspensões de sedimentos gerando laminação cruzada; Desenvolvimento das formas de fundo ao longo do tempo (b, c, e).	26
Figura 19. (a) Correlação do comprimento adimensionalizado (λ^*) das formas de fundo com o número de Yalin (χ) (Eq. 7) e (b) densidade de probabilidade da ocorrência de determinado comprimento de onda (λ).....	28

Figura 20. Formação de dunas com escoamento unidirecional e respectivos padrões deposicionais.....	29
Figura 21. Estudo experimental de Kennedy (1961), mostrando a vista lateral de (a) dunas ($H= 7,5$ cm, $U= 0,66$ m s ⁻¹ , $Fr= 0,78$ e $\lambda= 30,5$ cm) e (b) antidunas ($H= 3,7$ cm, $U= 1,42$ m s ⁻¹ , $Fr= 2,34$ e $\lambda= 80,8$ cm). Setas brancas indicam a direção do escoamento e, pretas, da migração das formas de fundo.	31
Figura 22. Antidunas geradas por correntes salinas experimentais.	33
Figura 23. Variação temporal do número de Froude em relação a diferentes formas de fundo por escoamentos à superfície livre.	34
Figura 24. Esquema de desenvolvimento das <i>cyclic steps</i> , com indicação de ressaltos hidráulicos e regiões de erosão e deposição.	36
Figura 25. Distribuição granulométrica de uma amostra de grãos de quartzo (areia), obtida por análise em granulômetro a laser, com identificação dos diâmetros característicos (d_{10} , d_{50} e d_{90}).	38
Figura 26. (a) Siltômetro e (b) Curva da velocidade de queda (u_q) em função da fração de sedimentos acumulada.	40
Figura 27. Escoamentos turbulentos hidraulicamente (a) liso e (b) rugoso.	52
Figura 28. Relação entre carreamento de água pela corrente (e_w) e número de Richardson global (Ri), realizada por Parker <i>et al.</i> (1987), a partir de seus próprios dados e de outros autores.	56
Figura 29. Dados de coeficiente de carreamento de sedimentos (E_s) como função do coeficiente Z , sendo a linha aproximada correspondente à equação 51.	58
Figura 30. a) Modelo experimental com corte em uma das paredes laterais do tanque de alvenaria, para visualização do canal de acrílico (a janela de observação foi mantida) e; (b) croqui do canal de acrílico com o posicionamento dos equipamentos e estações de medição.	61
Figura 31. Croqui (a) e foto (b) da seção transversal do tanque de alvenaria e canal de acrílico, ilustrando uma das oito estruturas de mudança de inclinação instaladas ao longo do canal (vista de jusante para montante).	62
Figura 32. (a) Bomba centrífuga KSB Megabloc, (b) Medidor de vazão eletromagnético Siemens Sitrans Mag 5100 W e (c) sistema de injeção do reservatório até o canal experimental.	64
Figura 33. (a) Esquema de utilização da sonda UVP e aquisição dos dados de velocidade e (b) caixa de aquisição dos dados acoplado a um computador.	65
Figura 34. (a) Aparelho de medição de velocidades - ADV Vectrino. (b) esquema de montagem, dentro do canal experimental.	66
Figura 35. (a) Perfil vertical de tubos amostradores da corrente de densidade e (b) refratômetro portátil ATAGO S28E 2~28%.	67
Figura 36. Calibração dos valores de excesso de densidade, lidos pelo refratômetro para valores de massa específica, lidos pelo densímetro.	69
Figura 37. Calibração dos valores de concentração de amostras salinas com sua massa específica (densímetro).	70

Figura 38. (a) Equipamento ecógrafo e (b) esquema do posicionamento do sensor de medição posicionado dentro do canal.....	71
Figura 39. (a) Câmera fotográfica NIKON D5000 e (b) vista lateral do suporte da máquina, acoplado às paredes do canal de acrílico, para registro das fotografias de topo.	71
Figura 40. Analisador de partículas a laser utilizado na análise granulométrica dos sedimentos utilizados no leito móvel e, também, na composição das correntes de turbidez.	72
Figura 41. Distribuição granulométrica dos sedimentos utilizados no leito e em suspensão, nas correntes de turbidez.	73
Figura 42. Distribuições de massa (%), tamanho (d_{50}) e velocidade de queda (u_q) das partículas, utilizadas no cálculo da velocidade de queda média.....	74
Figura 43. Picnômetro de 25 mL vazio (a) e contendo amostra de areia, durante pesagem em balança de precisão (b).....	75
Figura 44. Esquema de realização do estudo, compreendendo diferentes fases.	76
Figura 45. Correlação entre a vazão de injeção e os valores médios de espessura (H) e velocidade (U) das correntes.....	80
Figura 46. Distribuição espacial da espessura (barras) e da granulometria (linhas) dos depósitos gerados pelos experimentos com correntes de turbidez (CTP_0,5, CTP_2 e CTP_3).....	81
Figura 47. Geração de depósito durante ensaio CTP_0,5, registrado a, aproximadamente, 10 m da entrada das correntes no canal experimental.	82
Figura 48. Vazão de injeção das misturas salinas ao longo dos experimentos.	84
Figura 49. Variação espacial da concentração média do escoamento (concentração da mistura representada pela distância zero), nas estações de medição 1, 2, 3 e 4 ao longo do canal.....	86
Figura 50. Decaimento ΔC em relação à distância entre estações Δx	87
Figura 51. Perfis de concentração das correntes salinas CSQ1, CSQ2 e CSQ3 nas estações 1, 2, 3 e 4.....	87
Figura 52. Perfis verticais médios de velocidade das correntes salinas CSQ1, CSQ2 e CSQ3 nas estações 1, 2, 3 e 4.	88
Figura 53. Distribuição espacial dos valores médios de U e $u_{m\acute{a}x}$ (também mostrados na tabela 10).....	89
Figura 54. Distribuição espacial dos valores médios de H e $z_{m\acute{a}x}$ (valores apresentados na tabela 11).....	90
Figura 55. (a) Variação espacial da velocidade (u^*) e tensão de cisalhamento (τ_b) e (b) da massa específica (ρ_b) junto ao fundo.	91
Figura 56. Variação espacial das tensões de cisalhamento junto ao fundo (τ_b), decomposta em tensão de cisalhamento de superfície (τ_{bs}) e de forma (τ_{bf})	92
Figura 57. Variação da taxa de carregamento ($e_w \times 10^{-3}$) e da taxa $d(UH)/dx$ (10^2).....	93

- Figura 58. Valores verticais de intensidade turbulenta (u_{rms}) dos experimentos CSQ1, CSQ2 e CSQ3, associados aos valores de velocidade (u), registrados na estação 3. 95
- Figura 59. Mapas de distribuição temporal dos valores de u_{rms} ($cm\ s^{-1}$) para o experimento CSQ1. Por motivos de operação do UVP, os dados dos primeiros 4 minutos das estações 1 e 2 não são apresentados..... 96
- Figura 60. Mapa de cores das intensidades turbulentas (u_{rms} , $cm\ s^{-1}$) do experimento CSQ2. Estação 2 teve dados medidos entre o primeiro e o quarto minuto e, após, aparelho UVP foi movido para jusante, registrando dados a partir do sétimo minuto até o final. 97
- Figura 61. Mapa da distribuição espacial das intensidades turbulentas (u_{rms} , $cm\ s^{-1}$) do experimento CSQ3, registrado nas estações 1, 2, 3 e 4. 98
- Figura 62. Distribuição vertical dos valores de Richardson de gradiente (Ri_{grad}) para as três correntes salinas, avaliados na estação 3. Liminar de 0,25 representado pela linha tracejada e barras em vermelho. Atentar a diferença na escala de Ri_{grad} para a estação 1..... 99
- Figura 63. Perfil vertical de Richardson gradiente (Ri_{grad}) nas estações 2 e 3. Distâncias ao fundo (z) adimensionalizados em relação à altura das velocidades máximas ($z_{máx}$), indicada pela linha tracejada horizontal. Valor limiar de Ri_{grad} , de 0,25, indicado na 1..... 100
- Figura 64. Ondulações geradas nos experimentos CSQ1, CSQ2 e CSQ3, observadas a, aproximadamente, 13 m de distância da entrada das correntes no canal experimental (régua de 30 cm). Escoamento da esquerda para a direita. 101
- Figura 65. Variação temporal de λ e η das formas de fundo do experimento CSQ1.... 102
- Figura 66. Variação temporal de λ e η das formas de fundo do experimento CSQ2... 103
- Figura 67. Variação temporal de λ e η das formas de fundo do experimento CSQ3... 104
- Figura 68. Comparação do (a) comprimento λ e (b) da altura η das formas de fundo geradas pelo presente estudo com o comprimento e altura de equilíbrio (λ_e e η_e) previstos por Baas (1993). 105
- Figura 69. Relação entre as dimensões (a) λ e (b) η com o número de Reynolds do grão (Re^*) para as correntes salinas (estações de medição não identificadas)..... 107
- Figura 70. Comparação do comprimento (λ) das formas de fundo geradas pelo presente estudo com o comprimento de equilíbrio (λ_e) previsto por Raudkivi (1997)... 107
- Figura 71. Valores médios de comprimentos de onda (λ) das formas de fundo geradas pelas três correntes salinas, ao longo do canal experimental..... 108
- Figura 72. Variação espacial das tensões (τ_b) e velocidades (u_*) de cisalhamento junto ao fundo com o comprimento (λ) das formas de fundo 109
- Figura 73. Correlação entre o comprimento (λ) das ondulações e a massa específica média do escoamento junto ao fundo (ρ_b). 109
- Figura 74. Correlação entre comprimento de onda das formas de fundo (λ) com as suas (a) alturas (η) e com as suas (b) velocidades de migração (u_{migr}). 110

Figura 75. Variação do tamanho dos grãos ao longo do canal, a partir de amostras do leito coletadas após experimentos.....	111
Figura 76. Vazão de injeção das misturas de água e microesfera de vidro ao longo dos experimentos.....	112
Figura 77. Variação dos valores médios de concentração (C) ao longo do canal experimental e ajuste de decaimento polinomial.	114
Figura 78. Perfis de concentração das correntes de turbidez CTQ1, CTQ2 e CTQ3 (vazões de 270, 320 e 370 L min ⁻¹ , respectivamente) nas estações 1, 2, 3 e 4.	115
Figura 79. Perfis de velocidade das correntes de turbidez (CTQ1, CTQ2 e CTQ3 (vazões de 270, 320 e 370 L min ⁻¹ , respectivamente) nas estações 1, 2, 3 e 4.	116
Figura 80. Valores médios de espessura da corrente (H) e elevação da velocidade máxima em relação ao fundo (z _{máx}), nas quatro estações de medição.....	117
Figura 81. Variação das velocidades médias (U) e máximas (u _{máx}) dos perfis verticais avaliados nas estações de medição 1, 2, 3 e 4 (a 2,9, 7,8, 13,9 e 16,9 m do difusor).	117
Figura 82. Variação espacial das velocidades (u*) (linha pontilhada) e tensões de cisalhamento junto ao fundo (τ _b) (linha cheia).	119
Figura 83. Variação espacial das tensões de cisalhamento junto ao fundo (τ _b) devido à superfície (τ _{bs}) e à forma (τ _{bf}).	120
Figura 84. Variação da taxa de carreamento (e _w x 10 ⁻³) e da taxa d(UH)/dx (10 ²). Ausência de dados do CTQ2 nas estações 1 e 4 por não funcionamento do UVP, impossibilitaram o cálculo dos parâmetros entre as seções 1-2 e 3- 4.	121
Figura 85. Distribuição vertical dos valores de u (cruz) e u _{rms} (losango) a partir de medições realizadas na estação 3, para os três experimentos com correntes de turbidez.	123
Figura 86. Distribuição vertical das intensidades turbulentas de CTQ1 ao longo do tempo.	124
Figura 87. Distribuição vertical das intensidades turbulentas (u _{rms}) de CTQ2 ao longo do tempo. Os dados das estações 1 e 4 não foram registrados em função do mau funcionamento do aparelho UVP.....	125
Figura 88. Distribuição vertical das intensidades turbulentas de CTQ3 ao longo do tempo.	126
Figura 89. Distribuição vertical dos valores de Richardson de gradiente (Ri _{grad}) para as três correntes de turbidez, avaliados nas estações 2 e 3. Limiar de 0,25 representado pela linha tracejada e barras em vermelho.	127
Figura 90. Variação vertical dos valores de Rigrad nas quatro estações de medição. Elevação z adimensionalizada pela elevação da velocidade máxima z _{máx} (linha horizontal tracejada). Linha vertical tracejada indica valor limiar de Ri _{grad} , 0,25, a partir do qual o escoamento é estavelmente estratificado.....	128
Figura 91. Vista lateral das formas de fundo após experimentos CTQ1 (a), CTQ2 (b) e CTQ (c). As correntes escoam da esquerda para a direita. Régua amarela tem 30 cm de comprimento	130

Figura 92. Distribuição espacial do diâmetro mediano dos grãos (d_{50}) presentes no leito móvel e da espessura final dos depósitos gerados pelas correntes de turbidez, com indicação das inclinações adicionais à inicial, de 3°.....	131
Figura 93. Variação temporal (a cada 10 s) da passagem da corrente de turbidez CTQ3 e geração do depósito e avanço das formas de fundo.....	133
Figura 94. a) Linhas de deposição dos experimentos CTQ2 ($Q= 320 \text{ L min}^{-1}$ e $\rho_{\text{mist}}= 1061,1 \text{ kg m}^{-3}$) e CTQ3 ($Q= 370 \text{ L min}^{-1}$ e $\rho_{\text{mist}}= 1062,5 \text{ kg m}^{-3}$). (b) Modelo deposicional de ondulações cavalgantes.....	134
Figura 95. Variação da velocidade de deposição (mm s^{-1}) a cada 30 s de experimento	135
Figura 96. Variação temporal das dimensões das formas de fundo de CTQ1.....	136
Figura 97. Variação temporal das dimensões das formas de fundo de CTQ2.....	136
Figura 98. Variação temporal das dimensões das formas de fundo de CTQ3.....	137
Figura 99. Comparação do comprimento (λ) e altura (η) das formas de fundo geradas pelo presente estudo com o comprimento e altura de equilíbrio (λ_e e η_e) previsto por Baas (1993).....	138
Figura 100. (a) Comparação e (b) correlação dos comprimentos médios (λ) das formas de fundo do presente estudo com a previsão de comprimentos de equilíbrio (λ_e) de Raudkivi (1997).....	139
Figura 101. Relação entre as dimensões (a) λ e (b) η com o número de Reynolds do grão (Re^*) para as correntes de turbidez CTQ1, CTQ2 e CTQ3.	140
Figura 102. Correlação entre comprimento de onda das formas de fundo (λ) e (a) as suas velocidades de migração (u_{migr}) e, (b) com a altura da forma (η), para a estação de medição 3.....	141
Figura 103. Valores médios de comprimentos de onda (λ) das formas de fundo geradas pelas três correntes de turbidez, ao longo do canal experimental.....	142
Figura 104. Correlação entre (a) os valores de tensão de cisalhamento (τ_b) e o comprimento (λ) das formas de fundo e (b) entre τ_b e a massa específica junto ao leito (ρ_b).....	143
Figura 105. Variação espacial do comprimento das formas de fundo (λ) em função da variação de ρ_b , τ_b e u^* (assim como as parcelas devidas à geometria das formas de fundo, τ_{bf} e u^*_{bf} , em pontilhado), para os experimentos CTQ1 (a), CTQ2 (b) e CTQ3 (c).....	145
Figura 106. Variação da vazão ao longo do experimento.	146
Figura 107. Perfis verticais de concentração medidos nas quatro estações de medição dos seis experimentos realizados.....	148
Figura 108. Distribuição espacial das concentrações junto ao fundo (a) (c_b) e das concentrações médias (b) (C) das correntes salinas (CS) e de turbidez (CT). Valores de coeficiente de determinação (R^2) obtidos para modelo exponencial.	149
Figura 109. Perfis verticais de velocidade nas quatro estações de medição dos seis experimentos realizados.....	150

Figura 110. Variação espacial da espessura (H) e velocidade média (U) das correntes de densidade salinas e de turbidez ao longo do canal (para estação 3).	151
Figura 111. Distribuição espacial dos valores máximos de velocidade ($u_{\text{máx}}$) e elevação ($z_{\text{máx}}$) da velocidade máximas	152
Figura 112. Perfis adimensionalizados de velocidade (a) e concentração (b).	154
Figura 113. Perfis de velocidade e concentração adimensionalizados, plotados com outros autores.	154
Figura 114. Valores de r_o (c_b/C) e u^*/u_q para os experimentos com correntes de densidade salinas (asterisco) e de turbidez (losango), comparado com outros estudos. ...	156
Figura 115. Distribuição espacial dos valores de Reynolds do grão (Re^*) e velocidades (u^*) e tensões de cisalhamento (τ_b).	157
Figura 116. Comparação dos valores de u_{rms} dos experimentos CSQ1 e CTQ1 ao longo do canal.	158
Figura 117. Variação temporal das intensidades turbulentas (u_{rms} , cm s^{-1}) medidas e calculadas na estação 3, para os experimentos de menor vazão, CSQ1 e CTQ1. A linha pontilhada corresponde à altura aproximada da velocidade máxima.	160
Figura 118. Variação temporal das intensidades turbulentas (u_{rms} , cm s^{-1}) medidas e calculadas na estação 3, para CSQ2 e CTQ2 (a partir do sexto minuto, devido a falhas na aquisição de dados com o equipamento UVP). A linha pontilhada corresponde à altura aproximada da velocidade máxima.	160
Figura 119. Variação temporal das intensidades turbulentas (u_{rms} , cm s^{-1}) medidas e calculadas na estação 3, para os experimentos de maior vazão, CSQ3 e CTQ3. A linha pontilhada corresponde à altura aproximada da velocidade máxima.	161
Figura 120. Variação das tensões de Reynolds (τ_{Rd}) registrados em intervalos de 40 s ao longo dos experimentos.	162
Figura 121. Variação dos valores de carreamento de água (e_w). Δ (E1-E2)= 4,9 m. Δ (E2- E3)= 6,1 m. Δ (E3-E4)= 3,0 m.	163
Figura 122. Relação entre o número de Richardson (Ri) e o coeficiente de carreamento (e_w) das correntes salinas e das correntes de turbidez, plotados no ajuste de Parker <i>et.al.</i> (1987).	164
Figura 123. Perfis verticais adimensionalizados de concentração e de velocidade para as estações 1, 2 e 3 e regiões estavelmente estratificadas ($Ri_{\text{grad}} > 0,25$) indicadas em laranja e, não estratificadas ($Ri_{\text{grad}} > 0,25$), em azul, para as correntes salinas.	166
Figura 124. Perfis verticais adimensionalizados de concentração e de velocidade para as estações 1, 2 e 3 e regiões estavelmente estratificadas ($Ri_{\text{grad}} > 0,25$) indicadas em laranja e, não estratificadas ($Ri_{\text{grad}} > 0,25$), em azul, para as correntes de turbidez	167
Figura 125. Modelo de distribuição espacial da velocidade em correntes salinas e de turbidez.	169
Figura 126. Modelo de distribuição espacial da concentração em correntes salinas e de turbidez.	169
Figura 127. Modelo de distribuição de concentrações e velocidades ao longo da vertical para correntes de densidade salinas e de turbidez.	170

- Figura 128. Distribuição espacial da estratificação estável em correntes salinas e de turbidez, a partir da análise do número de Richardson gradiente (Ri_{grad})..... 172
- Figura 129. Distribuição granulométrica ao longo do leito móvel, analisado após experimentos CSQ1 e CTQ1. O diâmetro mediano (d_{50}) dos grãos está destacado em vermelho. 174
- Figura 130. Formas de fundo vistas de tipo, dos ensaios de 270 L min^{-1} , CSQ1 e CTQ1 (1027 e 1006 kg m^{-3}), obtidas entre as distâncias 10 e $11,30 \text{ m}$ da entrada..... 175
- Figura 131. Comprimento das formas de fundo (λ), a cada metro ao longo do canal, para a corrente salina (CSQ1) e para a corrente de turbidez (CTQ1), com vazões de 270 L min^{-1} 176
- Figura 132. Correlação entre a variação da espessura do depósito gerado por CTQ1 e da variação dos comprimentos de onda (λ) ao longo do canal experimental..... 176
- Figura 133. Formas de fundo vistas de topo, dos ensaios CSQ2 e CTQ2 (vazão de 320 L min^{-1} e ρ_{mist} de $1053,9$ e $1061,1 \text{ kg m}^{-3}$, respectivamente). Obs.: Ignorar marcas alongadas, perpendiculares às cristas de CTQ2, geradas por pegadas e pela cauda de algum animal que entrou no canal após o esvaziamento do tanque e anteriormente à obtenção das fotografias. 177
- Figura 134. Comprimento das formas de fundo (λ), a cada metro ao longo do canal, para a corrente salina (CSQ2) e para a corrente de turbidez (CTQ2), com vazões de 320 L min^{-1} 178
- Figura 135. Variação espacial dos comprimentos (λ) das formas de fundo (linha) e da espessura (barras) do depósito ao longo do canal experimental para o experimento CTQ2. 178
- Figura 136. Tamanho de grão de amostras retiradas no depósito gerado pela corrente salina (CQS2) e pela corrente de turbidez (CTQ2), ao longo de todo o canal experimental. O diâmetro mediano dos grãos (d_{50}) é destacado em vermelho. 179
- Figura 137. Fotografias de topo das formas de fundo geradas pela CSQ3 e CTQ3 (vazão de 370 L min^{-1} e ρ_{mist} de $1053,9$ e $1062,5 \text{ kg m}^{-3}$, respectivamente), entre $12,5$ a 14 m a partir da entrada das correntes no canal experimental. 180
- Figura 138. Comprimento das formas de fundo (λ), a cada metro ao longo do canal, para a corrente salina (CSQ3) e para a corrente de turbidez (CTQ3), com vazões de 370 L min^{-1} 180
- Figura 139. Variação temporal dos comprimentos de onda (λ) das formas de fundo e da espessura do depósito gerados pelo experimento CTQ3. 181
- Figura 140. Tamanho do grão de amostras obtidas no depósito resultantes dos experimentos CSQ3 e CTQ3. O diâmetro mediano (d_{50}) está destacado em vermelho. Por falha operacional, os valores de d_{50} não são apresentados para CSQ3 a partir do nono metro do canal. 181
- Figura 141. Correlações dos comprimentos das formas de fundo geradas pelas correntes salinas (CS) e de turbidez (CT), separadas por vazão de injeção (a) e por estação de medição (b). 183
- Figura 142. Correlações entre a inclinação do leito (I°) e o comprimento (λ) das ondulações. 184

- Figura 143. Variação espacial da concentração junto ao fundo (c_b) e do comprimento das formas de fundo (λ) geradas ao longo do canal pelas correntes de densidade salinas (CS) e de turbidez (CT)..... 185
- Figura 144. Correlação entre o comprimento (λ) das ondulações e a concentração do escoamento junto ao fundo (c_b) das correntes de densidade salinas (CS) e de turbidez (CT) discriminando o tipo de corrente (a) e a vazão de injeção (b)... 186
- Figura 145. Correlação do comprimento de onda das formas de fundo (λ) com a inclinação do leito e da entre concentração e massa específica do escoamento junto ao fundo (c_b/ρ_b)..... 186
- Figura 146. Variação de d_{50} (μm) e comprimento das formas de fundo (λ) ao longo do canal. Dados de d_{50} referentes à CSQ3 não são apresentados a partir do décimo metro, por falha operacional..... 188
- Figura 147. Correlações do comprimento de onda com as (a) tensões de cisalhamento aplicadas junto ao fundo e com (b) o número de Reynolds do grão e a concentração junto ao fundo..... 189
- Figura 148. Correlações entre (a) velocidade e migração e comprimento das ondulações ($u_{\text{migr}} \times \lambda$) e (b) altura e o comprimento das ondulações ($\eta \times \lambda$) para as correntes salinas (CS) e de turbidez (CT)..... 190
- Figura 149. Valores de Reynolds do grão (Re^*) e parâmetros de Shields (τ^*) desse estudo e de outros autores..... 191
- Figura 150. (a) Comparação entre valores de velocidade crítica de cisalhamento (u_{*cr}) previstas por van Rijn (1984 b) e velocidades de cisalhamento (u^*) referentes ao presente estudo. Distribuição espacial dos valores de u_{*cr} e u^* para (b) correntes salinas e (c) correntes de turbidez..... 193
- Figura 151. Variação do adimensional u^*/u_q ao longo do canal experimental e identificação dos limiares de transporte junto fundo (0,4) e em suspensão e junto ao fundo (2,5), segundo Julien (2010)..... 194
- Figura 152. Resultados das correntes salinas (a) e de turbidez (b) plotados no diagrama de Yalin (1977). As faixas na diagonal e horizontal indicam a previsão de ocorrência de dunas e ondulações, respectivamente..... 195
- Figura 153. Valores de comprimento da forma de fundo adimensionalizado (λ^*) e número de Yalin (χ) no diagrama proposto por Lapotre *et al.* (2017) para as correntes salinas (a) e de turbidez (b)..... 195
- Figura 154. Valores de Fr_d e Re_p dos experimentos desse estudo plotados no diagrama de previsão de formas de fundo de Fedele *et al.* (2016)..... 196
- Figura 155. Valores de Θ' e d_{50}^* plotados no diagrama de previsão de formas de fundo de Van den Berg e Van Gelder (1993). 199
- Figura 156. Modelo conceitual da geração de formas de fundo por correntes de densidade experimentais salinas (a) e de turbidez, dividido em seção montante (b) e jusante (c)..... 202
- Figura 157. Vista lateral da evolução das correntes de densidade a 140 cm da entrada: (a) corrente salina, (b) corrente de turbidez coesiva (carvão e bentonita) e; (c) corrente de turbidez não-coesiva (carvão). 206

Figura 158. Afloramento com ondulações na Bacia do <i>Karoo</i> (África do Sul).	209
Figura 159. Arenito composto por grãos finos e laminações de ondulações cavalgantes, com um pouco de preservação da face montante, observado fora do eixo central de um lobo. Escala: tampa da lente da câmera (superior direita).	210
Figura 160. Arenito composto por grãos finos e laminações de ondulações cavalgantes, com um pouco de preservação da face montante, observado fora do eixo central de um lobo. Escala: tampa da lente da câmera (superior direita).	211
Figura 161. Vista superior das formas de fundo do experimento CSQ1 ($Q= 270 \text{ L min}^{-1}$; $Fr_{d,E3}= 2,08$; $\rho_{mist}= 1039,1 \text{ kg m}^{-3}$; $\lambda_{1-10 \text{ m}}= 7,4 \text{ cm}$; $\lambda_{10-17 \text{ m}}= 7,2 \text{ cm}$).	228
Figura 162. Vista superior das formas de fundo do experimento CSQ2 ($Q= 320 \text{ L min}^{-1}$; $Fr_{d,E3}= 1,88$; $\rho_{mist}= 1053,7 \text{ kg m}^{-3}$; $\lambda_{1-10 \text{ m}}= 9,0 \text{ cm}$; $\lambda_{10-17 \text{ m}}= 8,9 \text{ cm}$).	229
Figura 163. Vista superior das formas de fundo do experimento CSQ3 ($Q= 370 \text{ L min}^{-1}$; $Fr_{d,E3}= 1,97$; $\rho_{mist}= 1053,9 \text{ kg m}^{-3}$; $\lambda_{1-10 \text{ m}}= 8,0 \text{ cm}$; $\lambda_{10-17 \text{ m}}= 8,8 \text{ cm}$).	230
Figura 164. Vista superior das formas de fundo do experimento CTQ1 ($Q= 270 \text{ L min}^{-1}$; $Fr_{d,E3}= 2,07$; $\rho_{mist}= 1061,9 \text{ kg m}^{-3}$; $\lambda_{1-10 \text{ m}}= 7,4 \text{ cm}$; $\lambda_{10-17 \text{ m}}= 6,1 \text{ cm}$).	231
Figura 165. Vista superior das formas de fundo do experimento CTQ2 ($Q= 320 \text{ L min}^{-1}$; $Fr_{d,E3}= 1,86$; $\rho_{mist}= 1061,1 \text{ kg m}^{-3}$; $\lambda_{5-10 \text{ m}}= 10,5 \text{ cm}$; $\lambda_{10-17 \text{ m}}= 7,6 \text{ cm}$).	232
Figura 166. Vista superior das formas de fundo do experimento CTQ3 ($Q= 370 \text{ L min}^{-1}$; $Fr_{d,E3}= 1,94$; $\rho_{mist}= 1062,5 \text{ kg m}^{-3}$; $\lambda_{1-10 \text{ m}}= 11,6 \text{ cm}$; $\lambda_{10-17 \text{ m}}= 8,3 \text{ cm}$).	233
Figura 167. Valores de velocidade medidos pelo aparelho UVP (estações 2 e 3) na mesma elevação do sensor ADV (posicionado entre essas estações).	234
Figura 168. Esfericidade e arredondamento	236

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Valores de massa específica de diversos materiais, obtidos por técnica de picnometria.	41
Tabela 2. Valores de massa específica medidos pelo densímetro, estimados pelas equações polinomiais e linear ajustadas, e seus erros relativos.	69
Tabela 3. Valores característicos dos sedimentos disponíveis.	73
Tabela 4. Classificação dos graus de arredondamento e esfericidade obtidos para os sedimentos analisados, conforme Krumbein, e Sloss (1956 <i>apud</i> Graf, 1971)..	75
Tabela 5. Valores de massa específica (ρ) das misturas.....	77
Tabela 6. Resultados dos ensaios exploratórios no ponto indicado como “estação 3” (a 13,9 m da entrada da corrente de densidade no canal experimental).	79
Tabela 7. Experimentos finais realizados com correntes salinas e microesfera de vidro (MV). Valores médios obtidos na estação 3 (a 13,9 m da entrada da corrente no canal experimental).....	83
Tabela 8. Vazões médias (Q), desvio padrão ($\sigma(Q)$), volume de mistura (V_{bomb}) utilizado e tempo total de injeção (T_{bomb}).....	84
Tabela 9. Valores médios de massa específica (ρ) e concentração (C) da mistura inicial e estações de medição 1, 2, 3 e 4, das correntes de densidade salinas.	85
Tabela 10. Valores médios (U) e máximos ($u_{\text{máx}}$) dos perfis verticais de velocidade, nas quatro estações de medição.....	89
Tabela 11. Valores de espessura média das correntes (H) e elevação de ocorrência das velocidades máximas ($z_{\text{máx}}$) do perfil vertical, para as quatro estações de medição (E1, E2, E3 e E4).....	90
Tabela 12. Valores médios do número de Reynolds (Re) das correntes salinas, ao longo do canal experimental (estações – E).....	91
Tabela 13. Valores de tensão de cisalhamento junto ao fundo (τ_b) ao longo do canal... 91	91
Tabela 14. Valores médios de número de Richardson global (Ri) e das taxas de carreamento da água ($e_w \times 10^{-3}$) na região superior da corrente entre cada estação.	93
Tabela 15. Valores médios, mínimos e máximos e desvios padrões dos comprimentos de onda das formas de fundo distribuídas ao longo do canal.	108
Tabela 16. Dimensões e velocidade de migração das formas de fundo.	110
Tabela 17. Vazões médias (Q), desvio padrão ($\sigma(Q)$), volume de mistura (V_{bomb}) utilizado e tempo total de injeção (T_{bomb}).....	113
Tabela 18. Valores médios de massa específica (ρ), excesso de densidade ($\Delta\rho/\rho$) e concentração (C) da mistura e estações de medição 1, 2, 3 e 4, das correntes de turbidez.	113
Tabela 19. Espessuras médias (H) das correntes de densidade e elevações das velocidades máximas ($z_{\text{máx}}$) em cada estação de medição.....	116
Tabela 20. Velocidades médias (U) e máximas ($u_{\text{máx}}$) médias dos perfis verticais analisados nas estações 1, 2, 3 e 4 (a 2,9, 7,8, 13,9 e 16,9 m do difusor).....	118

Tabela 21. Valores médios do número de Reynolds (Re , -) e de viscosidade (ν , $10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$) das correntes de turbidez calculados a partir de dados obtidos nas estações de medição (E1, E2, E3 e E4).....	118
Tabela 22. Variação das tensões de cisalhamento médias ao longo do canal, nas estações de 1 a 4.....	120
Tabela 23. Valores de Richardson global (Ri) e de carreamento da água ($e_w \times 10^{-3}$)..	121
Tabela 24. Desenvolvimento espacial das velocidades médias (U) e das taxas de transporte de sedimentos (Ψ) das correntes de turbidez (PARKER <i>ET AL.</i> , 1987).	122
Tabela 25. Dimensões (altura - η e comprimento - λ) e velocidade de migração (u_{migr}) das formas de fundo, obtidas a 11,7 m da entrada das correntes no canal experimental.	141
Tabela 26. Parâmetros referentes às formas de fundo e ao escoamento, em cada estação de medição (a 2,9, 7,8, 13,9 e 16,9 m da entrada).	143
Tabela 27. Valores de vazões médias ($L \text{ min}^{-1}$), desvio padrão ($\sigma(Q)$), volume (L) e tempo de injeção (s) das misturas no tanque experimental.	147
Tabela 28. Comprimento de onda das formas de fundo (cm) geradas nesse estudo, nas seções 3-6, 6-10 e 10-17 metros distantes da entrada da corrente no canal experimental.....	182
Tabela 29. Dimensões e velocidade de migração das formas de fundo geradas ao longo de toda janela de observação e com dados obtidos na estação 3 (E3) de medição.	188
Tabela 30. Valores médios de velocidade e massa específica do experimento CSQ3 registrados (U e ρ) e calculados como sendo limites (U_{limite} e ρ_{limite}) para se obter Fr_d de ondulações.....	198
Tabela 31. Dados do Richardson gradiente (Ri_{grad}) e variação vertical de massa específica ($\delta\rho/\delta z$) e velocidade ($\delta u/\delta z$) avaliados na estação 1 para as correntes salinas.....	223
Tabela 32. Dados do Richardson gradiente (Ri_{grad}) e variação vertical de massa específica ($\delta\rho/\delta z$) e velocidade ($\delta u/\delta z$) avaliados na estação 2, para as correntes salinas.....	224
Tabela 33. Dados do Richardson gradiente (Ri_{grad}) e variação vertical de massa específica ($\delta\rho/\delta z$) e velocidade ($\delta u/\delta z$), avaliados na estação 3, para as correntes salinas.....	224
Tabela 34. Dados do Richardson gradiente (Ri_{grad}) e variação vertical de massa específica ($\delta\rho/\delta z$) e velocidade ($\delta u/\delta z$), avaliados na estação 4, para as correntes salinas.....	225
Tabela 35. Dados do Richardson gradiente (Ri_{grad}) referentes à variação vertical de velocidade ($\delta u/\delta z$) e massa específica ($\delta\rho/\delta z$) na estação 1, para as correntes de turbidez.	225
Tabela 36. Dados do Richardson gradiente (Ri_{grad}) referentes à variação vertical de velocidade ($\delta u/\delta z$) e massa específica ($\delta\rho/\delta z$) na estação 2.....	226

Tabela 37. Dados do Richardson gradiente (Ri_{grad}) referentes à variação vertical de velocidade ($\delta u/\delta z$) e massa específica ($\delta \rho/\delta z$) na estação 3, para as correntes de turbidez.	226
Tabela 38. Dados do Richardson gradiente (Ri_{grad}) referentes à variação vertical de velocidade ($\delta u/\delta z$) e massa específica ($\delta \rho/\delta z$) na estação 4, para as correntes de turbidez.	227
Tabela 39. Classificação do grau de seleção (Φ) dos sedimentos.	236
Tabela 40. Valores do coeficiente de Chèzy (C') e parâmetro de mobilidade (Θ'), utilizado no diagrama de Van den Berg e Van Gelder (1993) (Fig. 155).....	237

LISTA DE SÍMBOLOS

- c : concentração da corrente na direção do escoamento na elevação z (g L^{-1});
 c_b : concentração média do escoamento a uma altura correspondente a 0,05 de H ;
 C : concentração integrada na vertical ou concentração média da corrente de densidade (g L^{-1});
 c_{vol} : concentração volumétrica média do escoamento (-);
 $c_{\text{vol},b}$: concentração volumétrica média do escoamento junto ao fundo (-);
 C' : coeficiente de Chèzy (-);
 C_D : coeficiente de arrasto (-);
 C_{Ds} : coeficiente de arrasto do leito associado à superfície (*skin friction*) (-);
 C_{Df} : coeficiente de arrasto do leito associado à forma (*drag form*) (-);
 C_f : coeficiente de arrasto de Nelson e Smith (1989) (igual a 0,21);
 d_{10} : diâmetro característico dos grãos, no qual 10% das partículas apresentam diâmetros menores (m);
 d_{90} : diâmetro característico do grão, no qual 90% das partículas apresentam diâmetros menores (m);
 d_{50} : diâmetro característico do grão, no qual 50% das partículas apresentam diâmetros menores (m). Também conhecido como diâmetro mediano das partículas (m);
 d_m : diâmetro médio das partículas (m);
 d_{50}^* : diâmetro mediano do grão adimensionalizado;
 d : diâmetro de uma partícula qualquer (m);
 d_s : densidade da partícula (-);
 e_w : coeficiente de carreamento da água ambiente pela corrente de densidade (-);
 E_s : coeficiente de carreamento de sedimentos (-);
 F_L : força de sustentação (*lift force*);
 F_D : força de arraste (*drag force*);
 F_G : força gravitacional (peso do grão);
 Fr : número de Froude (-);
 Fr_d : número de Froude densimétrico (-);
 g : aceleração gravitacional (m s^{-2});
 H_F : espessura média do escoamento fluvial (m);
 H : espessura integrada na vertical ou profundidade média da corrente de densidade (m);
 I : inclinação do canal experimental ($^\circ$ ou m m^{-1});
 m_s : massa do sedimento seco (g);
 q_b : taxa volumétrica de transporte de sedimentos por unidade de área ($\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{m}^{-1}$);
 q^* : taxa de transporte de sedimentos adimensionalizada (-);
 q : vazão por unidade de largura ($\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{m}^{-1}$);
 Q : vazão do escoamento (L min^{-1});
 R : gravidade específica do grão submerso (-);
 Re : número de Reynolds (-);
 Re_* : número de Reynolds da partícula (-);
 Re_p : Reynolds da partícula (-);

- R_i : número de Richardson global (-);
 $R_{i_{grad}}$: número de Richardson gradiente (-);
 U_F : velocidade média do escoamento fluvial ($m s^{-1}$);
 U : velocidade média da corrente de densidade ($m s^{-1}$);
 u : velocidade da corrente de densidade na direção do escoamento na elevação z ($m s^{-1}$);
 u' : velocidade instantânea na direção do escoamento ($m s^{-1}$);
 \bar{U} : média local da velocidade instantânea u' ($m s^{-1}$);
 u_* : velocidade de cisalhamento junto ao fundo ($m s^{-1}$);
 u_{*s} : parcela da velocidade de cisalhamento junto ao fundo atribuída à superfície ($m s^{-1}$);
 u_{*f} : parcela da velocidade de cisalhamento junto ao fundo atribuída à forma ($m s^{-1}$);
 u_{*cr} : velocidade crítica de cisalhamento junto ao fundo ($m s^{-1}$);
 u_q : velocidade de queda da partícula ($m s^{-1}$);
 u_{rms} : intensidade turbulenta ($m s^{-1}$);
 v' : velocidade instantânea da direção ascendente dentro do escoamento ($m s^{-1}$);
 \bar{V} : média local da velocidade instantânea v' ($m s^{-1}$);
 V_{H_2O} : volume de água (L);
 V_{mist} : volume de mistura (L);
 z : elevação ao longo da vertical (m);
 z_0 : cota onde as velocidades são nulas ou um parâmetro em função da rugosidade do leito móvel (m);
 $\partial u / \partial z$: derivada parcial da velocidade do escoamento em relação a sua elevação;
 $\partial \rho / \partial z$: derivada parcial da massa específica em relação a sua elevação;
 Φ : parâmetro da escala η , relacionado ao tamanho de grão;
 η : altura da forma de fundo (cm);
 η_e : altura de equilíbrio da forma de fundo (cm);
 κ : constante de von Kàrman (-) (considerada igual a 0,41);
 λ : comprimento da forma de fundo (cm);
 λ_e : comprimento de equilíbrio da forma de fundo (cm);
 λ^* : comprimento adimensional da forma de fundo (cm) (Lapotre *et al.*, 2017);
 μ : coeficiente de viscosidade dinâmico de misturas não coesivas (MANICA, 2009) (Pa s);
 μ_0 : coeficiente de viscosidade dinâmico da água limpa (Pa s);
 ν : viscosidade cinemática da corrente de densidade ($m s^{-2}$);
 ρ_0 : massa específica de referência ($kg m^{-3}$);
 ρ : massa específica média da corrente de densidade ($kg m^{-3}$);
 ρ_b : massa específica da corrente de densidade junto ao leito ($kg m^{-3}$);
 ρ_{esc} : massa específica de escoamentos fluviais ($kg m^{-3}$);
 ρ_{mis} : massa específica média da mistura ou inicial da corrente de densidade ($kg m^{-3}$);
 $\rho_{\text{água}}$: massa específica da água ($kg m^{-3}$);
 ρ_s : massa específica do sedimento ($kg m^{-3}$);
 Θ' : parâmetro de mobilidade dos grãos (-);

σ (Q): desvio padrão da vazão ($L \text{ min}^{-1}$);

σ (Φ): grau de seleção dos sedimentos, em relação ao parâmetro ϕ ;

τ_b : tensão de cisalhamento junto ao leito ($N \text{ m}^{-2}$);

τ_{bf} : componente tensão de cisalhamento junto ao fundo derivada da forma ($N \text{ m}^{-2}$);

τ_{bs} : componente tensão de cisalhamento junto ao fundo devido à superfície ($N \text{ m}^{-2}$);

τ_* : parâmetro de Shields ou tensão de cisalhamento adimensionalizada (-);

τ_{cr} : tensão crítica de cisalhamento ($N \text{ m}^{-2}$);

τ_{cr}^* : tensão crítica de cisalhamento adimensionalizada (referente à tensão crítica de cisalhamento- τ_{cr});

Ψ : descarga sólida por unidade de largura ($m^2 \text{ s}^{-1}$).

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
1.1 OBJETO DE ESTUDO	1
1.2 PROBLEMÁTICA	3
1.3 HIPÓTESE DO TRABALHO	3
1.4 JUSTIFICATIVA	4
2. OBJETIVOS	6
2.1 OBJETIVOS GERAIS	6
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	6
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	7
3.1 FLUXOS GRAVITACIONAIS	7
3.1.1 Anatomia das Correntes de Densidade	7
3.1.2 Perfis Verticais Característicos das Correntes de Densidade	10
3.1.3 Correntes de Densidade Salinas e de Turbidez	12
3.1.4 Correntes de Densidade Salinas	12
3.1.5 Correntes de Turbidez	14
3.2 TRANSPORTE DE SEDIMENTOS E CONFIGURAÇÕES SEDIMENTARES	16
3.2.1 Movimento dos grãos e modificação do leito	16
3.2.2 Formas de fundo	20
3.3 CARACTERIZAÇÃO DO ESCOAMENTO E DO LEITO: PARÂMETROS HIDRÁULICOS E SEDIMENTOLÓGICOS	37
3.3.1 Velocidade média, concentração média e espessura média	37
3.3.2 Parâmetros sedimentológicos	38
3.3.3 Velocidade de queda da partícula (u_q)	39
3.3.4 Transporte de sedimentos por arraste (<i>bedload</i>)	41
3.3.5 Transporte de Sedimentos por Suspensão	43
3.4 SEMELHANÇA DINÂMICA	45
3.4.1 Número de Froude (Fr) e Número de Froude densimétrico (Fr_d)	45
3.4.2 Número de Richardson global (Ri) e gradiente ou local (Ri_{grad})	46
3.4.3 Tensões turbulentas de Reynolds (τ_{Rd}) e intensidade turbulenta (u_{rms})	47
3.4.4 Número de Reynolds (Re)	48
3.4.5 Tensão de cisalhamento junto ao fundo (τ_b) e velocidade de cisalhamento (u^*)	49
3.4.6 Número de Reynolds do grão (Re^*) e da partícula (Re_p)	51
3.4.7 Diâmetro mediano dos grãos adimensionalizado (d_{50}^*)	53
3.4.8 Número de Shields ou tensão de cisalhamento adimensional (τ^*)	53
3.4.9 Carreamento (<i>Entrainment</i>) da água ambiente (e_w) e de sedimentos (E_s)	55
3.5 CONSIDERAÇÕES	60
4. MATERIAIS E MÉTODOS	61
4.1 APARATO EXPERIMENTAL	61
4.2 AQUISIÇÃO DE DADOS E DESCRIÇÃO DO EXPERIMENTO	63

4.2.1 Sistema de injeção das misturas: bomba e leitor de vazão	63
4.2.2 Dados de Velocidade	64
4.2.3 Dados de concentração	66
4.2.4 Dados do depósito.....	70
4.2.5 Outros equipamentos	72
4.3 CARACTERIZAÇÃO DOS SEDIMENTOS	72
4.3.1 Tamanho dos grãos	72
4.3.2 Velocidade de queda (u_q).....	73
4.3.3 Densidade do sedimento (d_s)	74
4.3.4 Grau de seleção, esfericidade e grau de arredondamento	75
5. EXPERIMENTOS EXPLORATÓRIOS E EXPERIMENTOS FINAIS.....	76
5.1 EXPERIMENTOS EXPLORATÓRIOS	76
5.2 EXPERIMENTOS FINAIS	82
6. CORRENTES SALINAS.....	84
6.1 VAZÃO DE INJEÇÃO DA CORRENTE.....	84
6.2 HIDRODINÂMICA.....	85
6.2.1 Distribuições verticais de massa específica (e concentração), velocidade e espessura	85
6.2.2 Tensões de cisalhamento junto ao fundo (τ_b).....	91
6.2.3 Coeficiente de carreamento (e_w).....	92
6.2.4 Intensidades turbulentas do escoamento	94
6.2.5 Estratificação vertical (Richardson gradiente - Ri_{grad})	98
6.3 INTERAÇÃO COM O LEITO MÓVEL.....	100
6.3.1 Formas de Fundo	100
6.3.2 Variação temporal das dimensões das formas de fundo e dimensões de equilíbrio	102
6.3.3 Distribuição espacial dos comprimentos (λ) das formas de fundo.....	107
6.3.4 Velocidade de migração (u_{migr}).....	110
6.3.5 Variação espacial da distribuição granulométrica	111
7. CORRENTES DE TURBIDEZ.....	112
7.1 VAZÃO DE INJEÇÃO DA CORRENTE.....	112
7.2 HIDRODINÂMICA.....	113
7.2.1 Distribuições verticais de massa específica (e concentração), velocidade e espessura	113
7.2.2 Tensões de cisalhamento junto ao fundo (τ_b)	118
7.2.3 Coeficiente de carreamento (e_w).....	121
7.2.4 Intensidade turbulenta do escoamento.....	123
7.2.5 Estratificação vertical (Richardson gradiente - Ri_{grad}).....	126
7.3 INTERAÇÃO COM O LEITO MÓVEL.....	129
7.3.1 Formas de fundo.....	129
7.3.2 Deposição e alteração da inclinação do leito.....	130
7.3.3 Estrutura interna do depósito.....	132

7.3.4	Variação temporal das dimensões das formas de fundo e dimensões de equilíbrio	135
7.3.5	Velocidade de migração (u_{migr}) das formas de fundo.....	140
7.3.6	Distribuição espacial do comprimento (λ) das formas de fundo.....	142
8.	COMPARAÇÃO ENTRE CORRENTES SALINAS E DE TURBIDEZ.....	146
8.1	HIDRODINÂMICA.....	146
8.1.1	Vazão de injeção da corrente de densidade.....	146
8.1.2	Perfis de velocidade, concentração e espessura médias das correntes salinas e de turbidez	147
8.1.3	Perfis de velocidade e concentração adimensionalizados	153
8.1.4	Reynolds do grão (Re^*), velocidades de cisalhamento (u^*) e tensões de cisalhamento junto ao fundo (τ_b).....	156
8.1.5	Intensidade turbulenta (u_{rms}) e tensões de Reynolds (τ_{Re}).....	158
8.1.6	Coeficiente de carreamento (e_w).....	163
8.1.7	Estratificação vertical (Richardson gradiente – Ri_{grad}).....	165
8.1.8	Síntese dos resultados.....	169
8.2	CARACTERIZAÇÃO DEPOSICIONAL E FORMAS DE FUNDO	174
8.2.1	Alteração da inclinação, distribuição granulométrica e dimensões das formas de fundo em experimentos de mesma vazão.....	174
8.2.2	Síntese dos resultados.....	182
8.3	DIAGRAMAS DE PREVISÃO.....	190
8.3.1	Movimento e transporte de sedimentos.....	190
8.3.2	Formas de fundo.....	194
9.	MODELO CONCEITUAL E ANÁLOGOS	200
10.	CONCLUSÕES	212
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	216
	APÊNDICE A – Dados do número de Richardson gradiente (Ri_{grad})	223
	APÊNDICE B – Fotografias de topo.....	228
	APÊNDICE C – Comparação velocidades ADV e UVP	234
	ANEXO A – Determinação do Grau de Seleção dos Grãos e Esfericidade.....	236
	ANEXO B - Cálculo do parâmetro de mobilidade dos grãos	237

1. INTRODUÇÃO

1.1 OBJETO DE ESTUDO

Pequenas diferenças de densidade entre meios líquidos são suficientes para provocar a estratificação e a movimentação entre camadas de fluidos, gerando correntes de densidade. A diferença de densidade pode ser causada pela diferença de temperatura, salinidade e sedimentos em suspensão.

As correntes de turbidez ocorrem devido à presença de sedimentos em suspensão (MIDDLETON E HAMPTON, 1973; SIMPSON, 1982), sendo classificadas como não-conservativas, apresentando considerável variação da sua massa ao longo do tempo e espaço. Na natureza, essas correntes podem ocorrer a partir de mecanismos como escorregamentos de taludes continentais, fluxos hiperpicnais gerados pelo aporte sedimentar de rios para os oceanos e, também, por tempestades próximas a borda da plataforma continental (ALLEN, 1971), entre outros fatores. São capazes de transportar sedimentos a longas distâncias (AZPIROZ-ZABALA *ET AL.*, 2017; PAULL *ET AL.*, 2018), através de sistemas de cânions submarinos presentes nas plataformas continentais, e de trocar esses sedimentos com o leito sobre o qual fluem, gerando canais, depósitos, erosões e formas de fundo, além de poderem alterar sua própria dinâmica (PARKER *ET AL.*, 1987). Os turbiditos, depósitos gerados pela sedimentação das partículas presentes em suspensão nessas correntes, são potenciais reservatórios de hidrocarbonetos e, por isso, a compreensão da sua formação é de interesse para grupos de pesquisa e, principalmente, para a indústria do petróleo (TALLING *ET AL.*, 2015). As correntes de turbidez podem adquirir dimensões consideráveis e se desenvolver de tal forma, que a sua passagem apresenta alto potencial de destruição. Um exemplo clássico desse fenômeno é o terremoto dos *Grand Banks* (HEEZEN E EWING, 1952), de 7.2 de magnitude, que abalou a plataforma e o talude continental do Sul de *Newfoundland*, no Canadá. Esse evento provocou correntes de turbidez que viajaram por mais de 650 km transportando sedimentos e destruindo cabos de transmissão de dados entre Europa e América do Norte, além de gerar pequenos tsunamis na costa canadense, causando a morte de pescadores e colocando em risco a vida de moradores da costa. Outros ambientes naturais também dão espaço às correntes de turbidez, como reservatórios de barragens e regiões de encontro de rios com grande aporte sedimentar e mares, nos quais a compreensão desses fluxos também se mostra importante.

Enquanto a diferença de densidade das correntes de turbidez se deve à presença de sedimentos em suspensão, as correntes de densidade salina são geradas por um gradiente de salinidade. Podem ser consideradas correntes conservativas (em relação a sua massa salina) quando, em condições normais de equilíbrio a taxa de velocidades, concentração e espessura dessas correntes se mantêm constante ao longo do espaço (PARKER *ET AL.* 1987). Obviamente, essas correntes de densidade são capazes de carrear e transportar sedimentos e de retrabalhar o leito dos oceanos (MIRAMONTES *ET AL.*, 2020), mas, ao contrário das correntes de turbidez, não geram depósitos sedimentares como os turbidíticos. As correntes termohalinas são um exemplo de correntes de densidade salinas, fundamentais na distribuição de nutrientes no oceano e regulação de temperaturas entre as águas das regiões polares e tropicais (BOGRAD *ET AL.*, 2001; KONIKOW *ET AL.*, 2013).

A interação proporcionada pela passagem de correntes de densidade (tanto salinas quanto de turbidez) sobre leitos móveis, por intermédio do arrancamento, transporte e deposição de sedimentos, pode resultar na gênese de configurações sedimentares chamadas de formas de leito. A geometria dessas formas está relacionada com a sua resistência ao escoamento e com o transporte de sedimentos que, por sua vez, se alteram conforme a geometria do leito modifica (SIMONS E RICHARDSON, 1961).

Em outras palavras, as formas de fundo são estruturas sedimentares geradas no leito móvel como resposta às forças inerciais e gravitacionais transmitidas pelo escoamento e definidas por suas características hidráulicas. Dentre essas características, destaca-se a distribuição vertical de velocidades e de concentrações, a presença de estratificações verticais, os processos turbulentos, o carreamento de sedimentos (região inferior) e o de água ambiente (região superior), além da taxa de decaimento das velocidades na camada limite que, juntamente com as concentrações junto ao fundo, define as tensões de cisalhamento junto ao fundo.

Escoamentos sobre leitos inicialmente nivelados (leito plano), ao sofrerem acréscimo de suas velocidades e quantidade de sedimentos transportados, podem dar lugar a formas do tipo ondulações dunas, leito plano superior, antidunas e *cyclic steps*. Essas formas de fundo são amplamente conhecidas no ambiente fluvial e, nas últimas quatro décadas, vêm recebendo mais atenção e tendo seu estudo mais aprofundado para correntes de densidade.

1.2 PROBLEMÁTICA

Devido à grande energia e magnitude das correntes de densidade, observar e monitorar a sua gênese e desenvolvimento se torna uma tarefa bastante difícil de ser realizada em seu ambiente natural (SIMPSON, 1982). Sendo assim, mostra-se essencial o desenvolvimento de estudos experimentais das correntes de densidade, em escala reduzida, nos quais pode-se controlar e melhor avaliar os seus parâmetros hidráulicos e sedimentológicos.

A modelagem física vem sendo utilizada para investigar ambos os tipos de correntes, as salinas e as de turbidez. Em geral, misturas salinas são empregadas devido sua menor complexidade de operação e desenvolvimento (por serem misturas compostas de apenas água e sal) e de mais simples obtenção e tratamento de seus dados (por não haver transporte e deposição dos sedimentos significativos, que alteram o referencial de fundo ao longo do tempo), quando comparadas às correntes de turbidez.

O uso de correntes salinas como substituta de correntes de turbidez, escoamentos que transportam sedimentos em suspensão (como silte e argila), no entanto, ainda é uma questão em aberto no meio científico, pois não são encontradas evidências científicas ou informações específicas sobre os efeitos dessa substituição na experimentação física. Isso é, o impacto da substituição do material que impulsiona as correntes de densidade experimentais na reprodução dos fenômenos de transporte de sedimentos e geração de formas de fundo, é uma temática que ainda demanda uma abordagem científica.

1.3 HIPÓTESE DO TRABALHO

Como foi apresentado anteriormente, existe uma carência de informações sobre o impacto da utilização de correntes de densidade com distintos mecanismos de propulsão (sal, sedimento, temperatura) na geração de formas de fundo experimentais.

Dessa forma, a hipótese dessa tese é averiguar se: correntes de turbidez podem ser simuladas experimentalmente a partir de correntes salinas de similares parâmetros de entrada (concentração, vazão de injeção e inclinação do leito), no que se refere à reprodução dos processos hidráulicos e sedimentológicos e à habilidade de geração e desenvolvimento de formas de fundo de igual tipo e de semelhantes dimensões.

1.4 JUSTIFICATIVA

O estudo das formas de fundo geradas por correntes de densidade representa uma relação entre escoamento e leito cuja decodificação é de importância sem igual no mapeamento das regiões que compõem os reservatórios de hidrocarbonetos. Regiões posicionadas à montante de reservatórios, como canais em cânions, abrigam escoamentos de grande energia e erosivos (PAULL *ET AL.*, 2018) que acabam por gerar formas do tipo *cyclic steps*, por exemplo. Já a presença de ondulações no leito móvel, fornece indícios da ocorrência de escoamentos que desaceleram (*waning flow*) e perdem sua capacidade de transporte de sedimentos, típicos de regiões deposicionais. Sendo assim, o estudo da geração das formas de fundo e das propriedades hidrodinâmicas das correntes de densidade a elas associadas pode amparar na interpretação dos depósitos sedimentares associados.

Outro aspecto importante diz respeito à modelagem física desses processos com correntes de densidade puramente salinas que, na natureza, não são as responsáveis pela geração dos grandes depósitos sedimentares, iminentes reservatórios de hidrocarbonetos.

Correntes salinas podem apresentar características morfológicas e hidráulicas diferentes das correntes de turbidez e, mesmo preservando valores médios de parâmetros adimensionais, como número de Froude densimétrico, as parcelas referentes às forças inerciais e gravitacionais podem variar. Isso está relacionado ao fato de que, mesmo desenvolvidas com os mesmos parâmetros iniciais (concentrações, vazão e inclinação de leito), correntes de densidade salinas e de turbidez podem evoluir de maneira completamente distintas ao longo do tempo e espaço. Essas diferenças, por sua vez, têm efeitos sobre as tensões de cisalhamento e forças devido à turbulência junto aos leitos móveis e, conseqüentemente, nas formas de fundo geradas. Isso é, imprecisões poderiam estar sendo incorporadas aos estudos experimentais e, também, a interpretações realizadas em campo (p.ex., com base em dados de afloramentos ou de testemunhos), ao se admitir que ambos os tipos de correntes de densidade (salinas e de turbidez) se comportam de forma similar.

Com base no exposto acima, o presente trabalho foi fundamentado em um estudo experimental a partir da análise da estrutura hidráulica de correntes de densidade salina e de turbidez (focando na distribuição vertical de velocidades, concentrações, estratificações e turbulência), das tensões aplicadas pelo escoamento junto ao leito e do

carreamento de sedimentos e de água ambiente, a fim de investigar a ação desses dois tipos de correntes sobre leitos móveis e na geração de formas de fundo.

Para tal, o estudo foi realizado no Núcleo de Ensino em Correntes de Densidade (NECOD) do Instituto de Pesquisas Hidráulicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), o qual se dedica à modelagem física de correntes de densidade há mais de 20 anos, destacando os trabalhos mais relacionados com o tema proposto no presente estudo, de Manica (2002), Chapon *et al.* (2004), Del Rey (2006), Puhl (2012) e Koller (2016).

2. OBJETIVOS

2.1 OBJETIVOS GERAIS

Investigar a viabilidade do uso de correntes de densidade salinas na representação dos processos hidráulicos e na geração de formas de fundo, como substitutas das correntes de turbidez, por meio de modelagem física.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Simular experimentalmente correntes de densidade salinas e de turbidez capazes de alterar o fundo móvel e gerar formas de fundo;

- Avaliar temporal e espacialmente os processos hidrodinâmicos de ambos os tipos de correntes de densidade, para diferentes vazões de injeção, e relacioná-los aos processos de geração das formas de fundo;

- Classificar as formas de fundo e determinar suas dimensões ao longo do canal experimental, e analisar as propriedades sedimentares do leito móvel;

- Realizar levantamento das semelhanças e diferenças entre as formas de fundo geradas por ambos os tipos de corrente de densidade, com relação à geração, à geometria e seus padrões de estruturas deposicionais.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Com o intuito de agregar entendimento ao estudo experimental, serão abordados, a seguir, algumas definições dos processos envolvidos no desenvolvimento de fluxos gravitacionais, transporte de sedimentos e geração das formas de fundo.

3.1 FLUXOS GRAVITACIONAIS

Os fluxos gravitacionais, ou correntes de densidade, são aqueles ocasionados pelo seu excesso de densidade em relação ao fluido ambiente dentro do qual escoam (SIMPSON, 1982). Esses escoamentos podem ser observados em diversas situações no ambiente natural, como tempestades de areia no deserto, avalanches e até as nuvens provocadas pela erupção de um vulcão (SIMPSON, 1982).

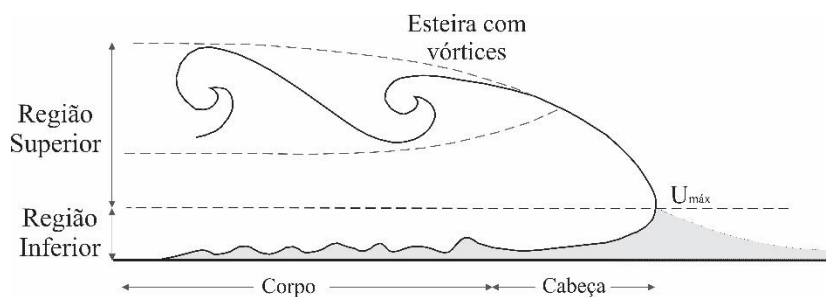
A diferença de massa específica entre os fluidos, a qual fornece a força motriz para a ocorrência das correntes de densidade, é decorrente da presença de materiais em suspensão (denominadas de correntes de turbidez ou não-conservativas) (MIDDLETON, 1993) ou, ainda, à diferença de temperatura ou salinidade (correntes de densidade ou conservativas) entre os meios (SIMPSON, 1969, 1982). Ambos os tipos de corrente, de turbidez e salinas, podem ser observados nos oceanos, e serão mais detalhadas nos próximos tópicos.

3.1.1 Anatomia das Correntes de Densidade

Conforme as correntes de densidade salinas e de turbidez fluem e se desenvolvem, elas apresentam aspectos bastante similares. A região delimitada entre a velocidade máxima e o leito móvel é chamada de região inferior ou de camada da parede (Fig. 1) (*inner region* ou *wall layer*), região presente dentro da camada limite. Já a interface superior das correntes, limitada pela velocidade máxima até o fluido ambiente (onde as velocidades chegam à zero), é definida como região superior ou de livre mistura (*outer region* ou *free mixing layer*). Na interface superior do corpo das correntes com o fluido ambiente se forma uma esteira de intensa mistura turbulenta, onde pode ser observada a presença de vórtices (Fig. 1). Britter e Simpson (1978) identificaram esses vórtices como instabilidades de Kelvin-Helmholtz e os associaram à dissipação de energia do escoamento para o fluido ambiente. Fabian (2002) identificou, também, que a frequência de oscilação da velocidade de avanço da cabeça de correntes salinas segue uma forte correlação com a frequência de desprendimento de vórtices, por meio do número de Strouhal.

A mistura que ocorre na região superior da corrente (interface corrente e água ambiente) é definida como carreamento líquido, por meio do coeficiente e_w (*water entrainment coefficient*). Na região inferior da corrente, junto ao leito, também pode ocorrer o carreamento líquido, porém, este representa menos de 2% do carreamento total (Middleton, 1993). O principal processo que ocorre junto ao fundo é o carreamento de sedimentos (E_s - *sediment entrainment*), que é a incorporação dos sedimentos presentes no leito móvel pela corrente de densidade. Tanto o carreamento líquido, quanto o de sedimentos, tem um papel importante na diluição das correntes ou incorporação de material por elas e conseqüentemente, na sua dinâmica e influência sobre o meio.

Figura 1. Diagrama esquemático mostrando as regiões inferior e superior (com presença de vórtices) de uma corrente de densidade.



Fonte: adaptado em Kneller e Buckee (2000).

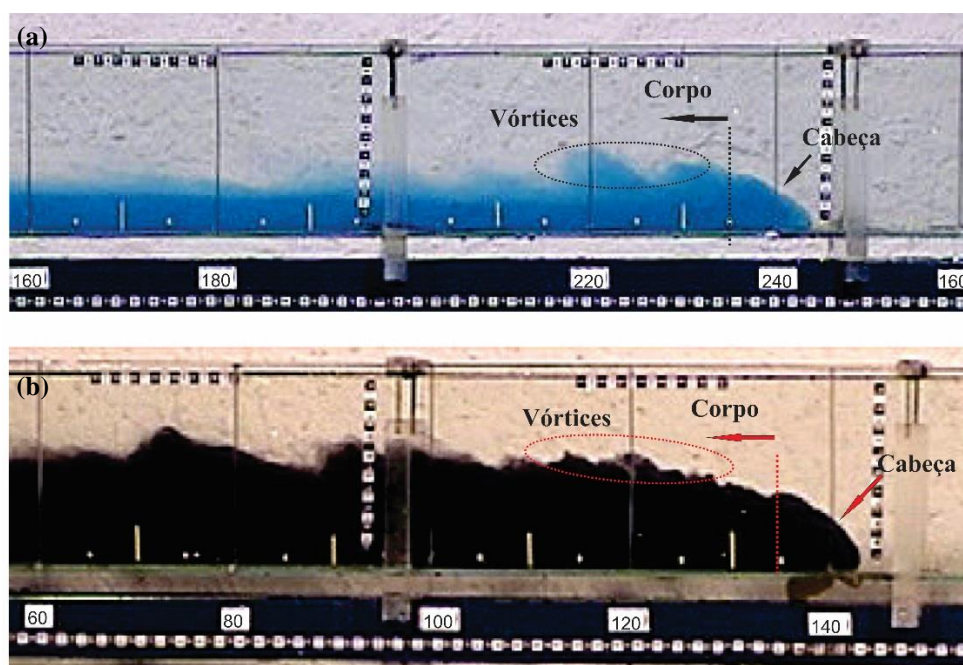
As correntes de densidade são, geralmente, divididas em três regiões distintas (SIMPSON, 1982), com características bastante únicas: cabeça, corpo e cauda (Fig. 2).

A cabeça, em geral, apresenta uma altura mais proeminente em relação ao corpo, provocada pela sua resistência ao fluido ambiente e pelo aumento da energia potencial gravitacional dessa região (MIDDLETON 1993). Allen (1971) notou que a região da cabeça é formada por lobos e apresenta, em casos de elevadas tensões de cisalhamento junto ao leito, uma frente mais proeminente, assim como um nariz (*over-hanging*), o que implica no aprisionamento da água ambiente para abaixo da mesma, na sua incorporação e na diluição da corrente de densidade.

Allen (1971) e Middleton (1993) sugerem que a região da cabeça dos fluxos gravitacionais é um local de elevada erosão (*locus of erosion*) e, por isso, muito importante. Sendo assim, o estudo das características dessa região da corrente se mostra de grande valia para o entendimento da dinâmica, assim como da capacidade de erosão e de transporte desses fluxos.

Middleton (1966 a) realizou uma série de ensaios a partir de misturas de água e sal e investigou o efeito da inclinação do canal na forma e na velocidade da cabeça das correntes. O autor confirmou a descoberta de Keulegan (1957), que revelou que, para inclinações menores do que $2,3^\circ$, a velocidade da cabeça independe da declividade. No entanto, autores como Fabian (2002) defendem que, com o aumento da declividade do canal, ocorre também a tendência ao crescimento da altura da cabeça da corrente como reflexo do acréscimo da força gravitacional frente à resistência da camada superior.

Figura 2. Correntes de densidade experimentais salina (a) e de turbidez (b).



Fonte: Ducker (2007).

Logo após a cabeça, existe uma região, chamada de corpo, onde a espessura da corrente é praticamente uniforme, delimitada por uma região mais concentrada junto à base da corrente e valores cada vez menores na direção do fluido ambiente (ELLISON E TURNER, 1959, SIMPSON E BRITTER, 1979). Middleton (1966 b) mostrou que a velocidade do corpo depende da declividade, apresentando-se entre 30 e 40% mais veloz do que a cabeça, enquanto que Fabian (2002) revelou que o aumento de apenas 1% de excesso de densidade ($\Delta\rho/\rho$) na corrente ocasiona em um acréscimo de 25% na sua velocidade média. Em relação à influência da composição das correntes de densidade, Dücker (2007) mostrou que a adição de frações finas de sedimento (fração argila e silte) às correntes experimentais afeta diretamente na

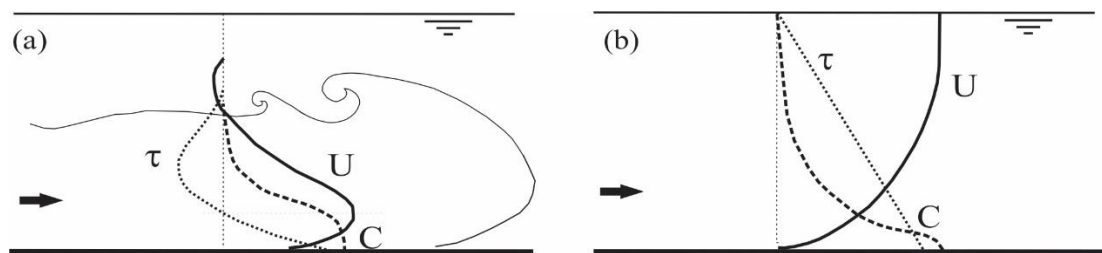
diminuição da altura do seu corpo, devido ao aumento das forças gravitacionais, influenciando na dinâmica e nos padrões de deposição desses fluxos.

Por fim, quando a corrente não é mais alimentada pelo elemento que causa sua diferença de densidade (sedimentos, variações na temperatura e salinidade, p.e) em relação à água ambiente, a mesma se torna diluída e diminui sua espessura. Essa região do escoamento é definida como cauda, na qual os processos sedimentológicos ocorrem principalmente por sedimentação das partículas finas, ainda presentes em suspensão.

3.1.2 Perfis Verticais Característicos das Correntes de Densidade

Os perfis de velocidade, de concentração e de tensões de cisalhamento das correntes de densidade (Fig. 3 a) seguem uma distribuição vertical característica, que se difere dos perfis para escoamentos à superfície livre (Fig. 3 b). De fato, esse é um dos fatores que torna a dinâmica hidráulica e deposicional das correntes de densidade bastante particular, havendo muitas vezes a necessidade de adaptação das equações desenvolvidas para escoamentos à superfície livre para essas correntes.

Figura 3. Perfis de Velocidade (U), concentração (C) e de tensões (τ) para correntes de densidade (a) e escoamentos à superfície livre (b).



Fonte: adaptado de Manica (2009, *apud* Michon *et al.*, 1955).

Os perfis de velocidade e concentração média das correntes de densidade são obtidos, geralmente, na região do seu corpo, onde a corrente se aproxima de um escoamento permanente (*quasi-steady*) (ELLISON E TURNER, 1959).

A região inferior das correntes de densidade apresenta um gradiente positivo de velocidades, com valores menores junto ao fundo, devido ao cisalhamento com o leito. Segundo Middleton (1966 a) e Kneller *et al.* (1997), a elevação da velocidade máxima do perfil é controlada pela relação entre as forças de carregamento na região superior (e_w) e inferior (E_s) da corrente, e se localiza entre 20 e 30% da altura média da corrente.

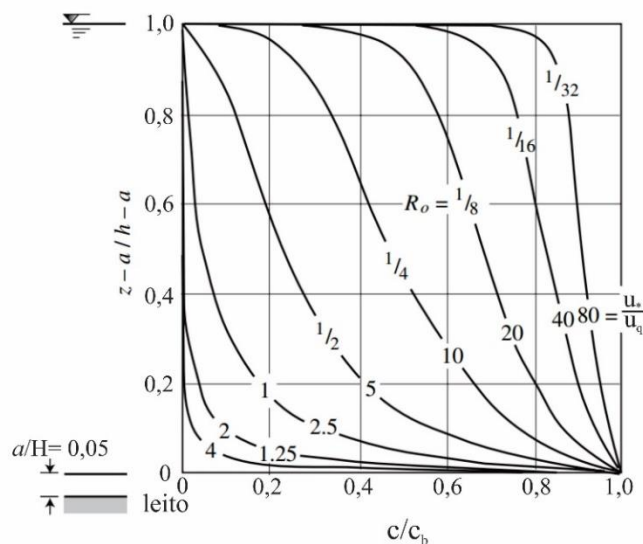
O perfil vertical de tensões de cisalhamento apresenta valores máximos junto ao leito, tendo importante influência sobre o carregamento de sedimentos (E_s). As tensões são nulas na região das máximas velocidades da corrente, a partir da qual as tensões apresentam valores negativos, até chegar à interface corrente-fluido ambiente.

O perfil vertical de concentrações das correntes de densidade apresenta valores maiores junto à base da corrente, diminuindo verticalmente até a sua região superior, onde ocorre intensa mistura com água ambiente. Autores como Vanoni (1984), Parker, *et al.* (1987) e Garcia (2008) mostraram que a organização vertical de sedimentos transportados em suspensão por correntes de turbidez é similar à distribuição vertical observada em escoamentos à superfície livre, apresentada na figura 4.

O formato dos perfis verticais é função do número adimensional de Rouse (R_o), que relaciona a velocidade de queda dos grãos (u_q , $m\ s^{-1}$) com a constante de von Kàrman (κ) e a velocidade de cisalhamento (u_* , $m\ s^{-1}$) do escoamento (Eq. 1). Na figura 4, diversos perfis verticais de concentração de sedimentos transportados por escoamentos à superfície livre são apresentados para diferentes valores de número de Rouse (JULIEN, 2010), sendo que o adimensional c/c_b representa a concentração de sedimentos com uma concentração de referência, normalmente medida a uma elevação do leito igual à 5% da espessura (H) do escoamento.

$$R_o = \frac{u_q}{\kappa u_*} \quad (1)$$

Figura 4. Gráfico adimensional da distribuição de sólidos em suspensão de Hunter Rouse (1937) em escoamentos à superfície livre.



Fonte: Traduzido de Julien (2008).

Além da distribuição de concentrações, que apresenta uma tendência vertical de estratificação, o escoamento também desenvolve uma seleção vertical (gradação) da distribuição granulométrica dos grãos (KNELLER E BUCKEE, 2000). Isso é, os grãos de maior tamanho, devido ao seu maior peso, são geralmente encontrados na base das correntes, enquanto os sedimentos finos permanecem na região mais superior do escoamento.

3.1.3 Correntes de Densidade Salinas e de Turbidez

Em função do material presente nas correntes, o qual é responsável pela diferença de massa específica entre o escoamento e o fluido ambiente, correntes de densidade salinas e de turbidez podem se desenvolver, dentre outros tipos. No primeiro caso, a presença de sal dissolvido causa a força motriz que movimenta o escoamento e, no segundo caso, a presença de sedimentos em suspensão, como detalhado a seguir.

3.1.4 Correntes de Densidade Salinas

Na natureza, as correntes de densidade salinas podem ser observadas em ambientes estuarinos (cunhas salinas junto ao leito), nos oceanos (correntes termohalinas), ou em quaisquer locais onde águas com maior salinidade adentrem corpos d'água com menor concentração.

As correntes termohalinas são um exemplo de correntes de densidade oceânicas, que formam e se deslocam em função da diferença de temperatura e de salinidade entre as águas das regiões polares e tropicais (BOGRAD *ET AL.*, 2001; KONIKOW *ET AL.*, 2013), e são responsáveis pela renovação das águas profundas do oceano, distribuição de sedimentos e nutrientes e, também, por processos de erosão e deposição do leito oceânico.

As correntes de densidade são consideradas conservativas quando as condições de equilíbrio de velocidade e de taxa de transporte de massa são mantidas constantes ao longo da distância (PARKER *ET AL.*, 1987). De forma generalizada, as correntes de densidade salina são definidas como conservativas por naturalmente serem mais propícias a manter seus valores médios de velocidade, espessura e concentração à medida que propagam no ambiente.

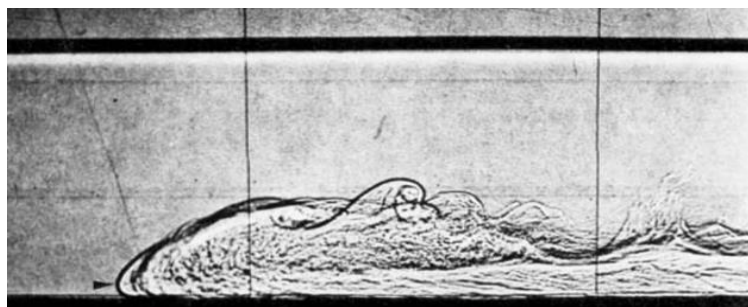
Conforme escoam, as correntes salinas podem passar por processos de incorporação do fluido ambiente (carreamento, representado pelo coeficiente e_w) através

das fendas e rachas presentes na sua cabeça e corpo. Assim, apesar de esses processos provocarem a sua diluição, a massa total de sal dissolvido do sistema é conservada.

Em contrapartida, ao escoar sobre leitos compostos de material sedimentar solto, as correntes salinas são capazes de erodir, transportar e depositar esse material, gerando regiões localizadas de escoamento não conservativo (em relação à massa de sedimentos). Ainda assim, apesar de ocorrer o aumento da concentração do escoamento pela presença de sedimentos, a massa total de sal dissolvido no escoamento é preservada.

Existem diversos registros de estudos experimentais com correntes de densidade, a partir das misturas salinas. Enquanto Ellison e Turner (1959), Fabian (2002) e Dücker (2007) usaram misturas salinas para estudar o corpo das correntes de densidade, Middleton (1966 a e b), Britter e Simpson (1978) (Fig. 5), Simpson e Britter (1979) e Parsons e Garcia (1998), por exemplo, utilizaram misturas salinas para estudar o comportamento da cabeça dessas correntes, contribuindo valiosamente na compreensão da hidrodinâmica das correntes de densidade.

Figura 5. Experimentos com correntes salinas mostrando a cabeça e os vórtices gerados logo após a sua passagem.



Fonte: Britter e Simpson (1978).

Apesar de as correntes salinas serem consideradas conservativas e não gerarem depósitos (a não ser que retirem material do leito e depositem à jusante), misturas salinas são bastante utilizadas em estudos experimentais, no que tange a interação de correntes de densidade com leitos móveis e a geração de formas de fundo (HAND, 1974; FEDELE *ET AL.* 2009; KOLLER, 2016). Isso se deve à facilidade de desenvolvimento das correntes salinas (por serem misturas de apenas água e sal) e da simples obtenção e tratamento de seus dados (por não haver significativo transporte e deposição dos sedimentos, que alteram o referencial de fundo ao longo do tempo), perante as correntes de turbidez.

3.1.5 Correntes de Turbidez

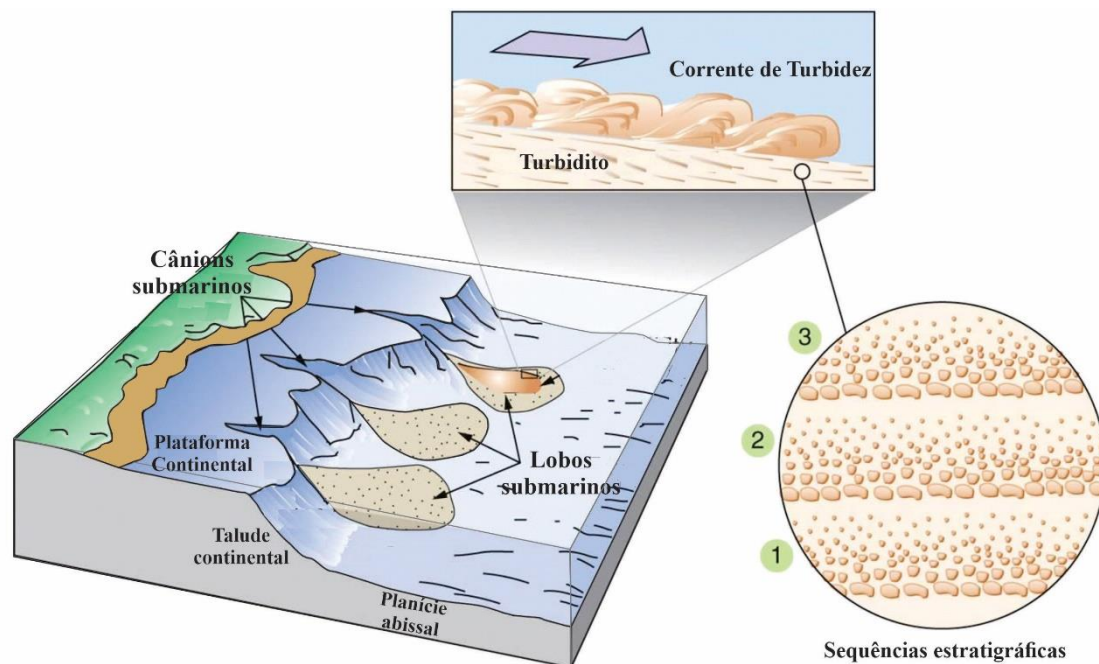
As correntes de turbidez são um tipo de fluxo gravitacional de sedimentos (*Sediment Gravity Flows*), cujo movimento é motivado pela presença de sedimentos em suspensão e cujas forças são governadas, principalmente, pela componente ascendente da turbulência (MIDDLETON E HAMPTON, 1973).

Em relação a sua ocorrência, correntes de turbidez podem ser observadas em diversos ambientes, como lagos, reservatórios, rios e oceanos raso e profundo. Dentre os diversos mecanismos geradores das correntes de turbidez nos oceanos, destacam-se três principais (PIPER E NORMARK, 2009): (1) a partir de escorregamentos e desestabilizações nas encostas e taludes continentais (MULDER E ALEXANDER, 2001); (2) a partir de fluxos hiperpicnais gerados pela combinação do aporte sedimentar de rios para os oceanos e de baixas marés (MULDER E ALEXANDER, 2001; MULDER *ET AL.*, 2003) e; (3) a partir de condicionantes externos próximos a borda da plataforma continental, como tempestades, terremotos e inundações (TALLING *ET AL.*, 2013; PAULL *ET AL.*, 2018).

Conforme as correntes de turbidez avançam, elas interagem com o leito oceânico, podendo esculpir caminhos preferenciais nos taludes continentais e cânions submarinos (Fig. 6), responsáveis por conduzir os sedimentos presentes nas correntes até fundo dos oceanos (talude continental e a planície abissal) (IMRAN *ET AL.* 1998). Ao longo desse caminho, as correntes de turbidez são capazes de carrear o material presente no leito móvel e transportá-lo por longas distâncias (AZPIROZ-ZABALA *ET AL.*, 2017), alterando, assim, sua própria dinâmica (PARKER *ET AL.*, 1987). Caso esses escoamentos não atinjam velocidades e tensões de cisalhamento altas o suficiente para manter os sedimentos em suspensão, inicia-se o processo de deposição desse material e desaceleração do escoamento, mais intensa que no caso das correntes de densidade salinas (DÜCKER, 2007).

Nesse sentido, as correntes de turbidez são geralmente classificadas como não conservativas, em função da sua complexa dinâmica e maior dificuldade em manter constantes a sua velocidade média e descarga sólida de sedimentos (ver Eq. 48) ao longo do espaço (PARKER *ET AL.*, 1987).

Figura 6. Esquema geral de transporte de sedimentos por correntes de densidade até o fundo dos oceanos, e gerando depósitos com sequências estratigráficas, nos leques submarinos.

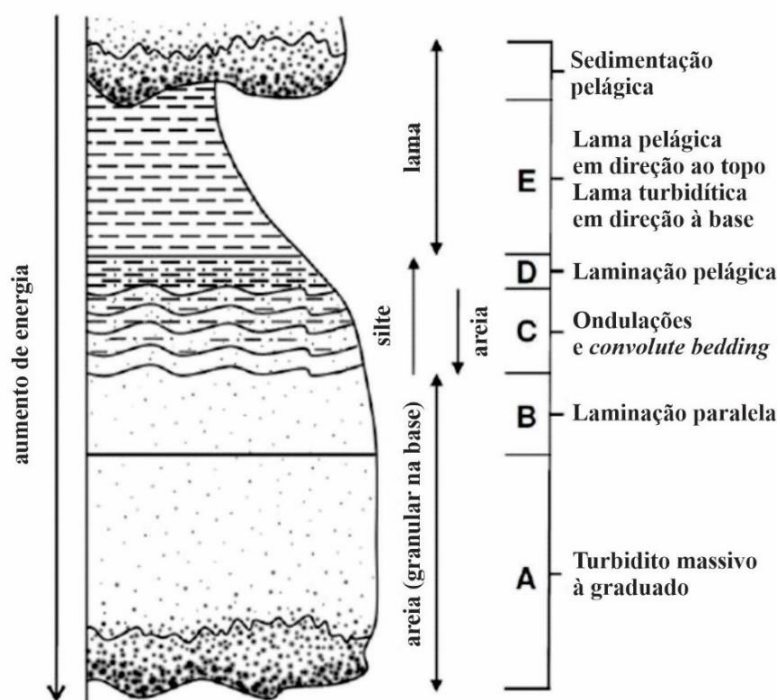


Fonte: banco digital de imagens da editora *Pearson Education, Inc.* (2011), alterado e traduzido.

Ao chegar em regiões mais profundas e de menor declividade, as correntes desaceleram, perdem sua capacidade em transportar os sedimentos e formam regiões de deposição (p.ex. lobos submarinos – Fig. 6). Conforme as camadas de depósito se acumulam, são geradas as chamadas sequências estratigráficas (Fig. 6 e 7), estruturas sedimentares que podem fornecer informações sobre as características sedimentológicas do depósito, como distribuição granulométrica dos sedimentos, composição, textura, porosidade e permeabilidade, entre outros (ALLEN, 1982).

As sequências estratigráficas dos turbiditos, isso é, depósitos gerados por correntes de turbidez (Fig. 6), podem ser estudadas a partir de modelos conceituais, como a sequência de Bouma (1962) (Fig. 7), que associa a estrutura vertical de uma camada com o decaimento da capacidade de transporte de uma corrente de turbidez escoando sobre um ponto específico, refletindo em conjuntos de camadas que diminuem em espessura, tamanho e composição de grãos, à medida que se analisa o perfil da base para o topo.

Figura 7. Modelo de sequência estratigráfica proposto por Bouma (1962).



Fonte: traduzido de Bozetti (2017 *apud* Bouma, 1962).

3.2 TRANSPORTE DE SEDIMENTOS E CONFIGURAÇÕES SEDIMENTARES

Tanto as correntes conservativas quanto as não-conservativas possuem energia para erodir e transportar os sedimentos presentes no leito, podendo gerar diferentes formas de fundo. Uma vez que as formas de fundo estão presentes em diversos depósitos localizados no ambiente marinho, desde a plataforma, talude e cânions, até a planície abissal (Fig. 6), serão apresentadas, a seguir, informações sobre movimentação de grãos e geração de estruturas sedimentares em leitos móveis.

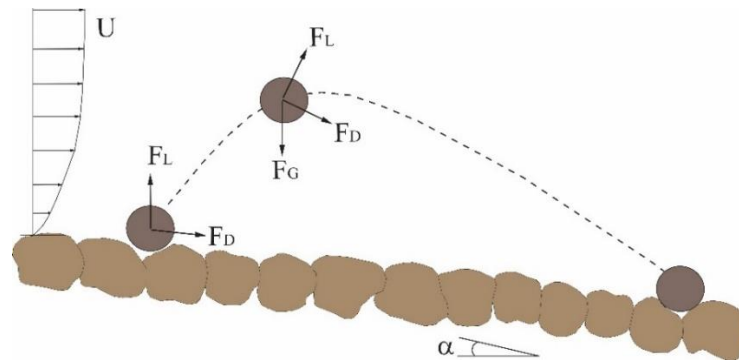
3.2.1 Movimento dos grãos e modificação do leito

Todos os tipos de escoamento, sejam eles em condutos fechados, fluviais ou por correntes de densidade, geram perfis de velocidades e tensões de cisalhamento junto ao fundo ou paredes.

No caso de escoamentos sobre leitos móveis (compostos por grãos soltos e sem coesão), o aumento na sua intensidade influenciará, por sua vez, na variação das três forças hidrodinâmicas exercidas sobre o grão: força de sustentação ou *Lift Force* – L_F ; força de arraste ou *Drag force* – F_D e a força gravitacional - F_G . Quando do desequilíbrio

dessas forças, isso é, F_L e F_D serem maiores que F_G , a condição de movimentação dos grãos é iniciada (Fig. 8).

Figura 8. Forças exercidas pelo escoamento sobre o grão. Força de sustentação (F_L), de arraste (F_D) e gravitacional (F_G).

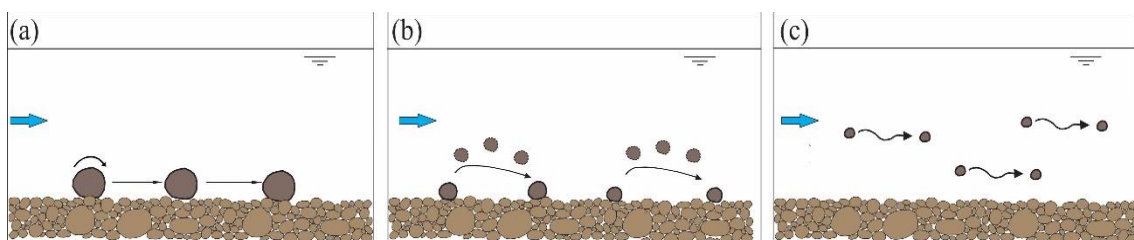


Fonte: adaptado de Raudkivi (1990).

O transporte desses grãos pode ocorrer a partir de três mecanismos, chamados de arraste (deslizamento e rolamento) (Fig. 9a), saltação (Fig. 9b) e suspensão (Fig. 9c). Na forma de arraste, os grãos são movimentados por deslizamento (contato contínuo com o leito, com deslocamento do grão rente à superfície deposicional) e por rolamento (rotação do grão em torno de um eixo sobre outros grãos presentes no leito). Conforme a velocidade do escoamento aumenta e as forças hidrodinâmicas são acrescidas, os grãos podem saltar do leito (contato intermitente com o leito, permanecendo temporariamente em suspensão) ou, ainda, serem transportados por suspensão não se depositando novamente.

Essa dinâmica de mobilização dos grãos pela interação da corrente pode provocar erosão, transporte e deposição dos grãos de sedimento presentes no leito.

Figura 9. Mecanismos de transporte dos grãos: (a) transporte por arraste (deslizamento e rolamento); (b) transporte por saltação e; (c) transporte por suspensão.

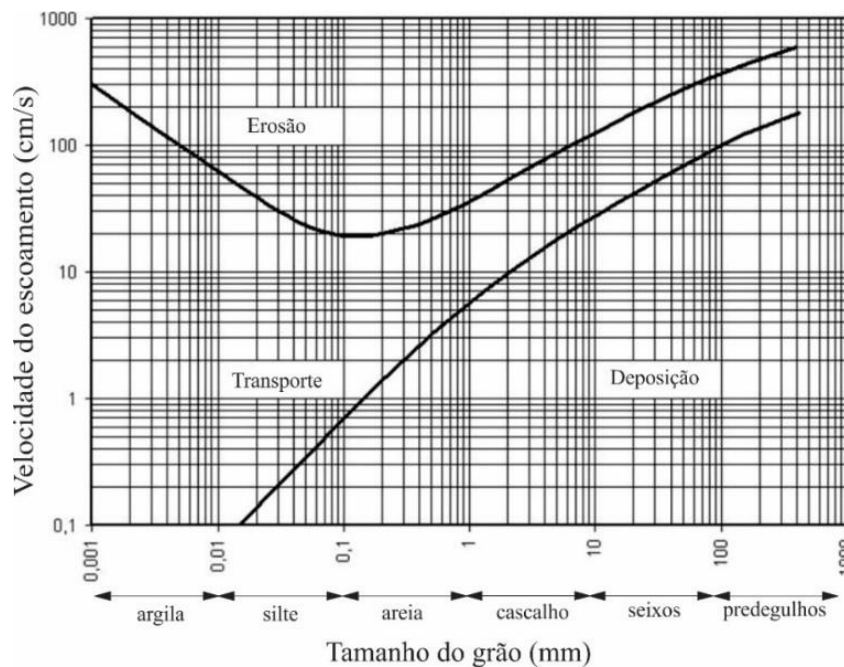


Fonte: adaptado de Raudkivi (1990).

Alguns autores encontraram correlações entre os parâmetros do escoamento e dos grãos presentes no leito móvel com a presença ou ausência de transporte de sedimentos. Hjüstrom (1935) (Fig. 10), por exemplo, criou um diagrama a partir do cruzamento de valores médios de velocidade do escoamento (U) e do diâmetro mediano dos grãos (d_{50}), definindo áreas com provável ocorrência de erosão, deposição e transporte dos sedimentos.

A curva presente na região superior do diagrama compreende as velocidades críticas de escoamento a partir das quais os grãos de quartzo presentes em um leito seriam potencialmente erodidos. Abaixo dessa curva são definidas outras duas regiões, uma de transporte e outra de deposição, sendo que a região de transporte se caracteriza pela possibilidade de ocorrência de erosão e deposição concomitante, durante a passagem do escoamento sobre o leito, mas sem influenciar o balanço de massa do sistema.

Figura 10. Diagrama de Hjüstrom, classificando regiões de transporte, erosão e deposição de sedimentos, a partir de dados de velocidade média do escoamento (U , cm s^{-1}) e tamanho das partículas (d_{50} , mm).



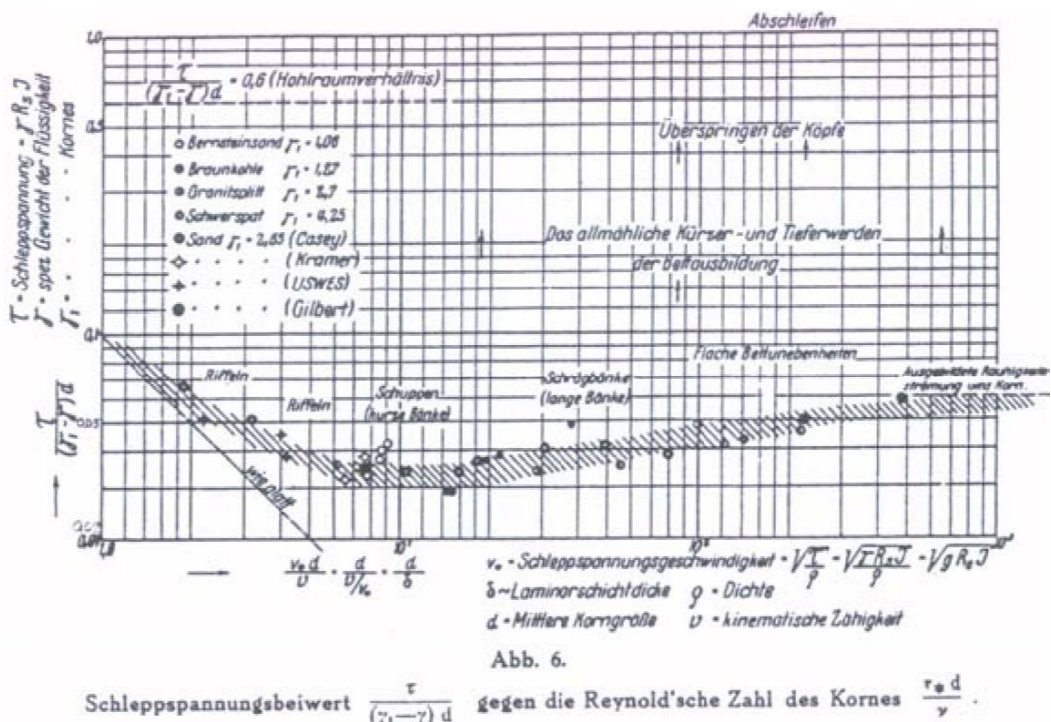
Fonte: traduzido de Hjüstrom (1935).

Outro diagrama muito utilizado na previsão do início de movimento é o de Shields (1936), que relaciona o número de Reynolds dos grãos (Re^*) e o número adimensional de Shields (τ^*) (apresentados nos itens 4.4.5 e 4.4.7, respectivamente), utilizados pelo autor para indicar a importância desses parâmetros no controle dos limites de movimentação dos grãos.

O autor construiu o diagrama (Fig. 11) a partir de sua análise experimental da mobilidade de diferentes composições de leito (como carvão, areia e âmbar), perante escoamentos à superfície livre, juntamente com o emprego de resultados de outros diversos autores.

O diagrama de Shields mostra duas regiões, as quais são delimitadas por uma curva: (1) a superior, onde ocorre transporte de grãos, seja junto ao leito (*bedload*) ou por suspensão, e, (2) inferior, onde os grãos permanecem em repouso. Ao longo da curva em destaque nesse diagrama (na verdade, uma região de ocorrência) estão os valores de tensão crítica de cisalhamento (τ_{cr}), que são as tensões a partir das quais os grãos iniciam seu movimento, e que indicam as tensões críticas adimensionais de Shields (τ_{cr}^*).

Figura 11. Diagrama de mobilidade de Shields.



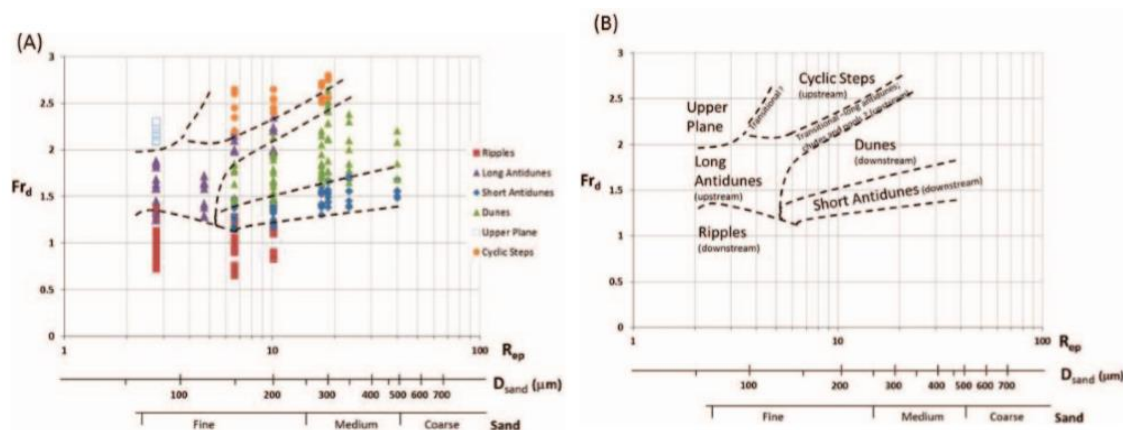
Fonte: Shields (1936).

Posteriormente, diversos autores ampliaram e adaptaram os diagramas de Hjüstrom (1935) e de Shields (1936), a fim de relacionar parâmetros hidráulicos e de transporte de sedimentos em regiões de ocorrência de formas de fundo, tanto para escoamentos à superfície livre (SIMONS E RICHARDSON, 1961; SOUTHARD E BOGUCHWAL, 1990; VAN DEN BERG E VAN GELDER, 1993), quanto para correntes de densidade (FEDELE ET AL., 2016), sendo denominados diagramas de estabilidade.

Koller, *et al.* (2017) aplicaram resultados de 29 experimentos com correntes de densidade salinas em diferentes diagramas de estabilidade. Os resultados mostraram que as formas de fundo geradas pelas correntes de densidade apresentaram divergências em relação àquelas previstas pelos diagramas de estabilidade fluvial discutidos.

Fedele *et al.* (2016) propuseram um diagrama de estabilidade relacionando o número de Froude densimétrico (Fr_d) e o número de Reynolds da partícula (Re_p), definindo regiões de estabilidade (Fig. 12) para a geração de ondulações, dunas, leito plano superior e *cyclic steps* por correntes de densidade (ver próximo item). Assim como notado previamente por Hand (1974), os autores encontraram o desenvolvimento de ondulações para condições críticas de escoamento ($Fr \sim 1$) (Fig. 12 a), tanto para areias finas, quanto para plásticos de similar tamanho de grãos (d_{50}) (Fig. 12 b).

Figura 12. Diagrama de estabilidade de formas de fundo para correntes de densidade. A) Dados referentes às formas de fundo e B) regiões de estabilidades para as formas de fundo, com omissão de dados (facilitar a leitura). Linhas tracejadas indicam delimitação das regiões de ocorrência das formas de fundo.



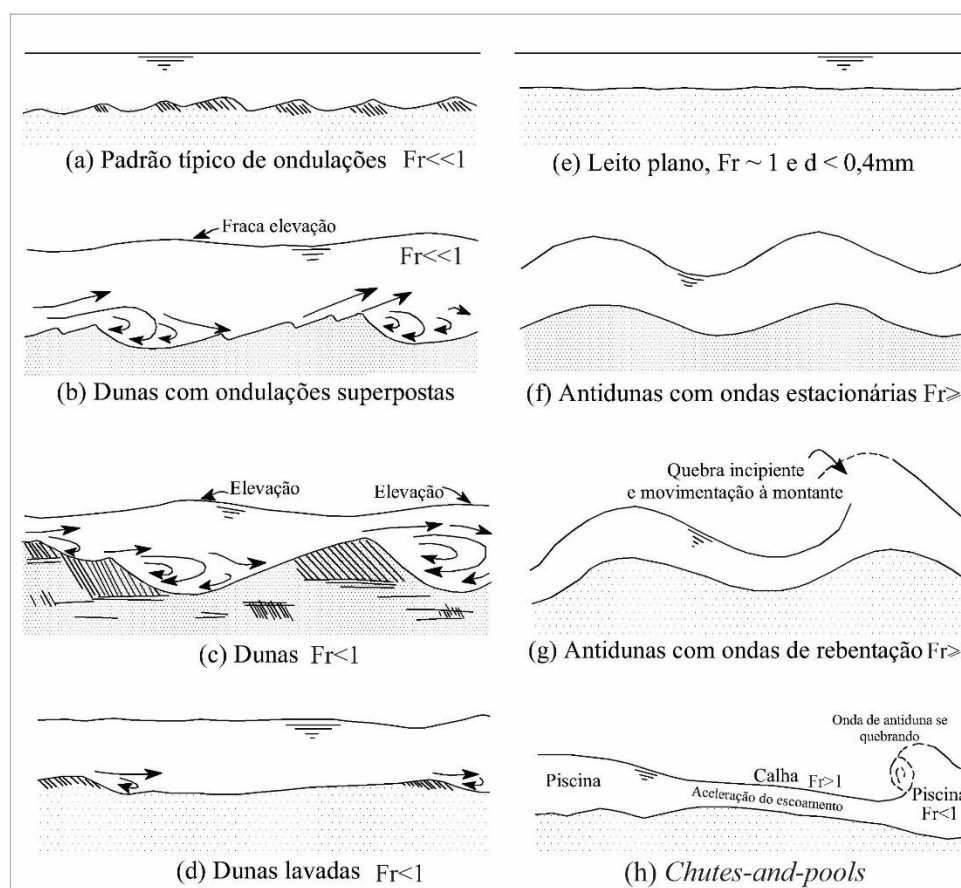
Fonte: Fedele *et al.* (2016).

3.2.2 Formas de fundo

As formas de fundo são deformações morfológicas geradas em leitos erodíveis, a partir de tensões cisalhantes aplicadas por escoamentos e da consequente movimentação dos sedimentos. Caso o escoamento seja instável a pequenas perturbações, eventuais irregularidades que existam sobre o leito podem ser amplificadas e se tornarem formas de fundo. Conforme o escoamento molda o leito móvel, por meio dos processos de erosão, transporte e deposição, a geometria formada provoca, por sua vez, alterações na estrutura do escoamento. Por causa da complexidade dessa interação e dinâmica entre escoamento e leito móvel, a parametrização e a criação de modelos e teorias do processo de geração das formas de fundo não são triviais.

Um dos primeiros registros sobre estudo e mapeamento da geração dessas formas foi realizado por meio do estudo experimental de Simons e Richardson (1961), a partir de escoamentos à superfície livre, em seção transversal constante, e com velocidades cada vez maiores, sobre um leito móvel inicialmente plano (leito plano inferior) e composto por areia. Os autores apontaram que, quando a velocidade do escoamento atinge um valor suficiente para que haja movimento individual das partículas presentes no leito, o mesmo é deformado pelo escoamento, desenvolvendo pequenas irregularidades, chamadas de ondulações (Fig. 13 a).

Figura 13. Formas de leito típicas de escoamentos fluviais, por ordem de regime de escoamento.



Fonte: traduzido e adaptado de Simons e Richardson (1961).

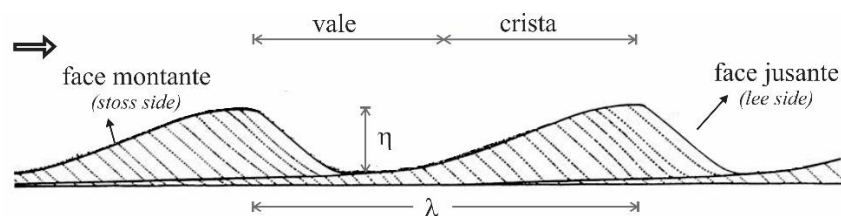
Conforme a velocidade e, conseqüentemente, as tensões sobre o leito aumentam, ocorre um acréscimo na taxa de transporte de grãos, por arraste e saltação, e nas dimensões das ondulações, que se desenvolvem em formas chamadas de dunas (Fig. 13 c). Na seqüência, as cristas das dunas podem acabar sendo suprimidas (ou lavadas), e o leito se nivela novamente plano, definindo o leito plano superior (Fig. 13 e).

Diferente do leito plano inferior, o leito plano superior se desenvolve sob condições de alta taxa de transporte de sedimentos, para valores de número de Froude próximos à unidade. Por fim, antidunas e *chutes-and-pools*¹ poderiam se desenvolver, caso a velocidade do escoamento continuasse a ser acrescida (Fig. 13 g e h). Existe, ainda, uma outra forma de fundo não descrita por Simons e Richardson (1961), denominada *cyclic steps*¹, a qual se desenvolve para valores ainda maiores de Froude (CARTIGNY ET AL., 2014).

Embora não seja tão simples de pormenorizar os mecanismos responsáveis pela geração dessas formas de fundo, alguns aspectos das suas ocorrências se mostram bastante evidentes e comuns a todas elas. Isso é, todas as formas de fundo são resultado de um padrão ordenado de erosão e deposição: o seu crescimento ocorre pela erosão de material nos vales e deposição nas cristas das formas, com a continuidade desse processo até que as formas alcancem suas dimensões de equilíbrio.

As formas de fundo são caracterizadas por apresentarem altura (η) e comprimento de onda (λ), conforme a figura 14 (CARDOSO, 1998). O comprimento de onda é definido como a distância horizontal entre duas cavas ou entre duas cristas e, a altura, a distância vertical entre a cava e o topo da crista. Ainda, as formas de fundo podem apresentar uma face voltada à montante, em relação ao escoamento (*stoss side*), e outra voltada à jusante (*lee side*).

Figura 14. Vista lateral mostrando geometria típica de dunas.



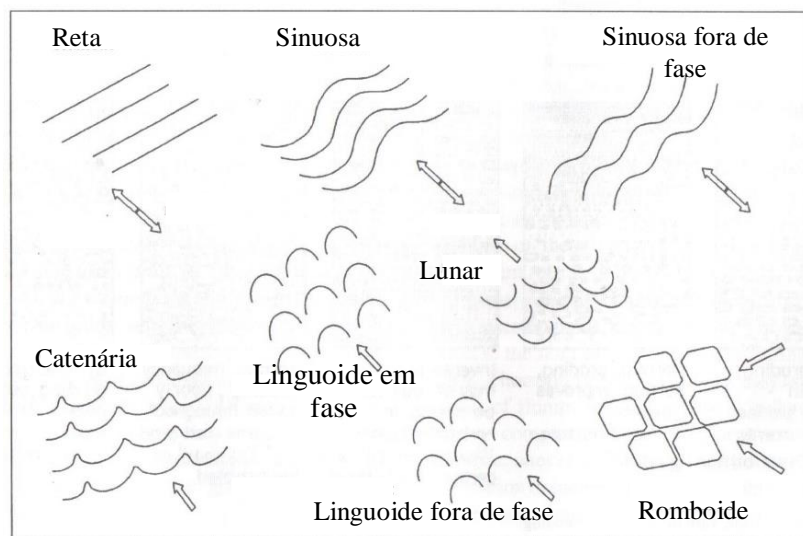
Fonte: alterado de Cardoso (1998).

Segundo Southard e Boguchwal (1990), a crista das formas de fundo tende a ser transversal ao escoamento, apresentando esse elemento com alta ocorrência e grande regularidade em seu arranjo geral. Algumas são tão regulares que são quase perfeitamente bidimensionais.

¹ Devido à escassez de estudos sobre essas formas de fundo na língua portuguesa e a fim de evitar a criação de nomenclaturas, os nomes dessas formas serão mantidos na língua inglesa.

Lewis e McConchie (1994) sugeriram uma maior variedade de padrões de cristas, como os apresentados na figura 15. Os autores separaram as formas de fundo em grupos de crista reta e de crista linguoide, com cristas posicionadas em fase ou fora de fase entre si, contínuas ou descontínuas e, bifurcadas ou não bifurcadas.

Figura 15. Representação da vista superior das cristas de ondulações e dunas.



Fonte: traduzido de Lewis e McConchie (1994).

3.2.2.1 Leito plano inferior (*lower plane-bed*) e superior (*upper plane-bed*)

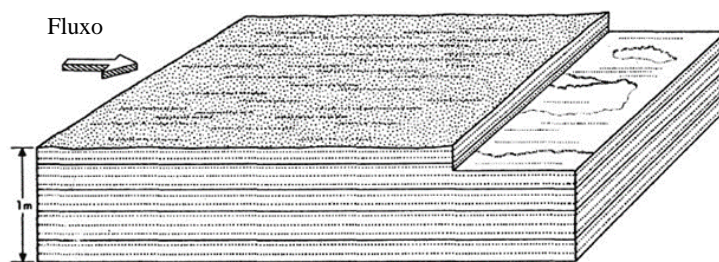
Leito plano é uma configuração de leito definida pela ausência de formas de fundo, mas não, necessariamente, pela ausência de transporte de sedimentos. Apesar de não apresentar formas com crista e vale, os leitos planos (tanto inferior quanto superior) transmitem informações sobre o fluxo e, por isso, seu entendimento é igualmente de grande valia. As diferenças entre essas duas classificações de leito plano se dão, basicamente, em função à forma como o escoamento interage com o leito e ao transporte de sedimentos.

Em escoamentos fluviais, os leitos planos inferiores ocorrem para valores de número de Froude menores do que a unidade (SIMONS E RICHARDSON, 1961). Já para correntes de densidade, experimentos apresentaram a sua ocorrência tanto para escoamentos subcríticos, quanto supercríticos (FEDELE *ET AL.*, 2009; KOLLER *ET AL.*, 2017). Independentemente do tipo de escoamento, se fluvial ou correntes de densidade, o leito plano inferior é formado segundo taxas de transporte de sedimentos aproximadamente nulas, com tensões de cisalhamento junto ao fundo abaixo ou muito próximas ao limiar de início de movimento dos

grãos (SIMONS E RICHARDSON, 1961). Por causa disso, a estratificação desses leitos, quando existe, geralmente é composta de sedimentos de fração fina, como argilas e siltes. Essas formas existem antes do desenvolvimento de ondulações ou de dunas.

Diferentemente, os leitos planos superiores (Fig. 16) são gerados a partir de altos valores de tensão de cisalhamento e de carreamento de sedimentos em suspensão, assim como altas taxas de transporte de sedimento, capazes de suprimir quaisquer formas (ondulações ou dunas) previamente geradas (SIMONS E RICHARDSON, 1961; KENNEDY, 1969; ENGELUND E FREDSE, 1982).

Figura 16. Leito plano com laminação plano-paralela.



Fonte: Allen (1984).

A estratificação dessas formas é do tipo plano-paralela, e se gera pela deposição e amalgamento, em camadas paralelas e de diferentes espessuras, dos sedimentos que estão sendo transportados pelo escoamento. O regime de escoamento responsável pelo desenvolvimento de leitos planos superiores fluviais é chamado de regime de transição, e apresenta números de Froude em torno da unidade ($Fr \sim 1$) (SIMONS E RICHARDSON, 1961; ENGELUND E FREDSE, 1982). Já para correntes de densidade, essas formas foram observadas em regimes supercríticos ($Fr_d > 1$) (FEDELE *ET AL.*, 2009, 2011, 2016; KOLLER, 2016).

É importante mencionar que, para condições específicas de profundidade de escoamento, temperatura da água e tamanho de grão, a geração de leito plano superior pode não ocorrer (SIMONS E RICHARDSON, 1961).

3.2.2.2 Ondulações (*ripples*)

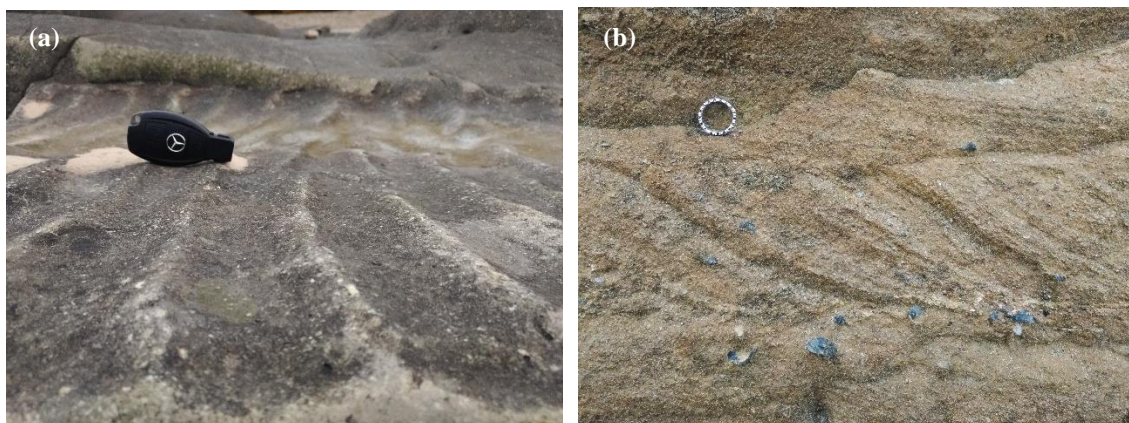
As ondulações são o primeiro tipo estável de forma de fundo a ocorrer acima do limite inicial de movimentação dos sedimentos sobre leitos planos (ver Fig. 13 e 14 a) e

ocorrem sob condições relativas de baixa energia de escoamento (ENGELUND E FREDSE, 1982; LEEDER, 1994).

Sua forma é aproximadamente triangular em seção longitudinal (Fig. 14 e 17 a), apresentando uma face suave e levemente convexa para cima à montante (*stoss side*), e uma face à jusante (*lee side*) com inclinação aproximadamente igual ao ângulo de repouso dos grãos presentes no leito (KENNEDY, 1969; RAUDKIVI, 1997; BAAS, 2003). Seu movimento ocorre na direção do escoamento com velocidades de migração muito menores do que o fluxo, apresentando defasagem entre a linha da água (ou a superfície do escoamento) e a linha do fundo (superfície da forma de fundo) (KENNEDY, 1969).

Suas dimensões são, em geral, independentes da profundidade e da velocidade do escoamento (BAAS, 1994), mas variam conforme o tamanho dos grãos presentes no leito (ALLEN, 1982; RAUDKIVI, 1997). Ainda, Raudkivi (2006) e Coleman e Melville (1994) mostraram haver dependência entre o tamanho da forma e a tensão de cisalhamento. Segundo Engelund e Fredsøe (1982), ondulações individuais geralmente apresentam alturas (η) menores do que 6 cm e comprimentos de onda (λ) em torno de 60 cm. Já no ambiente natural, essas dimensões são menores do que 2 e 20 cm, respectivamente (BAAS, 2003). Não se desenvolvem em leitos compostos por areias de $d_{50} > 0,7$ mm e seus padrões deposicionais seguem a estratificação cruzada de pequena escala (lâminas ou camadas que se cruzam e truncam em ângulos e que foram depositadas, sem ocorrer discordância – Fig. 17 b).

Figura 17. (a) Formação de ondulações preservadas em rocha e (b) estratificação cruzada, ambos com ocorrência no extremo norte da costa francesa - Boulogne-sur-Mer.



Fonte: elaboração própria.

Raudkivi (1997) propôs comprimento (λ_e) de equilíbrio das formas de fundo definidos pela equação 2. Posteriormente, Baas (2003) propôs a altura (η_e) de equilíbrio como na equação 3 e comprimento (λ_e) de equilíbrio com uma alteração de Raudikvi (1997), como definido na equação 4, onde todos os parâmetros são em mm.

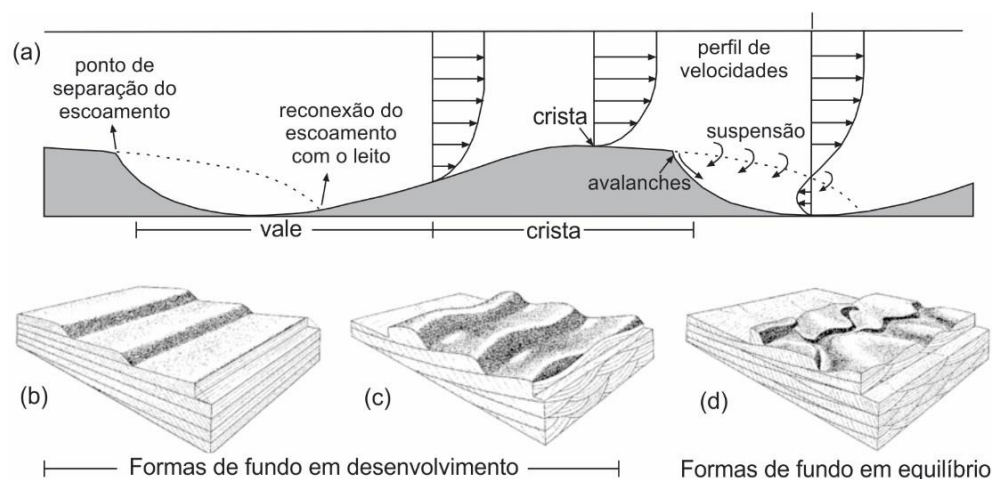
$$\lambda_e = 245 d_{50}^{0,35} \quad (2)$$

$$\eta_e = 3,4 \log d_{50} + 18 \quad (3)$$

$$\lambda_e = 75,4 \log d_{50} + 197 \quad (4)$$

Baas (2003) apresentou um esquema (Fig. 18) da dinâmica de formação das ondulações a partir de escoamentos à superfície livre, no qual é indicada a ocorrência de interação do escoamento com os grãos presentes no leito, suspendendo-os e gerando pequenos escorregamentos que, por sua vez, se acomodam e geram as laminações cruzadas mostradas (Fig. 18 b, c e d). Em relação às cristas das formas de fundo, identifica-se cristas retas (Fig. 18 b), cristas sinuosas (Fig. 18 c) e cristas do tipo linguoide (Fig. 18 d), com características de laminação cruzada. O autor defende a teoria de que as formas evoluem de ondulações de crista reta a ondulações de crista linguoide sem haver aumento da velocidade do escoamento, apenas devido ao tempo de interação entre o escoamento e o leito.

Figura 18. (a) Variação do perfil vertical de velocidades ao longo de ondulações e sequência de pequenas avalanches e suspensões de sedimentos gerando laminação cruzada; Desenvolvimento das formas de fundo ao longo do tempo (b, c, e).



Fonte: traduzido de Baas (2003).

Em seu estudo, Yalin (1985) demonstrou que o número de parâmetros adimensionais que controlam o comprimento das ondulações (λ) pode ser reduzido a dois parâmetros, X_y e Y_y , definidos nas equações 5 e 6. Nessas equações, Re_* é o número de Reynolds do grão, d_{50} é o tamanho mediano da partícula (mm) e τ_* é a tensão de cisalhamento aplicada sobre o grão.

$$X_y = 3,38 Re_*^{1/2} \tau_*^{1/4} \quad (5)$$

$$Y_y = \frac{\lambda}{3,38 d_{50}} \frac{Re_*^{1/2}}{\tau_*^{1/4}} \quad (6)$$

Para correntes de turbidez, Lapotre *et al.* (2017) recombina esses dois parâmetros no chamado número de Yalin (χ), e os isolou em um comprimento de onda adimensional (λ^*), dependente da espessura da subcamada viscosa ($Re_* = f(u_*/\nu)$), apresentados nas equações 7 e 8, onde u_* é a velocidade de cisalhamento ($m\ s^{-1}$) e ν é a viscosidade cinemática do escoamento ($m^2\ s^{-1}$).

$$\chi = Re_* \sqrt{\tau_*} \quad (7)$$

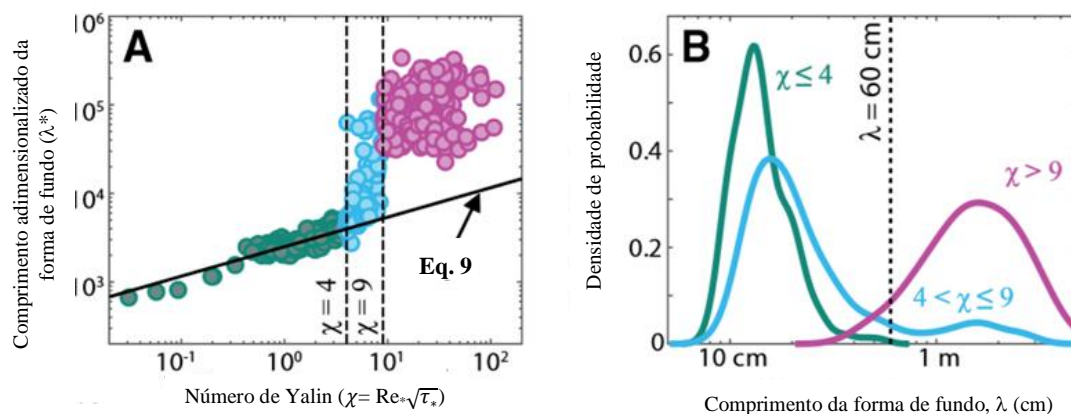
$$\lambda^* = X_y Y_y = \frac{\lambda u_*}{\nu} \quad (8)$$

O número de Yalin (χ) pode ser interpretado como a susceptibilidade dos grãos presentes no leito serem incorporados ao escoamento, o que não depende apenas da tensão de cisalhamento crítica (τ_*) sobre a partícula, mas também a rugosidade do leito, representada pela relação d_{50}/ν do número de Reynolds do grão (Re_*) (ver Eq. 39). A compilação dos dados de Lapotre *et al.* (2017) nos espaços χ e λ^* mostrou a convergência dos valores de comprimento de onda adimensional para a relação apresentada na equação 9.

$$\lambda^* = 2504 \chi^{1/3} \quad (9)$$

Lapotre *et al.* (2017) interpretaram como ondulações todas as formas que convergiram na equação 9, que também corresponde a intervalos menores que $\chi < 4$ (Fig. 19 a). Para $4 \leq \chi \leq 9$ sugere-se uma região de transição de tipos de formas de fundo e, para $\chi > 9$, a geração de dunas. Esses resultados são consistentes com o limite de $\lambda = 60$ cm, estabelecido por Ashley (1990), para a maior parte dos dados (Fig. 19 b). A equação 9 se mostra valiosa, uma vez que prevê uma região de estabilidade (χ, λ^*) para as ondulações, baseado em uma gama de propriedades de sedimentos e do escoamento e não somente uma comparação direta entre dimensões de formas de fundo.

Figura 19. (a) Correlação do comprimento adimensionalizado (λ^*) das formas de fundo com o número de Yalin (χ) (Eq. 7) e (b) densidade de probabilidade da ocorrência de determinado comprimento de onda (λ) .



Fonte: traduzido de Lapotre *et al.* (2017).

3.2.2.3 Dunas (*dunes*)

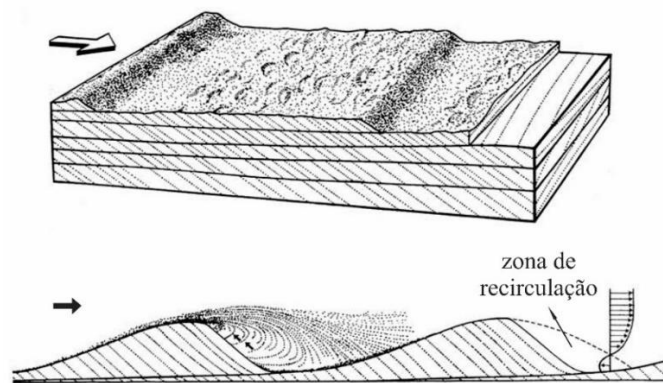
Com o aumento da força do escoamento, as ondulações crescem e se desenvolvem para formas de fundo chamadas de dunas. Ao contrário das ondulações, acredita-se que as dunas aumentam em tamanho conforme ocorre o acréscimo da profundidade e da velocidade do escoamento, assim como para tamanhos de grãos mais finos (SOUTHARD E BOGUCHWAL, 1990). Em escoamentos fluviais, essas formas ocorrem para velocidades subcríticas (número de Froude < 1), mas muito próximo à unidade (SIMONS E RICHARDSON, 1961; ENGELUND E FREDSSØE, 1982).

As dunas, assim como as ondulações, apresentam estratificação cruzada (*cross-stratification*), definida como um conjunto de finas camadas dispostas em certo ângulo entre si, resultantes de sucessivos processos de erosão e deposição (ALLEN, 1984). Um dos tipos de estratificação cruzada mais importantes, e de maior ocorrência, são aquelas produzidas pela ocorrência da movimentação das formas de fundo concomitantemente à

agradção (deposição e acumulação de camadas sobrepostas) ou à erosão do leito, como apresentado na figura 20.

As dunas podem ser similares às ondulações com relação a sua forma. No entanto, várias distinções entre essas formas de fundo podem ser levantadas, como a sua altura, que pode variar de vários centímetros (em laboratório e em pequenos rios) até vários metros (em grandes rios ou em regiões litorâneas - dunas eólicas), e em aproximadamente 3 cm até mais que 6 m. Além disso, é dito que existe a ocorrência de um espectro de comprimento de ondas contínuo em função do aumento da velocidade do escoamento. Isso é, não ocorre o desenvolvimento de formas de fundo com comprimentos de onda intermediário entre as menores dunas e as maiores ondulações (LAPOTRE *ET AL.*, 2017). Ainda, segundo Baas (1993), não ocorre formação de dunas para areias de tamanhos de grão menores que 150 μm .

Figura 20. Formação de dunas com escoamento unidirecional e respectivos padrões deposicionais.



Fonte: MIT Open Courseware.

Devido ao seu tamanho mais pronunciado (em relação às ondulações), durante a formação das dunas pode-se observar o descolamento do escoamento em relação ao leito quando o mesmo atinge a crista das formas de fundo. Assim, na região da face de jusante das formas ocorre uma zona de recirculação do escoamento (Fig. 20) por onde a fração mais grossa de sedimentos escorrega e se deposita. Já a fração mais fina dos sedimentos presentes no escoamento permanece na face montante das dunas ou, ainda permanece em suspensão (SIMONS *ET AL.*, 1965).

Os comprimentos de onda (λ) das dunas geralmente variam de 0,6 m até centenas de metros, e suas alturas (η), entre 0,05 m e 10 m. Por meio de seus experimentos e dados

de campo, Allen (1970) desenvolveu uma relação entre as dimensões λ e η das dunas e a espessura do escoamento (H), o que não ocorre para as ondulações (Eq. 10 e 11).

$$\lambda = 1,16H^{1,55} \quad (10)$$

$$\eta = 0,086H^{1,19} \quad (11)$$

Ao contrário das dunas geradas por escoamentos a superfície livre, para correntes de turbidez elas ocorrem, geralmente, em condições supercríticas de escoamento ($Fr_d > 1$) (FEDELE *ET AL.*, 2016; KOLLER, 2016).

Fedele *et al.* (2009, 2011 e 2016) também testaram correntes salinas, a partir de mais de 300 experimentos, analisando a resposta morfológica do leito para um amplo espectro de número de Froude densimétrico (em regimes subcrítico, crítico e supercrítico). Os autores observaram um novo tipo de forma de fundo que se assemelha a dunas assimétricas na sua origem, mas que se desenvolve como uma antiduna simétrica, que migra no mesmo sentido do escoamento, e de menor comprimento de onda do que as conhecidas para escoamentos fluviais. Os autores defendem que o desenvolvimento das dunas é consequência de pequenos processos junto ao leito, ao invés de ser causado por instabilidades na interface corrente-fluido ambiente.

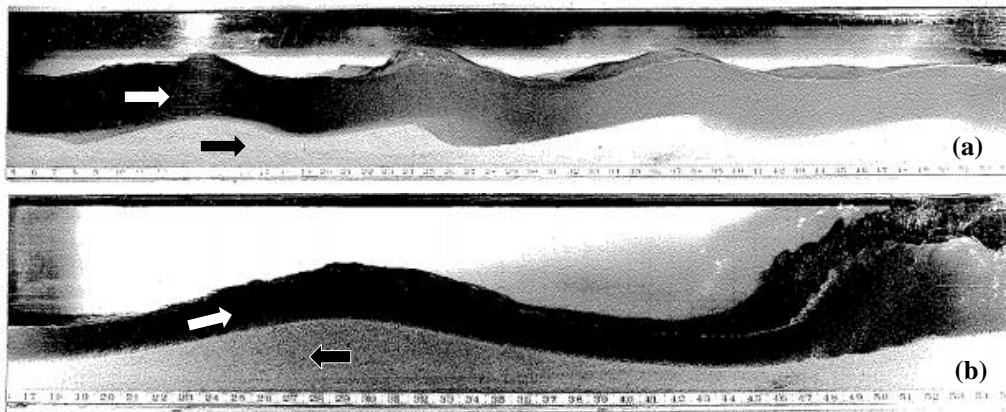
Nesse sentido, Kennedy (1969) observou que o comprimento de onda (λ) das dunas supercríticas está relacionado à, aproximadamente, seis vezes a distância vertical relativa ao leito na qual ocorre a velocidade máxima do escoamento (isso é, aproximadamente a espessura da camada limite - δ).

3.2.2.4 Antidunas (*antidunes*)

As antidunas apresentam forma suave e senoidal, sendo mais simétricas em relação às dunas, e interage fortemente com a superfície da água, se estabelecendo em fase com a mesma (KENNEDY, 1961, 1963; HAND, 1969; LEEDER 1994; ALEXANDER, 2008). As ondas formadas sobre as antidunas são chamadas de ondas estacionárias (Fig. 21 b), pois se movem juntamente com as formas. Ocorrem mais comumente para inclinações maiores e seus escoamentos transportam grandes quantidades de sedimentos (KENNEDY, 1961).

A figura 21 apresenta uma comparação de dunas (Fig. 21 a) e antidunas (Fig. 21 b), geradas pelo estudo experimental de Kennedy (1961), com escoamentos de velocidade média U e espessura média H . Assim como as dunas, essas formas se desenvolvem a partir de altos valores de velocidade. No entanto, as antidunas se diferem das dunas por serem geradas sob condições supercríticas de escoamento (número de Froude – $Fr > 1$) e por estarem, necessariamente, em fase com o escoamento (característica de escoamentos supercríticos).

Figura 21. Estudo experimental de Kennedy (1961), mostrando a vista lateral de (a) dunas ($H= 7,5$ cm, $U= 0,66$ m s⁻¹, $Fr= 0,78$ e $\lambda= 30,5$ cm) e (b) antidunas ($H= 3,7$ cm, $U= 1,42$ m s⁻¹, $Fr= 2,34$ e $\lambda= 80,8$ cm). Setas brancas indicam a direção do escoamento e, pretas, da migração das formas de fundo.



Fonte: Kennedy (1961)

Ao contrário das dunas (Fig. 21 a), as antidunas apresentam maiores comprimentos de onda (λ) e a tendência de migrar na direção de montante (Fig. 21 b), em função da erosão na sua face de jusante (onde a água está acelerando) e deposição na sua face de montante (onde ocorre a desaceleração da água). Conforme a velocidade do escoamento aumenta, as antidunas se desenvolvem em altura e interagem fortemente com a superfície d'água, influenciando na estabilidade das ondas estacionárias, que se quebram (*breaking waves*) (Fig. 21 b). Essa instabilidade gerada na superfície do escoamento leva a ciclos de destruição e regeneração das antidunas (KENNEDY, 1961; MIDDLETON, 1965), passando a ser definida como antiduna instável (ver próximo item).

Os comprimentos de onda dessas formas são bastante regulares e relacionados à profundidade do escoamento. Kennedy (1961) reuniu resultados de antidunas estacionárias com comprimentos de onda variando entre 0,3 e 4,6 m, tanto em rios quanto em canais experimentais, desenvolvendo a equação 12, onde U_F é a velocidade média do escoamento fluvial (m s⁻¹), e g é a aceleração da gravidade (m s⁻²). O autor também

demonstrou a ocorrência da quebra da linha d'água criada acima da linha de fundo quando a altura da onda atinge o valor de $0,142\lambda$.

$$\lambda = \frac{2\pi U_F^2}{g} \quad (12)$$

Em relação às características deposicionais dessas formas de fundo, Middleton (1965) mostrou que a migração das antidunas ocorre de jusante para montante, dando lugar a conjuntos de pequenas unidades de areia com estratificação cruzada, com suave mergulho à montante ($< 10^\circ$). Esses conjuntos deposicionais são raros de serem observados na natureza, pois apresentam um potencial de preservação bastante baixo, quando da ausência de deposição de sedimentos. Isso porque qualquer desaceleração no escoamento poderia causar a geração de leito plano, o retrabalhamento do leito e a destruição das estruturas sedimentares das antidunas. No entanto, quando preservadas, essas estruturas deposicionais internas podem fornecer importantes referências sobre a velocidade dos escoamentos (CARTIGNY *ET AL.*, 2014).

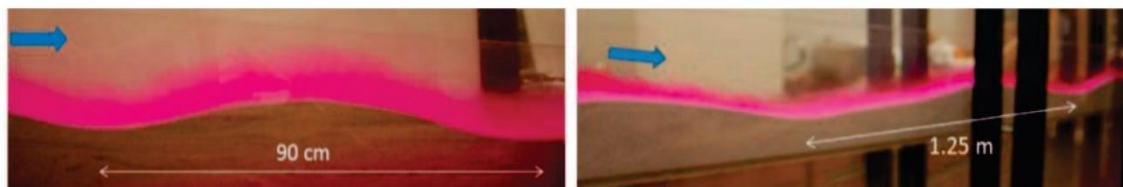
Com o advento dos estudos com correntes de densidade, iniciou-se, também, os questionamentos sobre se a influência desse tipo de escoamento em leitos móveis seria diferente dos escoamentos fluviais. Um dos primeiros estudos que se tem conhecimento, foi o de Hand (1974). Esse autor realizou um estudo experimental com correntes salinas supercríticas e mostrou que a relação criada por Kennedy (1961), entre o comprimento das formas de fundo (λ), nesse caso, as antidunas, e a velocidade média do escoamento (U), se mantém válida para correntes de densidade (Eq. 13), desde que se leve em consideração a diferença de densidade entre os fluidos, onde g é a aceleração da gravidade ($m\ s^{-2}$), e $\rho_{\text{água}}$ e ρ_{CD} são as massas específicas ($kg\ m^{-3}$) da água e da corrente de densidade, respectivamente.

$$U = \sqrt{\frac{g\lambda(\rho_{CD} - \rho_{\text{água}})}{2\pi(\rho_{CD} + \rho_{\text{água}})}} \quad (13)$$

Hand (1974) afirma que o comprimento de onda (λ) das antidunas deve ser maior ou igual a 12,6 vezes a espessura do escoamento. Além disso, mostrou a possibilidade da coexistência de ondulações (formas de fundo subcríticas) com as antidunas, devido à variação das condições hidráulicas entre uma corrente e outra e em um único evento.

Ainda, estudos experimentais mais recentes com correntes de densidade salinas (FEDELE *ET AL.*, 2016) (Fig. 22) e de turbidez (SPINEMISE *ET AL.*, 2009), apontam similaridades hidráulicas e deposicionais entre as antidunas geradas por esses escoamentos em relação às desenvolvidas por escoamentos à superfície livre.

Figura 22. Antidunas geradas por correntes salinas experimentais.



Fonte: Fedele *et al.* (2016).

3.2.2.5 Antidunas instáveis e *Chutes-and-pools*

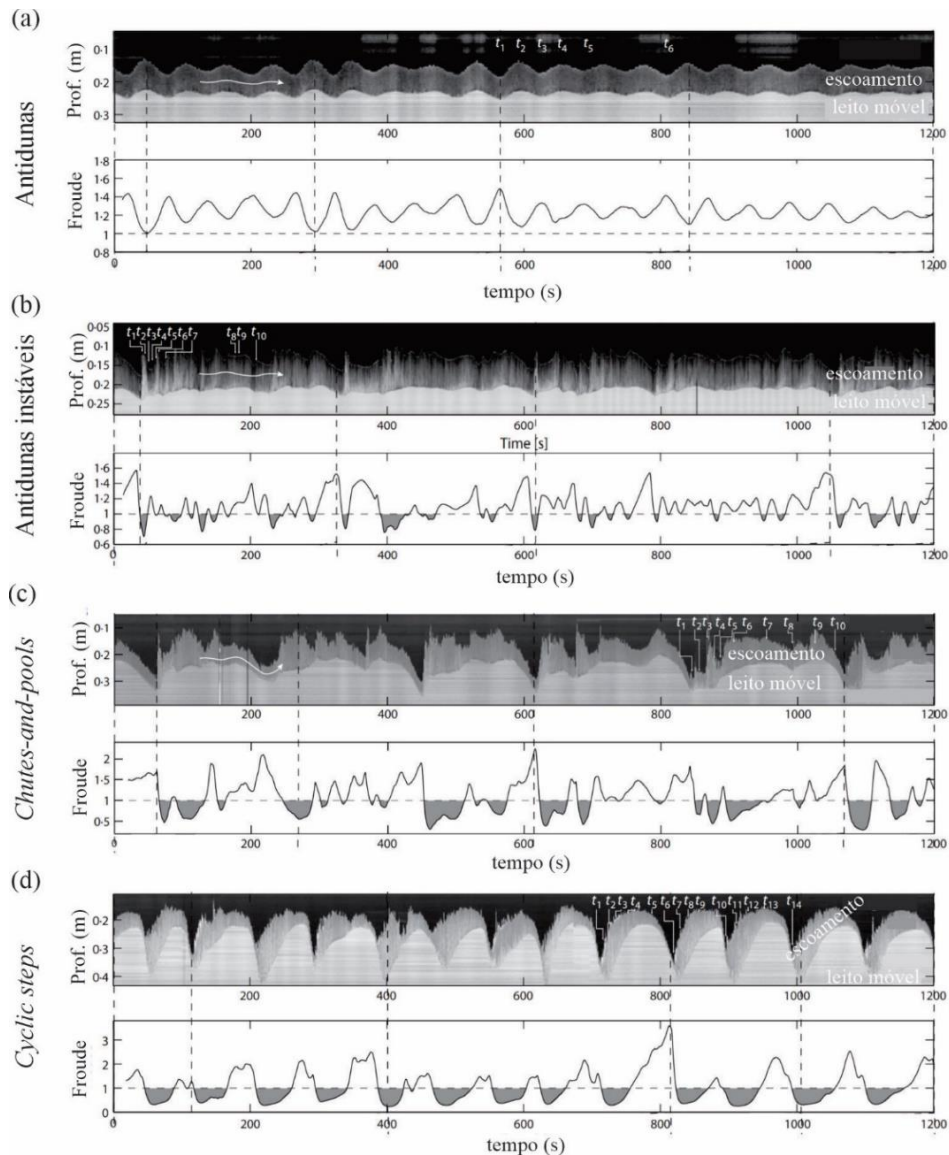
Estudos experimentais realizados tanto a partir de escoamentos à superfície livre (CARTIGNY, *ET AL.*, 2014), quanto com correntes de densidade (FEDELE *ET AL.*, 2016), indicam a geração de estruturas sedimentares instáveis, durante um curto período, denominadas como antidunas instáveis e as *chutes-and-pools*. Essas formas de fundo podem ser consideradas formas transicionais entre as antidunas e as *cyclic steps* (Fig. 23) e tendem a aparecer e desaparecer como resposta às mudanças e ajustes da superfície do escoamento e da turbulência, assim como em função de um desequilíbrio com o transporte de sedimentos por arraste - *bedload* (ALEXANDER *ET AL.*, 2001, CARTIGNY *ET AL.*, 2014).

A partir de escoamentos à superfície livre, Cartigny, *et al.* (2014) revelaram que, diferente das antidunas (Fig. 23 a), as antidunas instáveis (Fig. 23 b) apresentam variação do regime hidráulico dependendo da localização da superfície da forma de fundo que se está analisando, com números de Froude (Fr) variando entre, aproximadamente, 0,8 e 1,4. Isso está relacionado à diminuição da espessura e conseqüente aceleração do escoamento, e à presença das ondas que se quebram na superfície do escoamento e da instabilidade gerada, como observado na figura 21.

Segundo Cartigny *et al.* (2014), conforme o escoamento aumenta sua energia, as antidunas instáveis podem evoluir para *chutes-and-pools*. Ao longo da superfície dessas formas de fundo, o escoamento apresenta variação de regime mais acentuada que nas antidunas instáveis, com valores de Fr , entre, aproximadamente, 0,3 a 2 (Fig. 23 c). Além

disso, as *chutes-and-pools* desenvolveram maiores alturas e comprimentos em relação a antidunas instáveis.

Figura 23. Variação temporal do número de Froude em relação a diferentes formas de fundo por escoamentos à superfície livre.



Fonte: traduzido de Cartigny *et al.* (2014)

Em relação às correntes de densidade, Fedele *et al.* (2016) relataram a formação de antidunas por correntes de densidade salinas, a partir de valores de número de Froude densimétrico (Fr_d) entre 2,15 e 2,4. A transição das antidunas para *cyclic steps* foi relativamente direta, sem passar pela formação de antidunas instáveis ou *chutes-and-pools*, como reportado pelos escoamentos à superfície livre de Cartigny *et al.* (2014). No entanto, Fedele *et al.* (2016) salientam a necessidade da realização de mais estudos, que

foquem na importância da transformação do escoamento e da resposta fornecida pelo leito móvel, em função do acréscimo do número de Froude densimétrico (Fr_d).

3.2.2.6 *Cyclic steps*

As *Cyclic-steps* são estruturas sedimentares definidas como um arranjo de configurações que remetem a degraus dispostos em série e que se movimentam lentamente na direção contrária ao escoamento.

A presença das *cyclic-steps* é mais marcada que as *chutes-and-pools*, no sentido de apresentarem faces jusantes com inclinação mais acentuada e, também, pela forte variação dos números de Froude, como observado na figura 23 d. O escoamento chega à região montante das *cyclic-steps* em regime supercrítico e, subitamente, ocorre um ressalto hidráulico, que altera o escoamento para crítico na região da crista e subcrítico na maior parte da região à jusante da mesma (WINTERWERP *ET AL.*, 1992; KOSTIC *ET AL.*, 2010; CARTIGNY *ET AL.*, 2013; FEDELE *ET AL.*, 2016). Isso é, cada uma dessas formas é marcada pela alteração do regime hidráulico, de supercrítico para subcrítico (CARTIGNY *ET AL.*, 2011; SLOOTMAN E CARTIGNY, 2019).

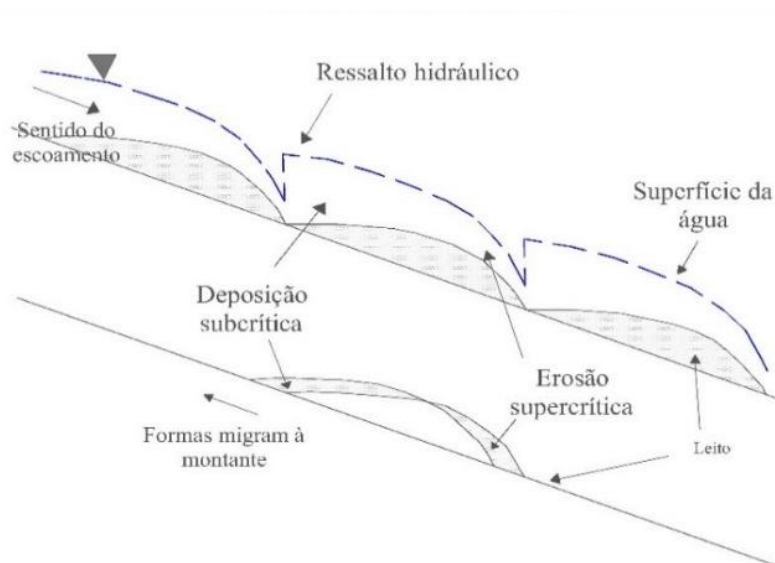
Segundo Alexander (2008), o comprimento de uma unidade de depósito individual (uma *cyclic step*) é controlado em parte pela profundidade média do fluxo e, também, pela taxa e distribuição dos sedimentos ao longo da forma, fortemente influenciados pelos ressaltos hidráulicos (Fig.24).

Essas formas de fundo são conhecidas por apresentarem comprimentos de onda muito maiores que a espessura do escoamento o que, juntamente com a complexidade do seu escoamento e a instabilidade e brevidade dessas estruturas sedimentares, faz com que a sua reprodução e coleta de dados em laboratório sejam difíceis de serem realizadas. Por causa disso, as *cyclic steps* são, muitas vezes, estudadas por modelagem matemática, considerando condições de suspensão e mistura uniforme de todo o sedimento transportado ao longo da coluna de água (TAKI E PARKER, 2005; SUN E PARKER, 2005).

Alexander (2008) sugere que *cyclic steps* e antidunas se assemelham em um certo modo, assim como dunas e ondulações: apresentam certa similaridade no seu formato e podem ocorrer ao mesmo tempo ou se sucederem. Enquanto ambos os tipos de forma de fundo têm relação com a profundidade do escoamento, apenas as *cyclic steps* guarda relação dimensional com o tamanho dos grãos. Além disso, enquanto nas antidunas o

regime hidráulico é supercrítico ao longo de toda a superfície da forma, nas *cyclic steps*, os valores de número de Froude variam, como já mostrado.

Figura 24. Esquema de desenvolvimento das *cyclic steps*, com indicação de ressalto hidráulico e regiões de erosão e deposição.



Fonte: traduzido de Alexander (2008).

As estruturas sedimentares resultantes das *cyclic steps* podem ser bastante distintas. Há quase duas décadas, pouco se sabia sobre os depósitos e tipos de laminações geradas a partir delas (MULDER E ALEXANDER, 2001), em função da dificuldade de reconhecê-las e, também, pelo seu baixo potencial de preservação no depósito sedimentar, principalmente quando formadas sob condições de escoamento supercrítico de alta energia (CARTIGNY *ET AL.*, 2011 e 2014). Segundo os autores a taxa agradacional (de deposição dos sedimentos na vertical) é importante no controle da geometria das estruturas e deve ser levada em consideração na identificação dessas formas de fundo no registro sedimentar.

Por meio de modelo numérico aplicado a sistemas fluviais, Vellinga *et al.* (2017), mostrou que: (1) o ressalto hidráulico é erosional; (2) existem períodos nos quais o escoamento é supercrítico na sua totalidade, não existindo ressalto hidráulico, o que é importante no comportamento morfodinâmico da forma; e (3) que a assinatura deposicional da *cyclic step* varia com a taxa agradacional. Finalmente, Sloodman e Cartigny (2019) realizaram uma revisão sobre o registro deposicional dessas formas de fundo e propuseram quatro tipos: completamente deposicional, parcialmente deposicional (mais comuns), parcialmente erosional e completamente erosional.

3.3 CARACTERIZAÇÃO DO ESCOAMENTO E DO LEITO: PARÂMETROS HIDRÁULICOS E SEDIMENTOLÓGICOS

A compreensão do processo de geração das formas de fundo envolve a investigação dos processos hidrodinâmicos e sedimentológicos da corrente de densidade. Portanto, é importante caracterizar o fenômeno em termos de seus perfis característicos, seus parâmetros adimensionais e informações sobre os sedimentos, como serão apresentados a seguir.

3.3.1 Velocidade média, concentração média e espessura média

Durante o seu avanço, a corrente desenvolve um perfil de velocidades e de concentrações característicos (ver figura 3a e 3b, item 3.1.2), cujos valores variam na vertical (u), conforme a distância ao leito (z) e, também, ao longo do tempo. Os somatórios de Ellison e Turner (1959) determinam as três incógnitas U , C e H (Eqs. 14, 15 e 16), que podem ser calculadas como valores médios de escoamentos, ao longo do perfil vertical da corrente (z).

$$UH = \int_0^{\infty} u dz = \sum_{k=1}^{m-1} \frac{u_k + u_{k+1}}{2} (z_{k+1} - z_k) \quad (14)$$

$$U^2H = \int_0^{\infty} u^2 dz = \sum_{k=1}^{m-1} \frac{u_k^2 + u_{k+1}^2}{2} (z_{k+1} - z_k) \quad (15)$$

$$UCH = \int_0^{\infty} ucdz = \sum_{k=1}^{m-1} \frac{u_k c_k + u_{k+1} c_{k+1}}{2} (z_{k+1} - z_k) \quad (16)$$

Onde U é a velocidade integrada na vertical ou velocidade média da corrente (m/s), u é a velocidade da corrente na direção do escoamento ($m s^{-1}$), H é a espessura do escoamento integrada na vertical ou profundidade média da corrente (m), z é a elevação ao longo da vertical (m), C é a concentração integrada na vertical ou concentração média da corrente ($g L^{-1}$) e c é a concentração da corrente no ponto de amostragem ($g L^{-1}$).

Esses são os parâmetros básicos que caracterizam as correntes de densidade e, a partir deles, será possível calcular a maior parte dos parâmetros adimensionais apresentados no item 3.4.

3.3.2 Parâmetros sedimentológicos

As características granulométricas, densimétricas e de forma dos grãos influenciam na capacidade do escoamento de transportá-los. Grãos que apresentam maior densidade e tamanho, por exemplo, necessitam escoamentos com maior energia (e, consequência, maiores tensões de cisalhamento) para serem movimentados do repouso. Além disso, essas características sedimentológicas também influenciam a capacidade do escoamento em manter os sedimentos em suspensão e transportá-los à jusante.

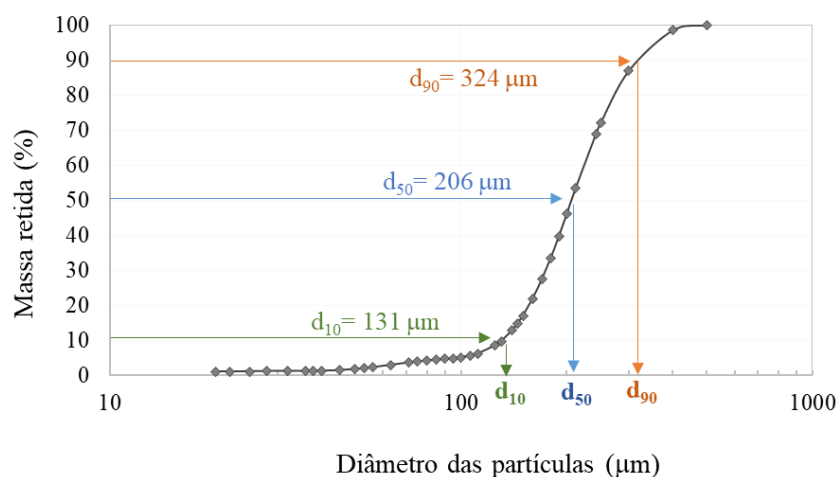
Para amparar o entendimento sobre o transporte de sedimentos pelas correntes de densidade, assim como sua interação com leitos móveis, serão apresentadas, a seguir, algumas características sedimentológicas importantes nesse estudo.

3.3.2.1 Diâmetros característicos dos grãos (d_{10} , d_{50} e d_{90})

Considerando uma amostra de sedimentos, a mesma apresentará um ordenamento dos diversos tamanhos de grão nela presentes, definindo uma curva de distribuição granulométrica. A distribuição de partículas pode ser determinada a partir de diversas técnicas como, por exemplo, granulometria a laser, criando uma curva em formato S (Fig. 25), que representa a massa acumulada retida na peneira, contra a abertura da malha da peneira),

Os diâmetros característicos, d_{10} , d_{50} e d_{90} , são comumente usados para representar os percentis dos tamanhos de partículas de uma determinada amostra (Fig. 25) e podem ser utilizados em diversos cálculos de caracterização das correntes de densidade e de seus depósitos.

Figura 25. Distribuição granulométrica de uma amostra de grãos de quartzo (areia), obtida por análise em granulômetro a laser, com identificação dos diâmetros característicos (d_{10} , d_{50} e d_{90}).



Fonte: elaboração própria.

3.3.3 Velocidade de queda da partícula (u_q).

A velocidade de queda das partículas (u_q) é definida como a distância por ele percorrida dentro de um fluido qualquer, em um intervalo de tempo. Essa velocidade é função do tamanho mediano (d_{50}) e da massa específica (ρ_s) do grão, além da densidade e viscosidade (ν) do fluido dentro do qual ele está se movendo. O estudo desse parâmetro é muito importante, uma vez que esse valor nos fornece informações sobre a tendência dos grãos se manterem em suspensão pelas correntes de densidade. Isso é, quanto maior a velocidade de queda do grão, mais facilmente ele vai vencer as forças de resistência oferecidas pelo fluido ambiente (forças de arraste e sustentação) e se depositar junto ao leito (ver Fig. 8).

Existem diversas equações que podem ser utilizadas na determinação da velocidade de queda das partículas, sendo a apresentada por Stokes (1851, *apud* van Rijn, 1984 b) (Eq. 17) uma das mais conhecidas. De maneira geral, a equação 16 é válida para o movimento de partículas individuais, esféricas e de granulometria finas ($< 100 \mu\text{m}$), movendo-se a velocidades baixas, onde u_q é a velocidade queda da partícula (m s^{-1}), d_{50} o raio da partícula (m), g a aceleração da gravidade (m s^{-2}), ν o coeficiente de viscosidade cinemática ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) e ρ_s e ρ_f as massas específicas (kg m^{-3}) da partícula e do fluido dentro do qual ela descende, respectivamente.

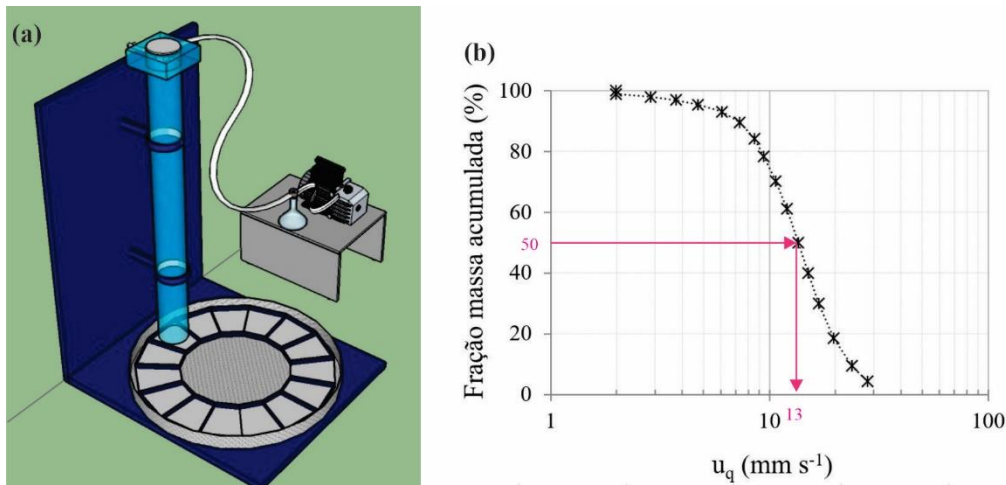
$$u_q = \frac{1}{18} \frac{(\rho_s/\rho_f - 1) g d_{50}^2}{\nu} \quad (17)$$

Ainda, inúmeras equações são encontradas na literatura, como as de Rubey (1933), Yalin (1977) e Dietrich (1982), empregadas para valores específicos de números de Reynolds (Re) ou de formatos de partícula, buscando melhor representar as condições dos escoamentos.

A velocidade de queda (u_q) também pode ser estimada em laboratório, por meio de um siltômetro, ou tudo de Griffith (HAIRSINE E MCTAINSH, 1986) (Fig. 26 a), metodologia utilizada no presente estudo. Esse equipamento permite calcular a velocidade de queda de uma amostra composta por extensa granulometria, através da determinação do tempo necessário para percorrer todo o comprimento do tubo. Como produto, obtêm-se uma curva de valores da fração (%) da amostra acumulada em cada bandeja em relação às velocidades de quedas médias (u_q) (Fig. 26 b). Metade da fração

de sedimentos acumulada nas bandejas corresponde à velocidade de queda média (u_q) das partículas presentes na amostra ensaiada, igual a 13 mm s^{-1} , no caso da figura 26 b.

Figura 26. (a) Siltômetro e (b) Curva da velocidade de queda (u_q) em função da fração de sedimentos acumulada.



Fonte: NECOD - IPH – UFRGS, Porto Alegre / RS.

3.3.3.1 Massa específica do sedimento (ρ_s)

A massa específica de uma partícula é definida como a relação entre a sua massa (kg) contida em uma unidade de volume (m^3), tendo grande relevância no somatório de forças atuantes sobre uma partícula, no início do seu movimento e na sua permanência em suspensão, quando da presença de um escoamento.

Dependendo do sedimento utilizado, o valor de massa específica dos grãos é informado pelo fornecedor do material. Quando não se conhece esse valor, a sua determinação pode ser realizada a partir de técnica laboratorial de picnometria. A tabela 1 apresenta resultados de densidade (d_s) e massa específica (ρ_s), obtidos a partir da aplicação da metodologia de picnometria, para diferentes materiais utilizados em laboratório. Materiais como a melamina e o carvão são amplamente utilizados em escala reduzida, pois, por serem mais leves e apresentarem menor velocidade de queda (u_q), são mais facilmente mantidos em suspensão pelas velocidades de cisalhamento (u^*) aplicadas pelas correntes de densidade experimentais (ver item 3.3.5). Além disso, o emprego de materiais de menor densidade permite alcançar semelhança física do processo de transporte de frações de granulometria menor, sem introduzir efeitos de escala.

Ao se utilizar materiais como o quartzo na modelagem física de transporte de sedimentos, normalmente são empregadas frações de menor tamanho de grão pois,

quando menor o grão, menor o seu peso e, conseqüentemente, a sua velocidade de queda (u_q). No entanto, deve-se levar em consideração que, materiais muito finos, como silte ($3,9 < d_{50} (\mu\text{m}) < 62,5$) e argila ($d_{50} < 3,9 \mu\text{m}$) (WENTWORTH, 1922, *apud* GRAF, 1971) podem apresentar forças de coesão entre partículas, efeito não desejável na reprodução de correntes de densidade.

Tabela 1. Valores de massa específica de diversos materiais, obtidos por técnica de picnometria.

Material	d_s	ρ_s (kg m ⁻³)
Microesfera de vidro (quartzo)	2,55	2544,3
Melamina (plástico)	1,53	1525,8
Carvão	1,45	1447,3

Fonte: autoria própria

3.3.3.2 Grau de seleção, esfericidade e arredondamento

O grau de seleção e a assimetria do sedimento são os parâmetros mais importantes para a determinação da direção de transporte e, conseqüentemente, do depósito gerado.

O grau de seleção dos sedimentos ($\sigma(\Phi)$) representa o desvio padrão dos valores granulométricos em relação ao tamanho mediano dos grãos (d_{50}) (FOLK E WARD, 1957), conforme apresentado no Anexo A do presente estudo. Depósitos compostos por material bem selecionado indicam que os escoamentos que os geraram ocorriam com pouca variação e velocidade. Em relação à esfericidade e arredondamento, partículas de argila, por exemplo, apresentam forma lamelar (menor esfericidade e arredondamento, quando comparadas às partículas de areia), o que influencia na dinâmica do movimento e trajetória de transporte.

3.3.4 Transporte de sedimentos por arraste (*bedload*)

Segundo Bagnold (1973), o transporte por arraste é composto pela movimentação das partículas que estão em contato sucessivo com o leito (rolamento, deslizamento e saltação), e cujos processos são governados por gravidade, enquanto o transporte por suspensão é definido pelo movimento interno dos turbilhões de um escoamento turbulento. O autor ainda afirma que o transporte por suspensão de partículas maiores que areia média seria possível apenas para valores de tensão junto ao leito maiores que doze vezes a tensão limiar de movimento. Conforme o tamanho do grão diminui, maior a facilidade de os grãos serem transportados por suspensão, até reduzir a um certo tamanho

crítico onde a suspensão ocorrerá tão logo os sedimentos do leito iniciam movimento. Já Einstein (1950) define transporte por arraste como uma fina camada de sedimentos com espessura duas vezes maior que o diâmetro dos grãos presentes, e considera que a saltação dos grãos faz parte do transporte por suspensão.

Em termos práticos, o transporte por arraste é o que ocorre na região mais próxima ao leito e que está mais disponível para depositar, por ser composto de material sedimentar com maiores frações granulométricas. Nas correntes de turbidez, por exemplo, esse tipo de transporte está contido na região abaixo das velocidades máximas, zona marcada por forte estratificação de densidade e na qual se encontram as maiores tensões de cisalhamento do escoamento. A porção mais fina do material sedimentar das correntes de turbidez, em geral, é transportada em suspensão na região superior do escoamento, apresentando habilidade de viajar por longas distâncias. O material transportado em suspensão está associado a zonas distais (Fig. 6) de depósitos sedimentares e às camadas superiores do modelo da sequência de Bouma (Fig. 7).

A quantificação do transporte de sedimentos por arraste pode ser feita a partir de análise dimensional, com a identificação dos parâmetros relevantes, que controlam o fenômeno. Einstein (1950) identificou que, para escoamentos a superfície livre, a taxa volumétrica de transporte de sedimentos, por unidade de área (q_b) pode ser adimensionalizada (q^*), e que depende de oito parâmetros: massa específica do escoamento junto ao fundo (ρ_b) e do sedimento (ρ_s), aceleração gravitacional (g), espessura do escoamento (H), declividade (I), diâmetro característico (geralmente, d_{50}), e a velocidade de cisalhamento (u^*), conforme a equação 18.

$$q^* = \frac{q_b}{d_{50} \sqrt{\frac{\rho_s - \rho_b}{\rho_b} g d_{50}}} \quad (18)$$

Estimativas do transporte por arraste, em rios e em canais à superfície livre, têm sido extensivamente estudadas por diversos pesquisadores (Quadro 1).

Segundo Sequeiros *et al.* (2010 a), existem duas dessas equações que também podem ser utilizadas para calcular o transporte por arraste em correntes de densidade, *mutatis mutandis*, que são as de Meyer-Peter e Müller (1948) e Ashida e Michiue (1972), apresentadas no quadro 1.

Quadro 1. Equações mais usuais para o cálculo da taxa de transporte de sedimentos por arraste (q^*) por escoamentos turbulentos.

Autores	Taxa de transporte
Meyer-Peter e Müller (1948)	$8(\tau^* - \tau_c^*)^{1,5}$, onde $\tau_c^* = 0,047$
Einstein (1950)	$12f(\tau^* - \tau_c^*)^{3/2}$
Bagnold (1973)	$\frac{V}{\mu\sqrt{Rgd}}(\tau^* - \tau_c^*)$
Ashida e Michiue (1972)	$17(\tau^* - \tau_c^*)(\sqrt{\tau^*} - \sqrt{\tau_c^*})$, onde $\tau_c^* = 0,053$
Engelund e Fredsøe (1976)	$18,74(\tau^* - \tau_c^*)(\sqrt{\tau^*} - 0,7\sqrt{\tau_c^*})$
Wong e Parker (2006)	$3,97(\tau^* - \tau_c^*)^{3/2}$

Fonte: Lajeunesse *et al.* (2010).

Salienta-se que, embora o transporte de sedimentos por arraste por si só não seja capaz de conduzir uma corrente de densidade de turbidez, ele pode influenciar na natureza dos depósitos gerados por tais correntes, ao controlar a chegada dos sedimentos em suspensão ao leito móvel, até ocorrer sua deposição (SEQUEIROS *ET AL.*, 2010a). Observações realizadas diretamente no cânion Monterey (PAULL *ET AL.*, 2018) registraram correntes de turbidez com velocidades frontais de $7,2 \text{ m s}^{-1}$, capazes de carregar objetos de 800 kg a velocidades maiores de 4 m s^{-1} . Esses eventos poderosos são atribuídos à capacidade de transporte por arraste dessas correntes, a partir de densas camadas junto ao leito, de 2 m de espessura, que são eficazes em remobilizar o assoalho oceânico e são sobrepostas por uma camada diluída onde predomina o transporte por suspensão com até 15 m de espessura.

Ainda, em correntes de densidade cuja força motriz não provém da presença de sedimentos, como as correntes salinas, caso haja transporte de sedimentos, o mesmo ocorre majoritariamente por arraste.

3.3.5 Transporte de Sedimentos por Suspensão

O transporte de sedimentos por suspensão ocorre quando os valores de excesso de tensões de cisalhamento são elevados o suficiente ($\tau - \tau_{\text{crf}}$), e o transporte de sedimentos não se limita apenas à região junto ao fundo (*bedload*). Uma vez estabelecido, o transporte em suspensão carrega volumes normalmente maiores do que àqueles transportados junto ao leito, já que os sedimentos em suspensão se movem a velocidades similares ao escoamento (RAUDKIVI, 1990).

A suspensão de partículas dentro do escoamento turbulento pode ser relacionada a pequenas explosões de turbulência dentro do escoamento (*bursts*) e a flutuações de pressão que agem sobre o leito. Essas explosões também levam à formação de vórtices, dentro dos quais os grãos são aprisionados e colocados em suspensão (RODI, 2017).

O grão é mantido em suspensão, em função da relação entre a sua velocidade de queda (u_q) e a componente vertical da turbulência (v^*). Bagnold (1966) mostrou experimentalmente que os valores de v^* são da mesma ordem que os valores de velocidade crítica de cisalhamento junto ao fundo ($v^* \approx 0,8u_{*cr}$), e que a suspensão ocorre para valores de u_{*cr}/u_q maiores que a unidade. Bagnold (1966) acrescentou ao diagrama de Shields (1936), já apresentado na figura 11, uma curva adicional (ver figura 149 do capítulo 8), que estabelece a início do transporte de sedimentos por suspensão, definida como $\theta=0,4 u_q^2/gd_{50}$.

Já van Rijn (1984 b) determinou experimentalmente as condições críticas de escoamentos fluviais, nas quais a componente vertical de turbulência é capaz de movimentar grãos, propondo que o início da suspensão seja representado pelas equações 19 e 20, onde d_{50}^* é o diâmetro adimensionalizado do grão (Eq. 42), u_{*cr} é a velocidade de cisalhamento crítica e u_q é a velocidade de queda do grão.

$$\frac{u_{*cr}}{u_q} = \frac{4}{d_{50}^*}, \text{ para } 1 < d_{50}^* \leq 10 \quad (19)$$

$$\frac{u_{*cr}}{u_q} = 0,4, \text{ para } d_{50}^* > 10 \quad (20)$$

Essas equações foram desenvolvidas para escoamentos à superfície livre e serão utilizadas no cálculo da velocidade de cisalhamento crítica (u_{*cr}) das correntes de densidade do presente estudo, uma vez que essa abordagem não existe para esse tipo de escoamento. Os valores de u_{*cr} calculados serão comparados com os valores de velocidade de cisalhamento (u^*) registrados apenas para fins de checagem e comparação. Isso é, os valores de u_{*cr} deverão ser menores que u^* , uma vez que as correntes de densidade do presente estudo foram capazes de transportar sedimentos. Não obstante, salienta-se a importância de estudos que desenvolvam metodologia específica, capaz de medir a velocidade crítica de cisalhamento a partir de correntes de densidade.

3.4 SEMELHANÇA DINÂMICA

A modelagem física é uma ferramenta de estudo que procura reproduzir em laboratório fenômenos que ocorrem na natureza. Para tanto, o modelo deve satisfazer relações que assegurem sua semelhança com o protótipo (MOTTA, 1972), relacionadas à geometria, cinemática e a dinâmica do fenômeno.

Devido a sua magnitude, as correntes de densidade são, frequentemente, estudadas em escala reduzida, utilizando-se a teoria da semelhança referida acima. A fim de garantir a semelhança desse fenômeno em termos de processos turbulentos e transporte de sedimentos, números adimensionais são usualmente utilizados, como o número de Froude densimétrico (Fr_d) número de Reynolds (Re), número de Shields (τ^*) e número de Reynolds da partícula (Re^*) (MIDDLETON, 1966b; PARKER *ET AL*, 1987), os quais serão apresentados nessa seção.

3.4.1 Número de Froude (Fr) e Número de Froude densimétrico (Fr_d)

O número de Froude (Fr) pode ser entendido como uma relação entre as forças de inércia e gravitacionais do escoamento, definindo o mesmo em subcrítico ($Fr < 1$), crítico ($Fr = 1$) e, supercrítico ($Fr > 1$).

Para escoamentos fluviais (Eq. 21), essa equação relaciona a velocidade média do escoamento (U_F , $m\ s^{-1}$) com a raiz da aceleração gravitacional (g , $m\ s^{-2}$) e a espessura média do escoamento (H_F , m).

$$Fr = \frac{U_F}{\sqrt{gH_F}} \quad (21)$$

No caso das correntes de densidade, a influência do fluido ambiente (no caso água) na componente da aceleração da gravidade não pode ser desprezado como nos escoamentos fluviais (no caso, ar). Assim, a diferença de massa específica da corrente (ρ , $kg\ m^{-3}$) e da água ($\rho_{\text{água}}$, $kg\ m^{-3}$) atua reduzindo a aceleração da gravidade, através da variável chamada aceleração reduzida da gravidade (g' – eq 22). Assim, o número adimensional é definido como o Número de Froude densimétrico (Fr_d), conforme a equação 23, onde U é a velocidade média da corrente de densidade ($m\ s^{-1}$) e H a espessura média da corrente de densidade.

$$g' = \left(\frac{\rho - \rho_{\text{água}}}{\rho_{\text{água}}} \right) \quad (22)$$

$$Fr_d = \frac{U}{\sqrt{g'H}} \quad (23)$$

3.4.2 Número de Richardson global (Ri) e gradiente ou local (Ri_{grad})

O número de Richardson é um parâmetro adimensional muito utilizado na descrição de processos de mistura turbulenta em escoamentos, tanto em escala global (Ri), quanto de forma gradiente (Ri_{grad}).

O número de Richardson gradiente (Eq. 24) (Ri_{grad}) avalia valores locais de estratificação e estabilidade do escoamento, que atuam na inibição da transferência turbulenta de quantidade de movimento e massa, sendo seu cálculo realizado em relação a gradientes de densidade locais (TURNER, 1973; KNELLER E BUCKEE, 2000). Segundo Turner (1973), estratificações estáveis são aquelas nas quais a densidade total decresce na direção ascendente e, para que tal condição ocorra, os valores de Ri_{grad} devem ser localmente maiores do que 0,25. Dessa forma, a estratificação é suficientemente forte para inibir de forma significativa a produção turbulenta e, conseqüentemente, ocorrência de mistura ao longo da vertical.

$$Ri_{grad} = \frac{g}{\rho_o} \frac{\partial \rho / \partial z}{(\partial u / \partial z)^2} \quad (24)$$

Onde ρ_o é uma massa específica de referência (geralmente igual à do fluido ambiente), $\partial u / \partial z$ é a derivada parcial da velocidade do escoamento em relação a sua elevação e, $\partial \rho / \partial z$ a derivada parcial da massa específica, também relativa a sua elevação dentro do escoamento.

O número de Richardson global (Ri) relaciona as mesmas forças apresentadas no número de Richardson de gradiente, no entanto, referindo-se à escala global da energia produzida pela turbulência, desde a interface superior até a região inferior do escoamento (Eq. 25). Esse número adimensional é uma relação entre as forças de empuxo e de inércia, sendo sua relação igual ao inverso do quadrado do número de Froude (densimétrico para correntes de densidade), onde g' é a aceleração da gravidade

reduzida (m s^{-2}) e H e U são a espessura (m) e a velocidade (m s^{-1}) médias do escoamento, respectivamente.

$$Ri = \frac{1}{Fr_d^2} = \frac{g'H}{U^2} \quad (25)$$

3.4.3 Tensões turbulentas de Reynolds (τ_{Rd}) e intensidade turbulenta (u_{rms})

Conforme se movimenta junto ao leito, o escoamento exerce forças de arrasto sobre essa superfície, que acabam por desacelerar o fluido em contato com o leito, até uma determinada distância vertical (definindo a espessura da camada limite). As forças de arraste (ou tensões de cisalhamento) exercidas sobre o leito são transmitidas por turbilhões e, por isso, estão diretamente relacionadas à elevada intensidade turbulenta característica da camada limite (RODI, 2017).

No plano vertical, as tensões de cisalhamento de Reynolds (τ_{Re}) são definidas pela equação 26, onde \bar{u}' é a componente turbulenta na direção do escoamento, e, \bar{v}' , a componente turbulenta na vertical (responsável por manter as partículas em suspensão), ρ é a massa específica do escoamento no ponto avaliado, e \bar{U} e \bar{V} são as médias locais de velocidade correspondentes à u' e v' , respectivamente.

$$\tau_{Rd} = -\rho \overline{u'v'} = -\rho \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (u_i - \bar{U})(v_i - \bar{V}) \quad (26)$$

A intensidade turbulenta (u_{rms}), definida apenas com a componente da turbulência na direção do escoamento (\bar{u}'), é mais um parâmetro utilizado na caracterização dos processos turbulentos de escoamentos, principalmente quando não se tem acessos aos valores da componente vertical. Assim como já apresentado por Manica (2009) e Puhl (2012), os dados da análise temporal da velocidade podem ser utilizados na aproximação dos valores de u_{rms} , através do cálculo da raiz média quadrada da velocidade (*root mean square*), como definido na equação 27, onde \bar{U} (m s^{-1}) é velocidade média local correspondente a velocidade instantânea do escoamento (u' , m s^{-1}).

$$u_{rms} = \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (u_i - \bar{U})^2 \right]^{1/2} \quad (27)$$

3.4.4 Número de Reynolds (Re)

Esse número adimensional relaciona as forças de inércia e as forças viscosas do escoamento e o classifica em laminar ou turbulento (Eq. 28). No escoamento laminar, o escoamento se move de forma relativamente ordenada, como se fossem lâminas sobrepostas. Diferentemente, no escoamento turbulento, o escoamento se move em trajetórias irregulares, ocorrendo intensa variação de velocidade nas três dimensões do escoamento, o que provoca mistura e transferência de quantidade de movimento de uma parte a outra do fluido. O número de Reynolds (1895) é equacionado pela relação abaixo (Eq. 28), onde U é a velocidade média do escoamento (m s^{-1}), H é a espessura média do escoamento (m) e ν é a viscosidade cinemática do líquido ou mistura ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$).

$$Re = \frac{UH}{\nu} \quad (28)$$

A viscosidade cinemática das correntes salinas foi considerada similar à da água (ν , $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$). Essa, por sua vez, é função da temperatura da água (T , $^{\circ}\text{C}$), e pode ser definida pela equação deduzida de Poiseuille, e apresentada na equação 29.

$$\nu = \frac{1,78 \times 10^{-6}}{1 + 0,0337T + 0,000221T^2} \quad (29)$$

A viscosidade cinemática das correntes de turbidez foi calculada conforme Manica (2009), que relacionou o coeficiente da viscosidade dinâmico (μ , Pa s) com a concentração volumétrica (C_{vol} , %) de misturas não-coesivas (Eq. 30), onde (μ_0 , Pa s) é o coeficiente de viscosidade dinâmico da água.

$$\frac{\mu}{\mu_0} = 1 + 0,0224C_{vol} \quad (30)$$

Para fins experimentais com correntes de turbidez, deseja-se a reprodução no laboratório de escoamentos turbulentos, uma vez que a turbulência é o mecanismo principal de sustentação dos grãos presentes na corrente (MIDDLETON E HAMPTON, 1973). Assim, a obtenção de altos valores de Re irá garantir a reprodução dessa escala adimensional.

3.4.5 Tensão de cisalhamento junto ao fundo (τ_b) e velocidade de cisalhamento (u_*)

A tensão de cisalhamento provocada pelo escoamento junto ao fundo (τ_b) é um dos parâmetros que auxilia o entendimento sobre o início de movimento dos grãos, sendo relevante no estudo da deformação de leitos móveis e geração das formas de fundo (RAUDKIVI, 1990). Associado a essa tensão está a velocidade de cisalhamento (u_*), que representa uma medida de intensidade das flutuações turbulentas (GRAFF, 1971). Sendo assim, para se obter o valor da tensão de cisalhamento provocada no leito (τ_b) pelo escoamento, primeiro é necessário calcular as velocidades de cisalhamento junto ao fundo (u_*), por meio da distribuição das velocidades na região entre o leito e as velocidades máximas do perfil vertical. Essa região do escoamento também é definida como camada limite do escoamento, e sua distribuição pode ser ajustada à lei logarítmica da parede (*law of the wall*), como apresentado em Raudkivi (1990), por meio da equação 31.

$$\frac{u(z)}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (31)$$

Onde $u(z)$ é a velocidade média da corrente na direção do escoamento (m s^{-1}), z é a cota vertical de elevação (m), z_0 é a cota onde as velocidades são nulas (ou, ainda, um parâmetro em função da rugosidade do leito móvel - m), u_* é a velocidade de cisalhamento (m s^{-1}) e κ é a constante de von Kàrman (considerada como 0,41).

Rearranjando a equação 31, obtém-se a equação 32 abaixo, referente à reta ajustada na distribuição das velocidades (u , m s^{-1}) registradas junto ao fundo do escoamento. Conhecendo-se, então, a inclinação dessa reta, que é equivalente à u_*/κ , obtém-se a velocidade de cisalhamento (u_* , m s^{-1}).

$$u = \frac{u_*}{\kappa} \ln(z) - \frac{u_*}{\kappa} \ln(z_0) \quad (32)$$

Lançando-se mão do valor da massa específica da corrente de densidade junto ao leito (ρ_b , kg m^{-3}), calcula-se, então, a tensão de cisalhamento junto ao leito (τ_b , N m^{-2}), conforme a equação 33.

$$\tau_b = u_*^2 \rho_b \quad (33)$$

Os valores de tensão de cisalhamento têm destaque no estudo da capacidade do escoamento em transportar, erodir e depositar sedimentos, estando diretamente relacionados à geração de formas de fundo.

Em condições de leito plano, a tensão de cisalhamento sobre o leito (τ_b) corresponde apenas à componente de tensão de superfície (*skin friction*, τ_{bs}), função da rugosidade do leito, proporcionada pelos grãos ali presentes. Na presença de formas de fundo como ondulações e dunas, fica mais evidente a ocorrência do descolamento do escoamento junto à crista e ao longo da região jusante da forma, indicando a presença substancial de uma força de arraste (*drag force*). Assim, quando da presença de formas de fundo sobre o leito, além da tensão de superfície (τ_{bs}), existe também uma tensão devida ao arraste de forma (τ_{bf}).

Dessa forma, ao calcular-se a velocidade de cisalhamento (u_*) é necessário assegurar-se que ela representa, de fato, a tensão de cisalhamento total (τ_b), e não apenas a componente da tensão de superfície. Para tanto, a região do perfil de velocidade a ser considerada na análise deve ser escolhida de forma a estar dentro de um intervalo acima do topo das formas de fundo e abaixo do ponto de velocidade máxima ou de pico do escoamento $z = z_p$. Nos casos da ocorrência de formas de fundo, a tensão de cisalhamento apresentada na equação 33 passa então a considerar uma componente derivada da forma (τ_{bf}) e outra da superfície (τ_{bs}), como apresentado na equação 34.

$$\tau_b = \tau_{bs} + \tau_{bf} \quad (34)$$

Assim como a tensão de cisalhamento é particionada, as velocidades de cisalhamento (u_*) e os coeficientes de arrasto (C_D) têm suas parcelas associadas à superfície do leito (u_{*s} e C_{Ds}) e à forma das formas de fundo (u_{*f} e C_{fs}), conforme equações 35 e 36 (GARCIA E PARKER, 1993).

$$\frac{\tau_{bs}}{\rho} = u_{*s}^2 = C_{Ds} U^2 \quad (35)$$

$$\frac{\tau_{bf}}{\rho} = u_{*f}^2 = C_{Df} U^2 \quad (36)$$

O coeficiente de arrasto do leito associado à superfície (*skin friction* - C_{Ds}) pode ser definido pela equação 37 por meio de iteração, sabendo que C_f é um coeficiente de arrasto de Nelson e Smith (1989) (igual a 0,21), κ é o coeficiente de von Kàrman (igual a 0,41), η (cm) e λ (cm) a altura e comprimento das formas de fundo, U a velocidade média do escoamento ($m\ s^{-1}$) e C_D é o coeficiente de arrasto, conforme equação 38.

$$C_{Ds} = 1 + \frac{1}{2} C_f \frac{\eta}{\lambda} \kappa^{-2} \left[\ln \left(9 C_D^{0,5} U \frac{\eta}{\nu} \right) - 1 \right]^2 C_{Ds} \quad (37)$$

$$C_D = \left(\frac{u_*}{U} \right)^2 \quad (38)$$

Após calcular-se iterativamente os valores de C_{Ds} com a equação 37 pode-se calcular as parcelas de tensão e velocidade de cisalhamentos com as equações 34, 35 e 36, já apresentadas.

3.4.6 Número de Reynolds do grão (Re_*) e da partícula (Re_p)

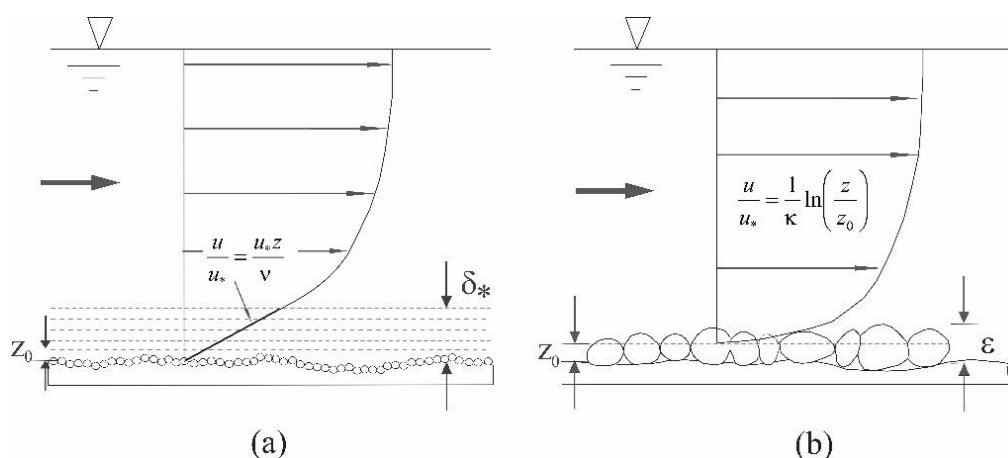
O número de Reynolds do grão descreve a taxa entre as forças viscosas e cinéticas aplicadas às partículas presentes no leito móvel e, pode ser estudada pela relação entre o tamanho dos grãos presentes no leito e a espessura da camada limite do escoamento (JULIEN, 2010). Esse parâmetro é definido como uma escala de Reynolds com significância para suspensão de partículas, próximo ao leito e descreve a rugosidade da superfície do leito, como apresentado na equação 39, onde u_* é a velocidade de cisalhamento junto ao fundo ($cm\ s^{-1}$), d_{50} é o tamanho mediano dos grãos que compõem o leito (m) e ν é a viscosidade cinemática do escoamento ($m^2\ s$).

$$Re_* = \frac{u_* d_{50}}{\nu} \quad (39)$$

Em outras palavras, o número de Re_* relaciona a espessura da subcamada viscosa (δ_*) e a altura do elemento rugoso (ϵ) junto ao fundo (função do tamanho do grão e de uma eventual forma de fundo), como pode ser observado na figura 27. Sendo assim, dependendo da rugosidade do leito e da sua influência sobre o perfil de velocidades, esse parâmetro determina se o escoamento da camada limite é turbulento liso e dominado por forças viscosas, turbulento de transição ou turbulento rugoso e dominado por forças turbulentas.

Segundo Julien (2010), quando a subcamada viscosa (δ_*), cobre parcialmente as partículas presentes no leito, os grãos ali presentes terão seu movimento restringido. Isso é, as asperezas do leito terão sido abafadas pelos efeitos viscosos presentes nessa subcamada e as partículas ali presentes terão dificuldade de interagir com as estruturas turbulentas do escoamento, estando suscetíveis a permanecerem ali depositadas. Esse escoamento é definido como turbulento hidraulicamente liso para valores de Re_* menores que cinco. Nessas condições, a distribuição de velocidades segue um perfil linear (Fig. 27 a), como já apresentado na equação 32.

Figura 27. Escoamentos turbulentos hidraulicamente (a) liso e (b) rugoso.



Fonte: adaptado e traduzido de Julien (2010).

No regime de escoamento turbulento de transição ($4 < Re_* < 70$), existe interação entre os redemoinhos turbulentos e o leito, mas as forças viscosas ainda têm um papel importante. À medida que a velocidade do escoamento aumenta, a espessura da subcamada viscosa (δ_*) diminui, dando lugar ao regime de escoamento turbulento hidraulicamente rugoso ($Re_* > 70$), no qual as asperezas dos grãos (ϵ) presentes no leito afloram à subcamada viscosa (Fig. 27 b), alcançando o núcleo turbulento e gerando ainda mais turbulência. O perfil de velocidades nessa região se estabelece seguindo uma tendência vertical de distribuição logarítmica.

Outro número adimensional utilizado para representar essa região do escoamento é o Reynolds da partícula (Re_p) (Eq. 40). Enquanto Re_* é uma adimensionalização da velocidade de cisalhamento u_* , que considera uma interação local entre escoamento e leito, o Re_p traz consigo informações da partícula (massa específica - ρ_s - e diâmetro mediano - d_{50}) e da água ($\rho_{\text{água}}$), por meio da gravidade específica do grão submerso (R) (Eq. 41) (GARCIA E PARKER, 1993).

$$Re_p = \frac{d_{50}\sqrt{gRd_{50}}}{\nu} \quad (40)$$

Onde d_{50} é o diâmetro mediano das partículas, g a aceleração da gravidade ($m\ s^{-2}$), ν a viscosidade cinemática ($m^2\ s^{-1}$).

$$R = \frac{\rho_s - \rho_{\text{água}}}{\rho_{\text{água}}} \quad (41)$$

3.4.7 Diâmetro mediano dos grãos adimensionalizado (d_{50}^*)

O tamanho mediano dos grãos pode ser adimensionalizado, conforme equação 41 de Van Rijn (1984a), onde R é a gravidade específica do grão submerso, g a aceleração da gravidade ($m\ s^{-2}$) ν é a viscosidade cinemática ($m^2\ s^{-1}$). A utilização desse parâmetro facilita a comparação de estudos realizados com diferentes tipos de sedimento.

$$d_{50}^* = \left[\frac{gR}{\nu^2} \right]^{1/3} d_{50} \quad (42)$$

3.4.8 Número de Shields ou tensão de cisalhamento adimensional (τ^*)

Shields (1936) conclui que os dois parâmetros mais importantes no controle dos limites de movimentação dos grãos são o número de Reynolds da partícula (já apresentado), e a tensão de cisalhamento adimensional (τ^*), definida na equação 42, e onde g é a aceleração da gravidade ($m\ s^{-2}$), d_{50} é o diâmetro mediano dos grãos e ρ_s e $\rho_{\text{água}}$ são a massa específica do sedimento e da água ($kg\ m^{-3}$), respectivamente.

$$\tau^* = \frac{\tau}{g(\rho_s - \rho_{\text{água}})d_{50}} \quad (43)$$

Lançando-se mão de informações sobre os sedimentos, como os valores de d_{50} e de Re^* , é possível, a partir do diagrama de Shields (apresentado no item 3.2.1), encontrar o ponto aproximado de ocorrência do fenômeno, no qual os sedimentos estarão ou não em movimento. Além disso, o ponto plotado fornecerá um valor aproximado de outras informações, como a velocidade de cisalhamento (u^*) e o parâmetro adimensional de

Shields (τ^*) que, por meio da equação 38, permite o cálculo do valor da tensão de cisalhamento (τ) aplicada pelo escoamento.

Atualmente, diversas equações estão disponíveis para facilitar o processo de utilização do diagrama de Shields e obter as informações citadas anteriormente. Uma das mais conhecidas é a relação criada por Brownlie (1981), apresentada nas equações 44 e 45.

$$\tau_{cr}^* = 0.22Y + 0.06 \times 10^{(-7.7Y)} \quad (44)$$

Onde,

$$Y = \left(\sqrt{\frac{\rho_s - \rho_{\text{água}}}{\rho_{\text{água}}} Re_*} \right)^{-0,6} \quad (45)$$

Existem, ainda, autores que definem diferentes equações para intervalos distintos de diâmetro mediano adimensional (d_{50}^*) e número de Reynolds do grão (Re_*), com o intuito de definir o limiar de movimentação dos grãos (Quadro 2).

Quadro 2. Equações desenvolvidas para a curva de Shields.

	Equação
Bonnefille (1963)	$\tau_{cr} = 0,118d_{50}^{*-0,468}$, $d_{50}^* < 2,33$ $\tau_{cr} = 0,137d_{50}^{*-0,648}$, $2,33 < d_{50}^* < 9,15$ $\tau_{cr} = 0,063d_{50}^{*-0,298}$, $9,15 < d_{50}^* < 15,28$ $\tau_{cr} = 0,9d_{50}^{*0,424}$, $15,28 < d_{50}^* < 58,3$
Soulsby e Whitehouse (1997)	$\tau_{cr} = \frac{0,30}{1 + 1,2d_{50}^*} + 0,055(1 - e^{-0,020d_{50}^*})$
Paphitis (2001)	$\tau_{cr} = \frac{0,273}{1 + 1,2d_{50}^*} + 0,046(1 - 0,576e^{-0,02d_{50}^*})$
Cao <i>et al.</i> (2006)	$\tau_{cr} = 0,1414R_*^{0,2306}$, $R_* < \approx 6,61$ $\tau_{cr} = \frac{[1+(0,0223R_*)^{2,8358}]^{0,3542}}{3,0946R_*^{0,6769}}$, $6,61 \leq R_* \leq 282,84$ $\tau_{cr} = 0,045$, $R_* > \approx 282,841$

Fonte: Beheshti e Ataie-Ashtiani (2008).

3.4.9 Carreamento (*Entrainment*) da água ambiente (e_w) e de sedimentos (E_s)

Assim como o transporte e a deposição dos sedimentos e demais parâmetros apresentados, o estudo da incorporação da água ambiente pela corrente, assim como das trocas de sedimento entre corrente e leito, são essenciais no entendimento da modificação do leito e comparação entre as formas geradas por correntes salinas e de turbidez.

O coeficiente de incorporação, ou de carreamento, da água ambiente para dentro da corrente (e_w) pode ser calculado a partir da Equação da Conservação da Fase Líquida (Eq. 46), integrada na vertical, onde U ($m\ s^{-1}$) e H (m) são os valores médios de velocidade e espessura da corrente, respectivamente.

$$\frac{d UH}{dx} = e_w U \quad (46)$$

Segundo Parsons e Garcia (1998), o carreamento de água ambiente através da cabeça das correntes de densidade é dependente do número de Reynolds, baseado na raiz cúbica do fluxo de empuxo ($g'q$) para dentro da cabeça (onde g' é a gravidade reduzida – Eq. 22 - e q é a taxa de mistura por unidade de comprimento).

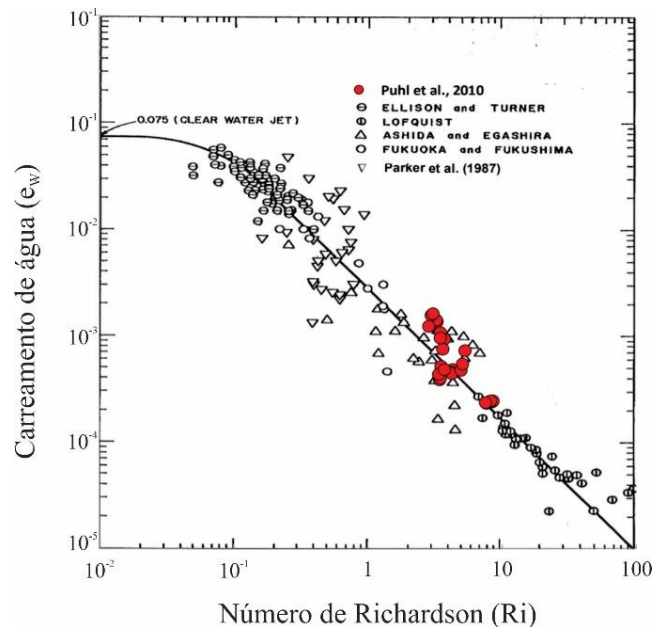
Ao longo do corpo das correntes de densidade, Ellison e Turner (1959) mostraram que o carreamento é definido como função do número de Richard global (Ri). Quanto maior o seu valor, menor é a ocorrência de mistura na interface entre a corrente e a água ambiente. Sendo assim, as correntes de densidade subcríticas tendem a ter menos mistura de água ambiente (carreamento) através de sua interface do que correntes de densidade supercríticas.

Parker *et al.* (1987) encontraram, de forma empírica, uma tendência nos dados (Fig. 28), que levou à aproximação de um coeficiente de incorporação, ou de carreamento, da água ambiente para dentro da corrente (e_w) (Eq. 47), em função do Richardson global (Ri).

Ainda, em seu estudo experimental com correntes de turbidez, Puhl (2012) relacionou valores de e_w para uma faixa de número de Richardson (Ri) entre 2,8 e 8,5, os quais se seguiram uma tendência muito próxima à apresentada por Parker *et al.* (1987).

$$e_w = \frac{0,075}{(1 + 718Ri^{2,4})^{0,5}} \quad (47)$$

Figura 28. Relação entre carreamento de água pela corrente (e_w) e número de Richardson global (Ri), realizada por Parker *et al.* (1987), a partir de seus próprios dados e de outros autores.



Fonte: Puhl (2010), traduzido de Parker *et al.* (1987).

Além da transferência da água ambiente para dentro da corrente (e_w), região superior do escoamento, existe, também, a possibilidade da ocorrência de carreamento do material presente no leito móvel para dentro do escoamento (E_s).

Parker *et al.* (1987) propuseram uma classificação do escoamento em relação a sua capacidade de erosão e aceleração, em função da variação da velocidade média (U) e da descarga sólida por unidade de largura (Ψ) ao longo do canal (dU/dx e $d\Psi/dx$, respectivamente). A descarga sólida é calculada a partir da equação 48, onde U ($m\ s^{-1}$), H (m) e C_v , (-) são os valores médios velocidade, espessura e concentração do escoamento.

$$\Psi = UHC \quad (48)$$

Em uma corrente de densidade conservativa, em condições normais de equilíbrio, a velocidade média U e a taxa de transporte de sedimentos Ψ , permanecem constantes espacialmente (dU/dx e $d\Psi/dx$ nulos). Do contrário, o escoamento estará livre para alterar esses valores, em função dos processos de erosão ($d\Psi/dx > 0$) e de deposição ($d\Psi/dx < 0$), como apresentado no quadro 3.

Quadro 3. Desenvolvimento espacial de correntes de turbidez.

Varição de U pela distância x	Varição de Ψ pela distância x	Escoamento
$dU/dx < 0$	$d\Psi/dx < 0$	desacelerando e depositando
$dU/dx > 0$	$d\Psi/dx < 0$	acelerando e depositando
$dU/dx < 0$	$d\Psi/dx > 0$	desacelerando e erodindo
$dU/dx > 0$	$d\Psi/dx > 0$	acelerando e erodindo

Fonte: Parker *et al.* (1987).

Naturalmente, quando a corrente de densidade é considerada erosiva ($d\Psi/dx > 0$) ocorrerão processos de carreamento (E_s), onde o material presente no leito móvel é mobilizado para dentro do escoamento. O carreamento pode ser calculado a partir da Equação da Conservação da Fase Sólida (Eq. 49), onde C_v (-), H (m), U ($m\ s^{-1}$) são os valores médios de concentração, espessura e velocidade, c_b (-) a concentração do escoamento na altura de 5% de H , e u_q ($m\ s^{-1}$) é a velocidade de queda da partícula.

$$\frac{d UC_v H}{dx} = u_q (E_s - c_b) \quad (49)$$

Os processos de carreamento têm sido amplamente estudados em escoamentos à superfície livre. Einstein (1950), Engelund e Fredsøe (1976), Ikeda e Asaeda (1983), e Akiyama e Fukushima (1986), sugeriram a existência de uma forte correlação do carreamento de sedimentos (E_s) com a velocidade de cisalhamento (u_*), a velocidade de queda do grão (u_q) e o número de Reynolds do grão (Re_*), definindo um parâmetro denominado Z , como apresentado na equação 50.

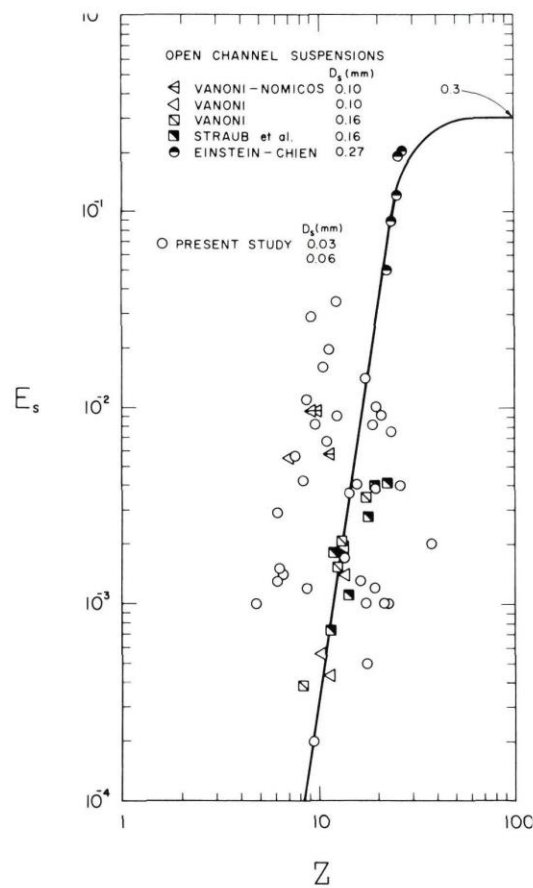
$$Z = \frac{u_*}{u_q} Re_*^{0,75} \quad (50)$$

Utilizando-se seus dados experimentais com correntes de densidade, e os dados de Akiyama e Fukushima (1986), obtidos a partir de escoamentos à superfície livre, Parker *et al.* (1987) ajustou uma relação entre o parâmetro Z e o carreamento de sedimentos (E_s) – que representa um coeficiente de erosão, como apresentado na equação 51 e na figura 29.

$$E_s = \frac{3 \times 10^{-11} Z^7}{1 + 1 \times 10^{-11} Z^7} \quad (51)$$

Parker *et al.* (1987) notaram que os dados obtidos para correntes de turbidez não seguem a linha de tendência de forma tão adequada quanto os resultados obtidos para escoamentos à superfície livre. No entanto, o autor defende a utilização da equação 51, já apresentada, para se obter informações sobre a tendência geral dos dados provindo das correntes de turbidez.

Figura 29. Dados de coeficiente de carreamento de sedimentos (E_s) como função do coeficiente Z , sendo a linha aproximada correspondente à equação 51.



Fonte: Parker *et al.* (1987).

Parker (1982) avaliou valores de concentração (c) a distâncias próximas ao fundo, obtendo a aproximação dos seus dados a um fator definido como r_0 , definido na equação 52, onde u_* é a velocidade de cisalhamento, u_q é a velocidade de queda do sedimento e c_b a concentração a, aproximadamente, 5% da altura do escoamento.

$$r_0 = \frac{c}{c_b} = 1 + 31,5 \left(\frac{u_*}{u_q} \right)^{-1,46} \quad (52)$$

Posteriormente, Garcia (1989) encontrou valores próximos aos previstos pela a equação 52, a partir de dados obtidos de três conjuntos de experimentos com correntes de turbidez, para intervalos de $5 < u_* / u_q < 50$. Apesar de os valores de r_0 terem desenvolvido uma certa variação, conforme a equação 52, eles se aproximaram a um valor constante de, aproximadamente, 1,6.

3.5 CONSIDERAÇÕES

Conforme apresentado ao longo da revisão bibliográfica, foi possível conhecer os parâmetros necessários na caracterização hidráulica e de transporte de sedimentos das correntes de densidade. Percebeu-se que, em geral, esses parâmetros são derivados de escoamentos à superfície livre, fluxos que vêm sendo extensivamente estudados desde os primórdios da humanidade e da engenharia hidráulica.

Nas últimas décadas, diversos estudos vêm buscando aplicar esses parâmetros em correntes de densidade, seja diretamente (como número de Reynolds – Re - e Reynolds do grão - Re_* , p.e.), ou por meio de adaptações e ajustes de coeficientes (E_s e r_0 , p.e.) e consideração da diferença de densidade ($\Delta\rho/\rho$) entre meios (como o número de Froude densimétrico - Fr_d).

Os parâmetros até aqui apresentados serão utilizados na caracterização dos fenômenos de geração e desenvolvimento das correntes de densidade salinas e de turbidez, assim como das formas de fundo por elas geradas, baseado nos conhecimentos obtidos ao longo da revisão bibliográfica e a partir dos resultados dos experimentos exploratórios (a serem apresentados no capítulo 5).

Entende-se que, alguns parâmetros ainda necessitam de avaliação e discussão sobre sua aplicabilidade nas correntes de densidade, o que será realizado ao longo dos resultados (capítulos 6 e 7), também de forma comparativa entre correntes salinas e de turbidez (capítulo 8).

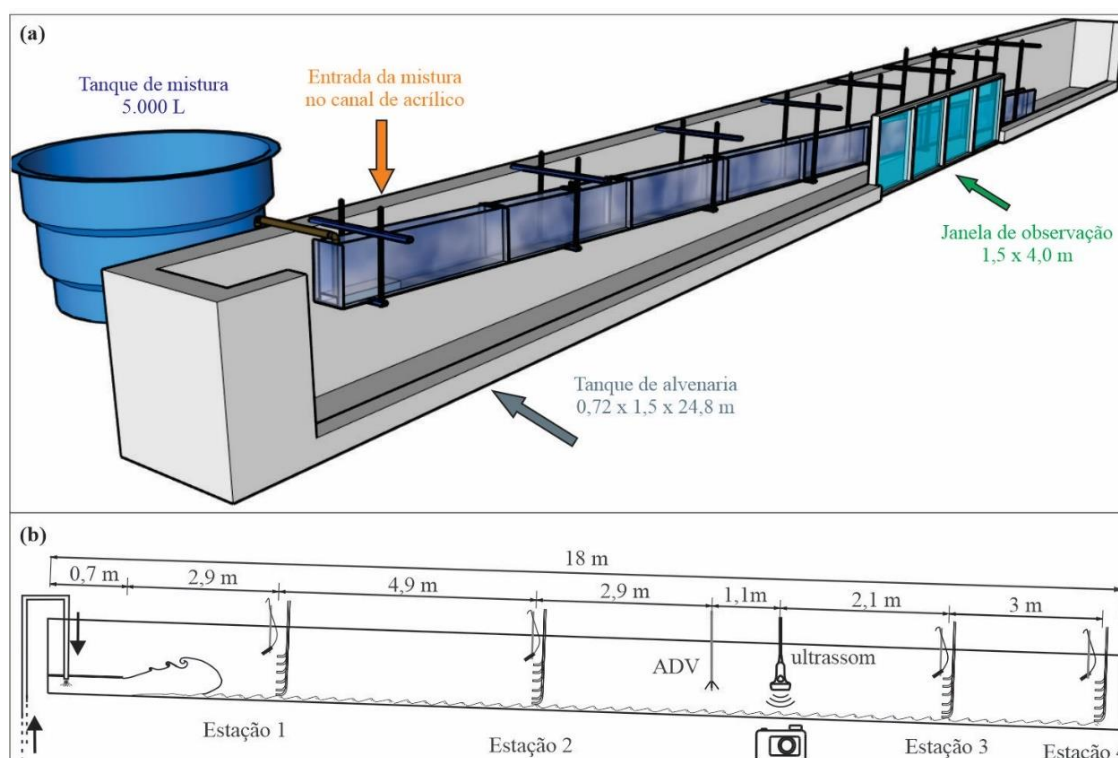
4. MATERIAIS E MÉTODOS

A seguir, serão apresentados detalhes do modelo experimental, da aquisição de dados e do desenvolvimento dos experimentos, assim como da caracterização dos sedimentos utilizados.

4.1 APARATO EXPERIMENTAL

Com o intuito de representar os processos hidráulicos e sedimentológicos presentes em ambientes naturais submarinos, foi utilizado um modelo físico experimental, como o do esquema apresentado na figura 30.

Figura 30. a) Modelo experimental com corte em uma das paredes laterais do tanque de alvenaria, para visualização do canal de acrílico (a janela de observação foi mantida) e; (b) croqui do canal de acrílico com o posicionamento dos equipamentos e estações de medição.



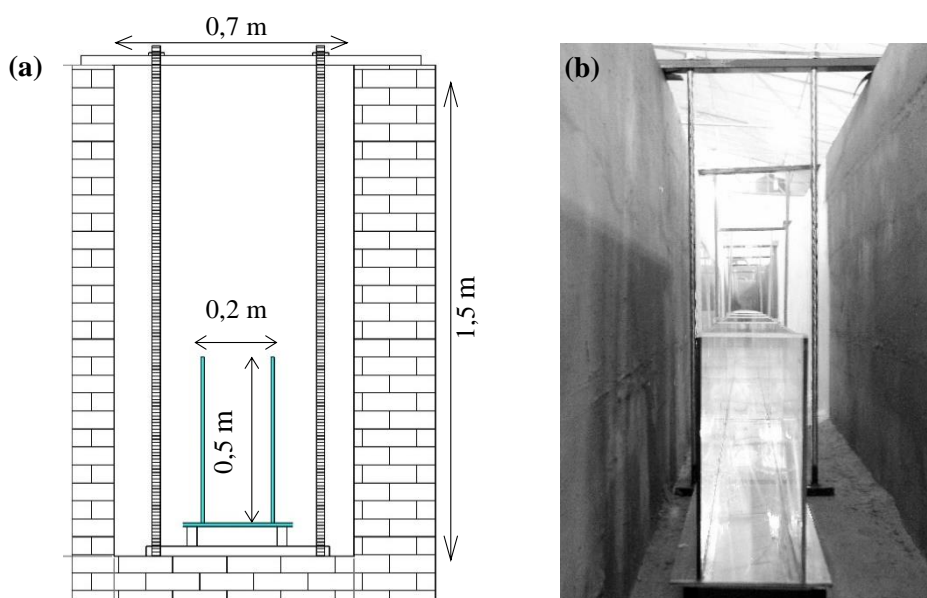
Fonte: elaboração própria.

O sistema de alimentação é constituído por um tanque de mistura, com capacidade de 5000 L, e tubulação que segue até uma bomba com diâmetro de 75 cm. A partir da bomba, a tubulação tem diâmetro de 50 cm, onde foi instalado um medidor de vazão. A tubulação segue até o canal de alvenaria e termina inserido em um difusor de 0,6 m de comprimento e 0,07 m de altura, posicionado dentro do canal de acrílico.

O canal experimental tem dimensões de 0,2 x 0,5 m de seção transversal e 18 m de comprimento e foi construído dentro de um canal de alvenaria, de 0,72 m por 1,5 m de seção transversal e 24,8 m de comprimento. O canal experimental foi construído com placas de acrílico de 1 cm de espessura, em 9 módulos de 2 m de comprimento, que foram unidos por flanges retangulares aparafusadas e suportadas por dois perfis metálicos retangulares de 18 m de comprimento.

Ao longo do canal de acrílico foram instaladas, transversalmente, oito estruturas metálicas (Fig. 31) compostas por duas barras roscadas (uma em cada lateral do canal de acrílico) e dois perfis metálicos (um inferior, na base do canal de acrílico e outro superior, apoiado ao canal de alvenaria), envolvendo o canal de acrílico. O perfil superior é unido às barras roscadas por porcas, as quais permitem o ajuste vertical dessas estruturas para cada ponto do canal de acrílico. Dessa forma, regulando cada conjunto de perfil metálico e barras roscadas é possível ajustar a inclinação desejada para o canal experimental.

Figura 31. Croqui (a) e foto (b) da seção transversal do tanque de alvenaria e canal de acrílico, ilustrando uma das oito estruturas de mudança de inclinação instaladas ao longo do canal (vista de jusante para montante).



Fonte: elaboração própria.

Ao entrar no canal, a corrente de densidade passava através de um difusor, que distribuía a vazão de forma homogênea em toda largura do canal.

Ao longo do canal de acrílico foram instalados quatro pontos de medição de velocidade e de concentração nomeados aqui de estações de medição (Fig. 30 b). A

primeira estação de medição foi instalada a 2,9 m do difusor, com o objetivo de fornecer informações sobre a influência dos parâmetros de entrada na propagação da corrente de densidade ao longo do canal e formação dos depósitos. As duas estações centrais estão a, aproximadamente, 7,8 m e 13,9 m do difusor e irão registrar os parâmetros das correntes de densidade em sua forma mais desenvolvida. Por fim, a quarta e última estação estará a 16,9 m da entrada e poderá registrar eventuais influências provocadas pela mudança de seção do final do canal de acrílico e do eventual retorno da corrente de densidade após chegar ao final do canal de alvenaria.

Além das quatro estações de medição, foi instalado um quinto ponto de medição de velocidades distante 10,6 m da entrada, com um equipamento de medição pontual (Fig. 30 b). Ainda, um scanner ultrassom, posicionado a 11,7 m da entrada da corrente, registrou a morfologia das correntes, os padrões de deposição dos sedimentos presentes nas correntes de turbidez, e as eventuais formas de fundo geradas. No mesmo ponto de instalação do ultrassom, uma máquina fotográfica registrou imagens lateralmente, do lado de fora ao canal.

4.2 AQUISIÇÃO DE DADOS E DESCRIÇÃO DO EXPERIMENTO

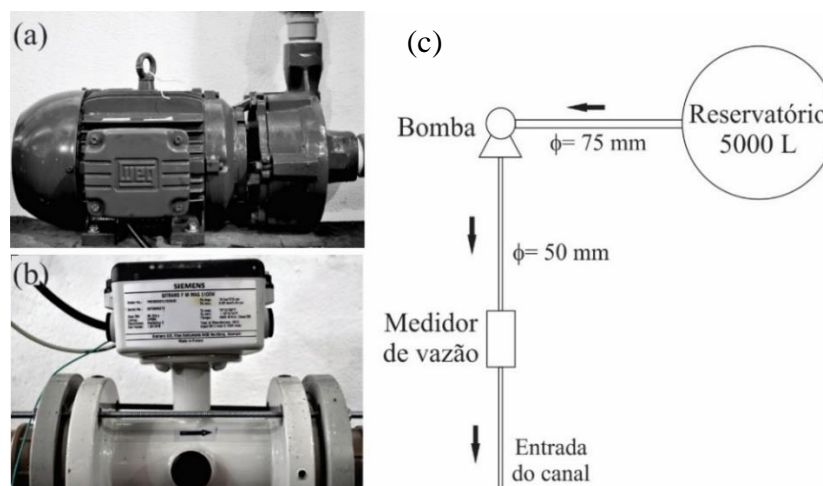
Os equipamentos utilizados para registro dos dados experimentais, utilizados nesse trabalho, são apresentados a seguir.

4.2.1 Sistema de injeção das misturas: bomba e leitor de vazão

A corrente de densidade é preparada pela mistura do material escolhido (sal ou sedimento) em um reservatório com capacidade de 5000 L. A partir desse reservatório, instalou-se uma canalização adutora de diâmetro de 75 mm que, após a bomba, foi reduzida para 50 mm. Para recalcar a mistura, a partir do reservatório para o tanque experimental, é utilizada uma bomba centrífuga KSB Megabloc, modelo 32-160, 7,5 CV, com rotor de 165 mm (Fig. 32 a), que trabalha com uma vazão de até $20 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$.

A vazão de injeção da mistura é registrada por um medidor de vazão eletromagnético Siemens Sitrans Mag 5100 W (Fig. 32 b), localizado à jusante da bomba, a uma frequência de obtenção de dados a uma taxa de 4 Hz, cujo funcionamento se baseia na alteração do campo eletromagnético, devido à passagem do escoamento. A obtenção dos dados gerados foi realizada com uma placa de aquisição (*datalogger*) MyPCLab®, conectada a um computador.

Figura 32. (a) Bomba centrífuga KSB Megabloc, (b) Medidor de vazão eletromagnético Siemens Sitrans Mag 5100 W e (c) sistema de injeção do reservatório até o canal experimental.



Fonte: elaboração própria.

O volume de água utilizada em cada ensaio totaliza em torno de $31,5 \text{ m}^3$, sendo que aproximadamente $26,5 \text{ m}^3$ são utilizados para encher o canal de alvenaria e 5 m^3 para preparar a mistura. A água dos ensaios é retirada de um reservatório subterrâneo construído para armazenar água para as atividades do laboratório, e que pode ser recarregado por água pluvial, com capacidade de, aproximadamente, de 700 m^3 .

Após cada ensaio realizado, a bomba é desacoplada pelas uniões presentes na canalização e passa por limpeza, a fim diminuir os efeitos de oxidação e desgastes provocados pelo sal e sedimentos presentes nas diferentes misturas. Por fim, anteriormente a cada ensaio, se verifica o rotor da bomba, para garantir que o mesmo não esteja trancado.

4.2.2 Dados de Velocidade

Em cada estação de medição, os perfis de velocidade média das correntes de densidade foram obtidos a partir de dados medidos por um Perfilador de Velocidade Ultrassônico (UVP - *Ultrasonic Velocity Profiler*) Duo MetFlow AS (Fig. 33).

Em cada estação de medição foi instalado um sensor de 2 Hz, posicionado a, aproximadamente, 40 cm do leito móvel. Os sensores foram instalados em um ângulo de 45° e, dessa forma, as componentes da velocidade na vertical e na direção do escoamento foram registradas em diversos pontos ao longo do eixo de emissão (Fig. 33 a). Para fins de cálculo, no entanto, assumiu-se que a componente vertical da velocidade poderia ser desprezível, perante a magnitude da componente da

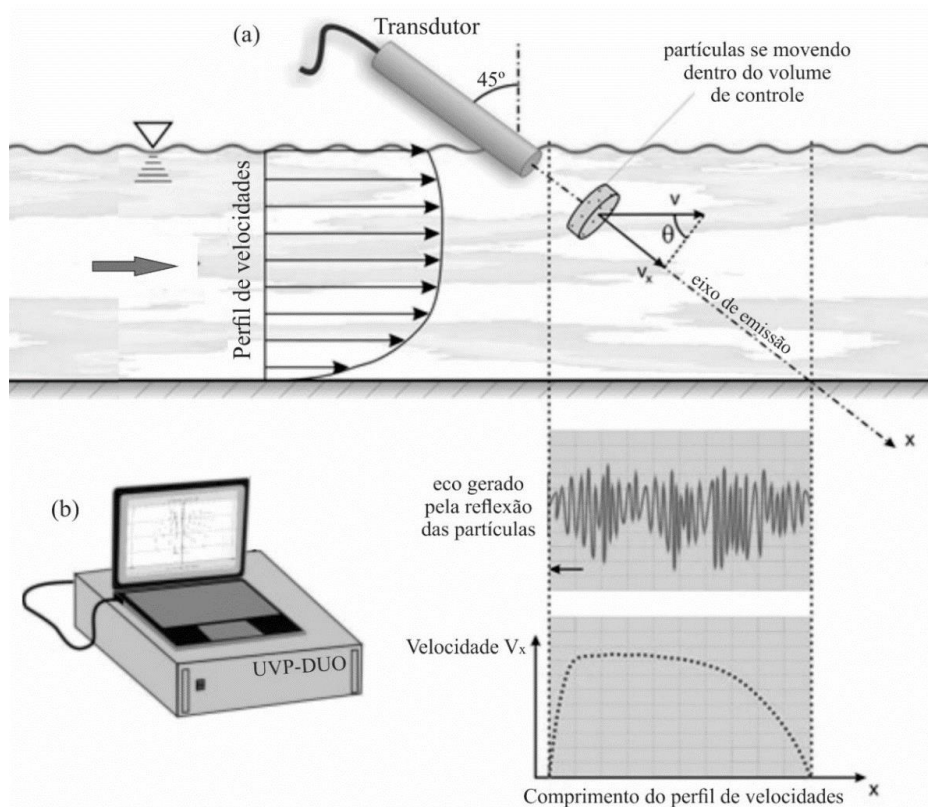
velocidade na direção do escoamento, cuja análise pode ser consultada no APÊNDICE C (pág. 235) do presente estudo.

O funcionamento desse instrumento se baseia na emissão de pulsos de sinais de ultrassom e na leitura do retorno dessas ondas, após refletir nas partículas presentes na água (Fig. 33 a). A medição das velocidades da corrente é, então, realizada a partir do efeito Doppler, em função da distância do eixo de emissão (nos diferentes volumes de controle de medição). A transformação dos resultados é realizada com o processador e digitalizador de sinais Duo MetFlow® e com um software de análise instalado em um computador (Fig. 33 b).

Foram instaladas duas caixas de aquisição, uma para registrar os dados das estações 1 e 2 e, uma segunda, para as estações 3 e 4. Cada caixa UVP registrou dados a uma frequência de aquisição de 9 Hz de forma intercalada entre duas estações de medição, coletando dados em intervalos de 1 s em cada estação durante todo o experimento.

O registro foi realizado durante a passagem de toda a corrente de densidade, contemplando dados de momentos anteriores a sua passagem e durante a chegada da sua cabeça, corpo e cauda.

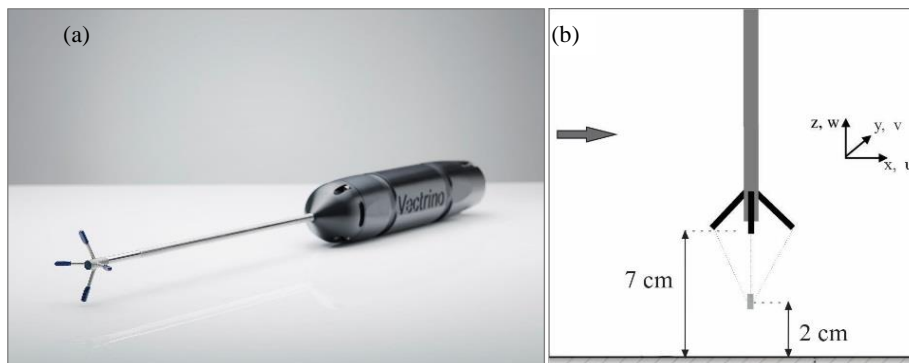
Figura 33. (a) Esquema de utilização da sonda UVP e aquisição dos dados de velocidade e (b) caixa de aquisição dos dados acoplado a um computador.



Fonte: modificado e traduzido de Duo MetFlow®.

Ainda, a 10,6 m da entrada da corrente no canal (entre a estação 2 e 3) foi instalado um ADV SonTek (Fig. 34 a) (*Acoustic Doppler Velocimetry*), instrumento de medição de velocidades pontual por efeito doppler. Diferente da sonda UVP, que mede as velocidades com dados em duas direções do escoamento (bidimensional), o ADV registrou dados em três dimensões, em frequência de aquisição de 200 Hz.

Figura 34. (a) Aparelho de medição de velocidades - ADV Vectrino. (b) esquema de montagem, dentro do canal experimental.



Fontes: (a) manual SonTek e (b) elaboração própria.

O instrumento foi instalado a uma distância de, aproximadamente, 7 cm do fundo do canal, sendo que a leitura realizada em um volume de controle localizado a 5 cm do sensor (Fig. 34 b). Essa distância foi escolhida com o intuito de se conhecer os valores das tensões turbulentas em uma região abaixo das velocidades máximas, onde ocorrem os processos de carreamento (e_w) e transporte de sedimentos.

4.2.3 Dados de concentração

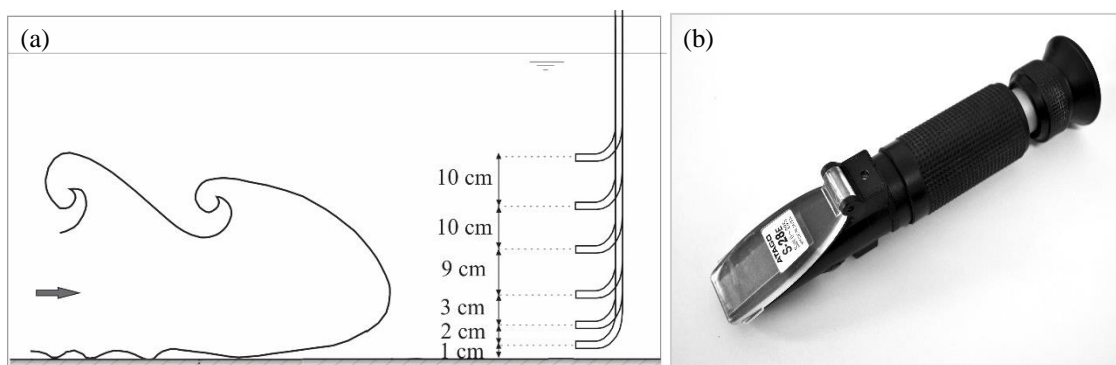
A obtenção dos valores médios de concentração se deu por um aparato constituído de tubos de captação de metal (3,5 e 6 mm de diâmetro interno e externo, respectivamente), distribuídos na vertical e posicionados no sentido do escoamento. A esses tubos foram conectadas mangueiras que, por sifonagem, possibilitam a coleta de amostras da corrente de densidade durante sua passagem.

Em todas as estações, os perfis foram montados com seis tubos (Fig. 35 a), dispostos em distâncias aproximadas de 1, 3, 5, 7, 15 e 25 cm do fundo e posicionados paralelamente ao sentido de escoamento da corrente de densidade. Conforme o decorrer dos experimentos, essas distâncias foram ajustadas e registradas, em função de se

verificar a necessidade de melhor representar a camada limite e a espessura do escoamento.

Quando da passagem da corrente pelo instrumento, os sifões (Fig. 35 a) eram abertos, permitindo a entrada da corrente salina ou da corrente de turbidez por eles e o seu escoamento, através de mangueiras, a recipientes de amostragem limpos, secos e previamente identificados. As amostras foram, então, coletadas após diferentes intervalos de tempo pré-estabelecidos.

Figura 35. (a) Perfil vertical de tubos amostradores da corrente de densidade e (b) refratômetro portátil ATAGO S28E 2~28%.



Fonte: elaboração própria.

Para as correntes de turbidez, as amostras foram coletadas em béqueres, pesadas e colocadas em estufa para secagem, com uma nova pesagem após a completa secagem das amostras. A partir dos valores de tara dos béqueres, das amostras coletadas e do material seco, foi possível calcular as concentrações (c , g L^{-1}) e as concentrações volumétricas (C_v , -) das amostras (Eq. 53 e 54), sendo m_s a massa do sedimento seco (g), $\text{Vol}_{\text{H}_2\text{O}}$ o volume de água (L), ρ_s a massa específica do sedimento (kg m^{-3}) e Vol_{mist} o volume da mistura dentro do béquer (L).

$$c = \frac{m_s}{\text{Vol}_{\text{H}_2\text{O}}} \quad (53)$$

$$C_v = \left(\frac{m_s}{\text{Vol}_{\text{mist}} * \rho_s} \right) \quad (54)$$

Conhecendo-se o valor de C_v (-) e da massa específica da água ($\rho_{\text{água}}$), também foi possível obter valores de massa específica da mistura (ρ_{mist} , kg m^{-3}), de cada amostra coletada, por meio da equação 55.

$$\rho_{\text{mist}} = \rho_{\text{água}} + (\rho_s - \rho_{\text{água}}) * C_v \quad (55)$$

Para as correntes salinas, a medição da concentração das amostras foi realizada por meio de um refratômetro portátil ATAGO S28E 2 ~ 28% (Fig. 31 b), que mede o excesso de densidade ($\Delta\rho/\rho$, %) ocasionado pelo sal dissolvido na amostra. Seu funcionamento se baseia na medição do índice refrativo, definido como a taxa da velocidade da luz em um espaço vazio pela velocidade da luz em uma substância escolhida.

A calibração desse instrumento foi feita antes de cada leitura, por meio do ajuste de um pequeno parafuso localizado na sua região superior, de tal maneira que a escala indicasse zero para a água limpa, a mesma utilizada no enchimento do tanque longo. Segundo o fabricante, esse modelo ajusta automaticamente o valor lido em função da mudança de temperatura da amostra. Após a calibração, foi feita a secagem do refratômetro e algumas gotas da amostra a ser analisada eram pingadas sobre seu prisma. Fechava-se, então, sua tampa e realizava-se a leitura, sempre apontando o refratômetro contra uma fonte de luz artificial constante (holofotes).

A partir de testes em laboratório, percebeu-se uma tendência do refratômetro de superestimar os valores de massa específica da amostra (quando comparado com valores obtidos por um densímetro) e, então, optou-se por realizar uma curva de calibração, em laboratório. Volumes conhecidos de sal e água foram pesados e amostras salinas com valores de massa específica conhecidos foram lidas tanto pelo refratômetro ($\Delta\rho/\rho$), quanto por um densímetro (ρ_{dens} , kg m^{-3}). A escolha da função de correlação entre os valores lidos pelo refratômetro e pelo densímetro foi feita com base na análise do melhor ajuste, sendo os valores estimados calculados com três tipos de aproximação: (1) polinomial de terceiro grau; (2) polinomial de segundo grau e; (3) linear (Tab. 2).

Os valores calculados de massa específica (ρ_{dens} , kg m^{-3}) que mais se aproximaram dos medidos, isso é, aqueles que apresentaram os menores erros relativos, foram aqueles estimados pelo polinômio de terceiro grau, apresentado na figura 36 e na equação 56.

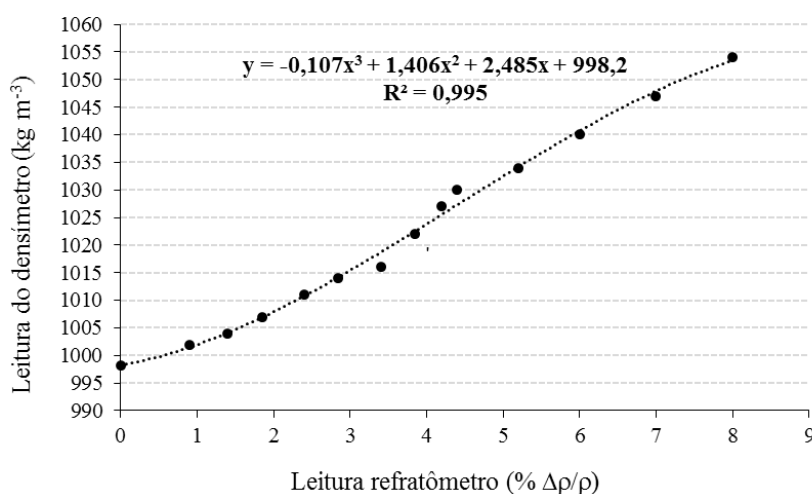
$$\rho_{dens} = -0,107 \frac{\Delta\rho^3}{\rho} + 1,406 \frac{\Delta\rho^2}{\rho} + 2,485 \frac{\Delta\rho}{\rho} + 998,2 \quad (56)$$

Tabela 2. Valores de massa específica medidos pelo densímetro, estimados pelas equações polinomiais e linear ajustadas, e seus erros relativos.

ρ_{dens} medida	ρ_{dens} estimada (kg m ⁻³)			Erro (%)			
	densímetro	Polinomial de grau 3	Polinomial de grau 2	Linear	Polinomial de grau 3	Polinomial de grau 2	Linear
998,2	998,2	998,2	998,2	998,2	0,00	0,00	0,00
1002	1002	1003	1004	1004	0,04	0,12	0,23
1004	1004	1006	1008	1008	0,03	0,22	0,36
1007	1007	1009	1011	1011	0,01	0,19	0,36
1011	1011	1012	1014	1014	0,00	0,14	0,33
1014	1014	1015	1017	1017	0,04	0,14	0,33
1016	1019	1019	1021	1021	0,29	0,31	0,50
1022	1023	1022	1024	1024	0,07	0,04	0,21
1027	1026	1025	1026	1026	0,12	0,20	0,05
1030	1027	1026	1028	1028	0,25	0,35	0,21
1034	1034	1032	1033	1033	0,03	0,15	0,08
1040	1041	1039	1039	1039	0,08	0,11	0,14
1047	1048	1047	1045	1045	0,10	0,03	0,16
1054	1054	1056	1052	1052	0,03	0,21	0,19

Fonte: elaboração própria

Figura 36. Calibração dos valores de excesso de densidade, lidos pelo refratômetro para valores de massa específica, lidos pelo densímetro.



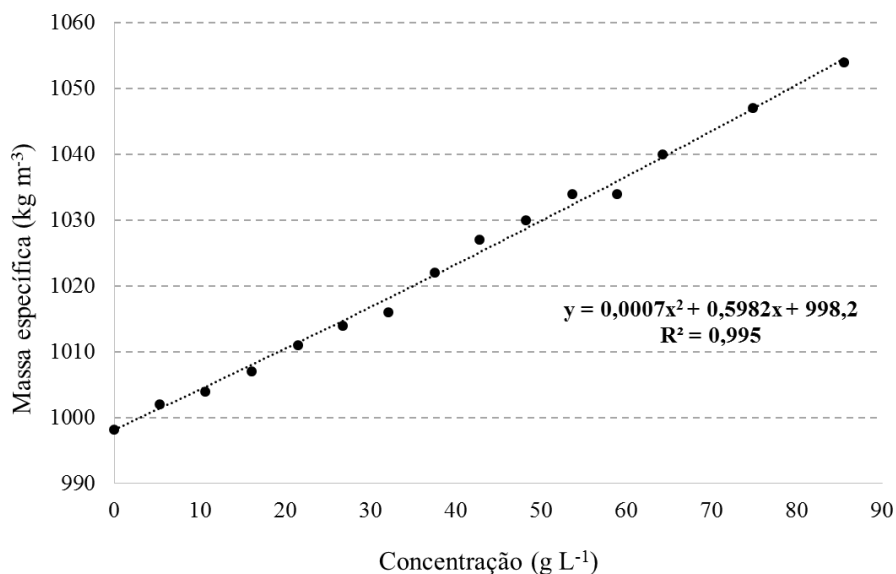
Fonte: elaboração própria.

Por fim, conhecendo-se a concentração das amostras preparadas (pelo processo de pesagem do volume de água e de sal) e realizando a medição dos valores de massa

específica dessas amostras com o densímetro, gerou-se a correlação apresentada na figura 37 e expressa na equação 57.

$$\rho_{dens} = 0,0007C^2 + 0,5982C + 998,2 \quad (57)$$

Figura 37. Calibração dos valores de concentração de amostras salinas com sua massa específica (densímetro).



Fonte: elaboração própria.

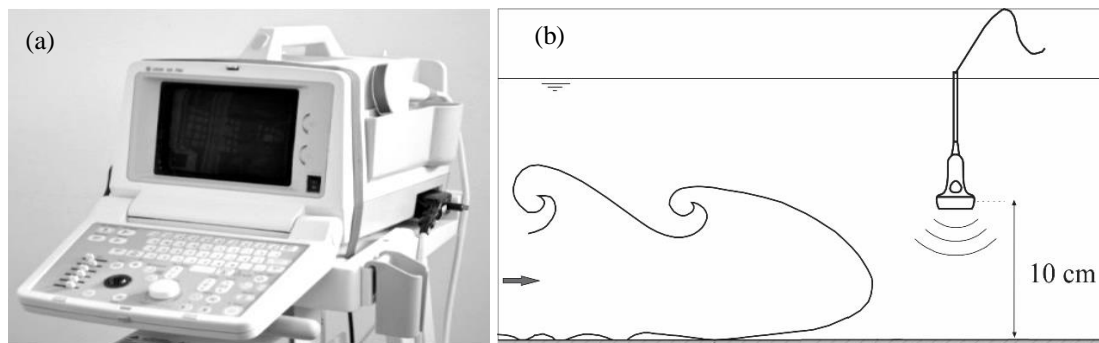
4.2.4 Dados do depósito

4.2.4.1 Durante o ensaio

A visualização da estrutura interna da corrente de densidade, assim como da evolução do leito móvel (agradiação do depósito devido à deposição dos sedimentos presentes na corrente de turbidez), foi realizado com o uso de um ultrassom (ou ecógrafo médico) LOGIQC100 MP – GE® (Fig. 38 a), a partir de metodologia desenvolvida por Brito *et al.* (2002).

O sensor desse aparelho emite ondas ultrassônicas de alta frequência que, ao retornarem, permitem a geração de imagens internas. Conforme a densidade e a composição das interfaces através das quais as ondas passam, a atenuação e mudança de fase dos sinais emitidos variam, sendo possível a conversão em uma escala de cinza, que formará a imagem da corrente e turbidez e do leito móvel. Quanto maior a frequência, maior a resolução obtida e mais precisão se tem na visualização das estruturas internas.

Figura 38. (a) Equipamento ecógrafo e (b) esquema do posicionamento do sensor de medição posicionado dentro do canal



Fonte: (a) manual fabricante e (b) elaboração própria.

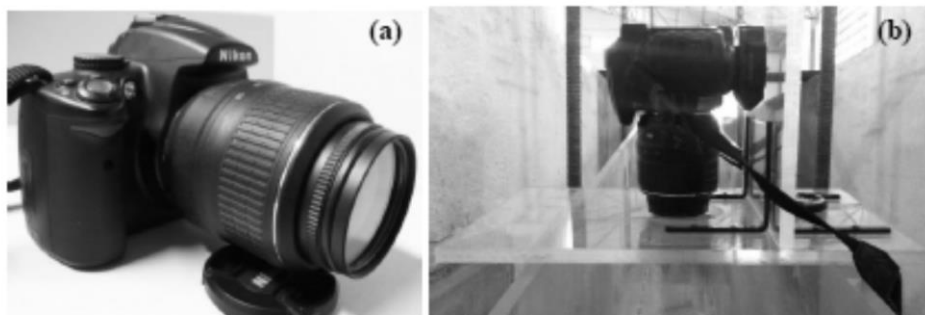
Nesse estudo, o sensor do ultrassom (Fig. 38 b) foi posicionado a, aproximadamente 10 cm do fundo fixo (ou móvel, antes do início do experimento) e a 11,7 m da entrada da corrente de densidade no canal de acrílico.

Além disso, na posição do sensor do ecógrafo, também foram obtidas imagens com o uso de uma máquina fotográfica posicionada externamente ao canal (Fig 38 a), próxima à janela de observação.

4.2.4.2 Após o ensaio

Após cada ensaio e lento esvaziamento do canal, são retiradas fotografias de topo, que auxiliam na análise da geometria e espaçamento das cristas das formas de fundo, ao longo de todo o canal. Para tanto, é utilizado um suporte para a câmera (Fig. 39 b) acoplado à parede do canal de acrílico, que possibilita a obtenção de imagens sempre a mesma distância do leito, ao longo de todo o canal. As imagens são montadas em Corel Draw®, cortando-se uma parte da lateral das fotos (eliminando distorção gerada pela lente), de forma a constituir um mapeamento sequencial das formas de fundo geradas.

Figura 39. (a) Câmera fotográfica NIKON D5000 e (b) vista lateral do suporte da máquina, acoplado às paredes do canal de acrílico, para registro das fotografias de topo.



Fonte: elaboração própria.

4.2.5 Outros equipamentos

Além da instrumentalização já mencionada, outros equipamentos e materiais foram utilizados durante a realização dos experimentos, como: (a) holofotes para iluminação do ambiente; (b) baldes e mangueiras; e (c) termômetro para medição da temperatura da mistura e da água do tanque experimental.

Além disso, estufas foram utilizadas para secagem das amostras de misturas, tanto das obtidas das correntes de turbidez, quanto das geradas pelos ensaios de velocidade de queda (item 4.3.2) e caracterização da densidade da microesfera de vidro – picnometria (item 4.3.3).

4.3 CARACTERIZAÇÃO DOS SEDIMENTOS

A caracterização das propriedades físicas dos materiais particulados é de fundamental importância para os estudos de interações entre fluidos e partículas.

A seguir, será apresentada a caracterização sedimentar da microesfera de vidro, material utilizado nesse estudo.

4.3.1 Tamanho dos grãos

A análise granulométrica foi feita com um analisador de partículas a laser modelo Cilas 1180 (Fig. 40), o qual permite avaliar a distribuição granulométrica dos grãos na faixa de tamanhos entre 0,04 e 2500 μm .

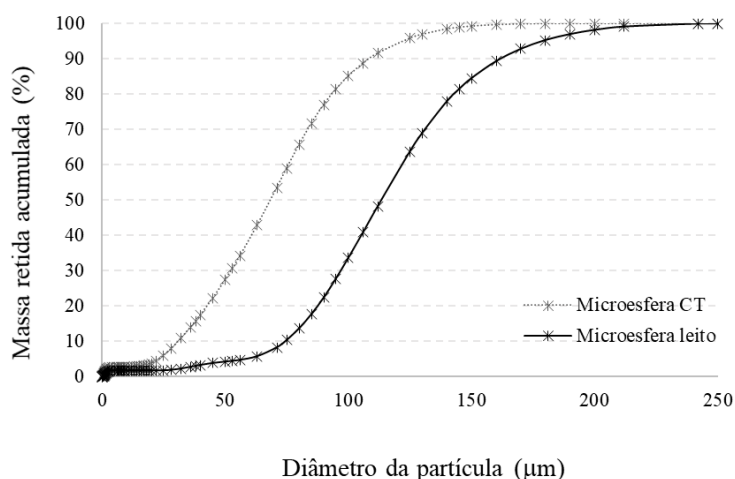
Figura 40. Analisador de partículas a laser utilizado na análise granulométrica dos sedimentos utilizados no leito móvel e, também, na composição das correntes de turbidez.



Fonte: NECOD - IPH – UFRGS, Porto Alegre / RS.

Esse estudo utilizou a microesfera de vidro tanto na preparação das misturas das correntes de turbidez, quanto no leito móvel. A fim de facilitar o transporte dos sedimentos por suspensão, o sedimento utilizado na preparação das misturas teve tamanho mediano de grãos (d_{50}) um pouco menor do que aquele utilizado no leito móvel, como apresentado nas suas curvas granulométricas (Fig. 41).

Figura 41. Distribuição granulométrica dos sedimentos utilizados no leito e em suspensão, nas correntes de turbidez.



Fonte: elaboração própria.

A tabela 3 mostra os diâmetros característicos (d_{10} , d_{50} e d_{90}), assim como o diâmetro mediano (d_m) dos dois tamanhos de microesfera de vidro. Também são apresentadas a velocidade de queda (u_q) e a massa específica das partículas (ρ_s) e, cujos procedimentos de cálculos são apresentados nos itens 5.3.2 e 5.3.3.

Tabela 3. Valores característicos dos sedimentos disponíveis. Fonte: elaboração própria.

Sedimento	Diâmetros característicos (μm)				d_{50}^* (-)	u_q (mm s^{-1})	$\sigma(u_q)$ (mm s^{-1})	ρ_s (kg m^{-3})
	d_{10}	d_{50}	d_{90}	d_m				
Microesfera CT	30,9	68,3	108,5	69,2	1,57	7,2	0,31	2544,3
Microesfera leito	74,9	111,7	157,1	114,7	2,65	12,8	0,34	

Fonte: elaboração própria

4.3.2 Velocidade de queda (u_q)

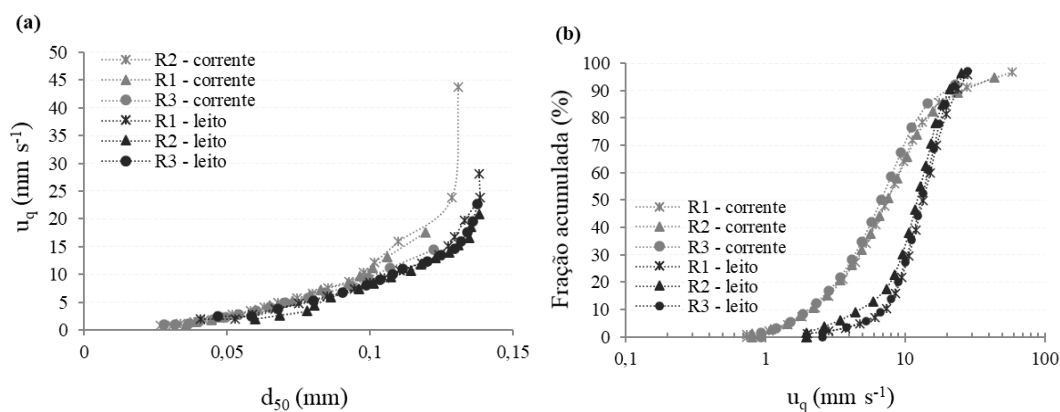
A determinação da velocidade de queda dos grãos utilizados nas simulações físicas (corrente e leito móvel) é fundamental no entendimento dos processos de

formação, desenvolvimento e de deposição das correntes de turbidez e da representatividade dos resultados gerados em relação às condições encontradas na natureza.

Esse parâmetro foi calculado para os materiais utilizados no leito móvel (microesfera leito) e em suspensão na corrente de turbidez (microesfera CT), por meio do emprego de um Tubo de *Griffith* (ver Fig. 26 a), o qual se caracteriza por ser uma adaptação de um siltômetro. Esse equipamento é constituído, basicamente, de três partes: uma superior, onde é colocada a amostra de sedimento; uma intermediária, onde há o tubo de decantação; e a inferior, onde há uma bandeja giratória para a coleta de amostras.

Foram realizadas três repetições (R1, R2 e R3) para cada tipo de material (do leito e do usado em suspensão na corrente de turbidez). Todas as amostras indicaram o aumento da velocidade de queda com o aumento do tamanho das partículas (Fig. 42 a e 42 b). A partir da secagem e pesagem das quantidades acumuladas em cada bandeja, foi possível obter as curvas de distribuição da velocidade de queda (u_q) em função da massa de partículas depositadas na bandeja giratória (Fig. 42 b). A partir dessa curva foi, então, encontrada a velocidade de queda mediana da amostra, considerada o parâmetro velocidade de queda da partícula (u_q), já apresentados na tabela 3.

Figura 42. Distribuições de massa (%), tamanho (d_{50}) e velocidade de queda (u_q) das partículas, utilizadas no cálculo da velocidade de queda média.



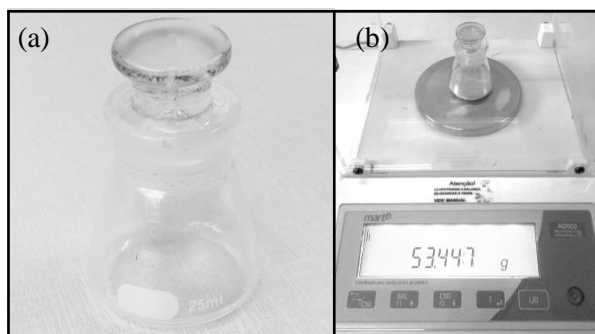
Fonte: elaboração própria.

4.3.3 Densidade do sedimento (d_s)

A densidade dos sedimentos utilizados no modelo experimental foi medida por meio da técnica de picnometria, utilizando-se vidraria especial (picnômetros, Fig. 43 a) e uma balança de precisão (Fig. 43 b). Para cada tipo de sedimento foram analisadas três

amostras e a média das densidades dessas três amostras considerada, como já apresentado na tabela 3.

Figura 43. Picnômetro de 25 mL vazio (a) e contendo amostra de areia, durante pesagem em balança de precisão (b).



Fonte: elaboração própria.

4.3.4 Grau de seleção, esfericidade e grau de arredondamento

A partir do emprego da metodologia apresentada no Anexo A desse trabalho, foram obtidos os dados de grau de seleção, esfericidade e arredondamento dos dois tamanhos de microesfera de vidro utilizados, conforme apresentado na tabela 4.

Tabela 4. Classificação dos graus de arredondamento e esfericidade obtidos para os sedimentos analisados, conforme Krumbein, e Sloss (1956 *apud* Graf, 1971).

Sedimentos	Grau de Seleção	Arredondamento	Esfericidade
Microesfera CT	0,72 (moderadamente)	Bem arredondado	Alta
Microesfera do leite	0,47 (bem selecionado)	Bem arredondado	Alta

Fonte: elaboração própria

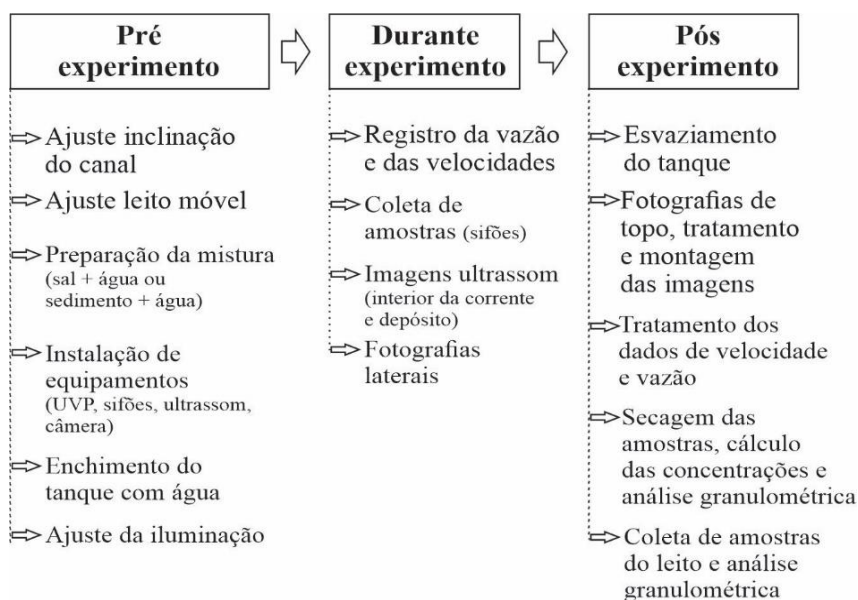
5. EXPERIMENTOS EXPLORATÓRIOS E EXPERIMENTOS FINAIS

O presente estudo realizou 12 experimentos, separados em duas etapas de seis experimentos exploratórios e seis experimentos finais.

Os seis experimentos exploratórios tiveram como intuito testar o modelo físico e conhecer a sua resposta e interação com as correntes de densidade salinas e de turbidez. Dessa forma, foi possível estabelecer os parâmetros de entrada dos experimentos finais e ajustar a instrumentação utilizada.

Os experimentos foram desenvolvidos conforme metodologia descrita na figura 44, composta por etapas pré-experimento (preparação do modelo), durante o experimento (medição de dados) e pós experimento (tratamento e interpretação dos dados).

Figura 44. Esquema de realização do estudo, compreendendo diferentes fases.



Fonte: elaboração própria.

A seguir, serão apresentados os resultados dos seis experimentos exploratórios (item 5.1) e os parâmetros de entrada escolhidos para os seis experimentos finais (item 5.2).

5.1 EXPERIMENTOS EXPLORATÓRIOS

Os experimentos testaram dois tipos de corrente de densidade, tendo sido nomeados conforme a sua composição. As correntes salinas foram identificadas como CS

e, as de turbidez, como CT. Além disso, cada tipo de corrente foi testado em três diferentes inclinações de canal (0,5, 2 e 3° ou 0,00873, 0,0349 e 0,0524 m m⁻¹, respectivamente), com quatro vazões de injeção distintas (170, 220, 270 e 320 L min⁻¹).

O foco dessa etapa do estudo foi identificar o comportamento hidrodinâmico das correntes salinas e de turbidez e identificar diferenças e similaridades entre ambas, conforme apresentado nesse subcapítulo. Sendo assim, a fim de agilizar a etapa dos experimentos exploratórios, salienta-se que o leito do canal experimental foi estabelecido como fixo (sem a presença de sedimentos). As correntes de turbidez, no entanto, foram deposicionais e acabaram criando seu próprio leito móvel, conforme apresentado no item 5.1.4.

5.1.1 Composição da corrente de densidade

Nos ensaios exploratórios foram testados dois tipos de correntes de densidade, as de densidade salinas e as de turbidez (microesfera de vidro, $d_s = 2,55$ e $d_{50} = 68$ μm). Cada experimento com corrente de densidade salina e turbidez foi preparada com, aproximadamente, 250 kg de sal e 250 kg de microesferas de vidro, respectivamente. Esse material foi colocado no tanque de mistura e completado com água, até atingir o volume total do tanque, de 5000 L.

Para fins de comparação de resultados e minimização do número de ensaios, procurou-se gerar misturas com similar massa específica. No entanto, os ensaios preliminares mostraram o quão difícil é essa tarefa, principalmente para as misturas de água e sedimento (Tab. 5), em virtude da capacidade de homogeneização do sistema de mistura. Além disso, a tentativa de reutilização da microesfera de vidro (na segunda e terceira corrente de turbidez) dificultou a padronização das concentrações das misturas. Por isso, a opção de utilizar igual massa específica das misturas salinas e de sedimentos, como parâmetro de comparação, foi descartada na etapa dos experimentos finais.

Tabela 5. Valores de massa específica (ρ) das misturas.

Experimento	CS_0,5	CS_2	CS_3	CT_0,5	CT_2	CT_3
ρ (kg m ⁻³)	1040,5	1037,5	1035,8	1054,0	1026,8	1042,0

Fonte: elaboração própria

5.1.2 Inclinação do canal

A inclinação do fundo do canal atua na aceleração das correntes de densidade e no rebaixamento das velocidades máximas das correntes (FABIAN, 2002;

KOLLER, 2016). Isso, por sua vez, atua no acréscimo da taxa de velocidades da região inferior do perfil (abaixo das velocidades máxima) e proporciona o aumento das tensões de cisalhamento junto ao fundo (τ_b).

Toda a extensão do canal de acrílico permaneceu submersa para as três inclinações (I) de leito testadas (0,5, 2 e 3°), possibilitando a instalação e obtenção de dados de velocidade e de concentração necessários em todas essas configurações. A coluna d'água presente sobre a saída do difusor (entrada da corrente no canal experimental) variou entre 0,5 m e 1,5 m. Isso é, quanto menor a inclinação do canal, menor o seu deslocamento vertical e, conseqüentemente, mais junto ao fundo do tanque a base se localiza (maior a coluna d'água sobre o difusor). Dessa forma, em nenhum momento ocorreu o contato da corrente de densidade com a superfície d'água ambiente dentro do tanque, garantindo o deslocamento da corrente de densidade para o fundo desde a sua entrada através do difusor e ao longo de todo canal de acrílico.

5.1.3 Vazão de entrada

Cada tipo de corrente de densidade (salina ou de turbidez) foi ensaiada em três diferentes inclinações, como já apresentado anteriormente. Durante cada um desses seis experimentos, foram testadas quatro vazões distintas, diminuindo de 320 até 170 L min⁻¹, de 50 em 50 L min⁻¹, permanecendo aproximadamente 4 min em cada vazão. Essas vazões foram escolhidas a fim de simular um maior número de cenários possível para análise dos parâmetros hidráulicos, em função do volume inicial de mistura preparada.

A partir da simulação dessas quatro vazões, esperava-se obter pelo menos uma corrente subcrítica ($Fr_d < 1$), uma vez que o número de Froude densimétrico relaciona as forças de inércia e gravitacionais do escoamento e está intimamente ligado ao tipo de forma de fundo gerada. No entanto, como mostra a tabela 5, apenas o ensaio CT_0,5 gerou uma corrente subcrítica.

Para resolver essa questão, poderia sugerir-se a utilização de um grupo de menor vazão na etapa dos experimentos finais para, assim, se desenvolver correntes com menores valores de velocidade (forças de inércias) em relação ao excesso de densidade, espessura da corrente e aceleração gravitacional (forças gravitacionais). No entanto, a diminuição da vazão traria outras complicações como a diminuição das tensões de cisalhamento junto ao fundo (τ_b) e a provável ausência de formas de fundo, assim como uma alta taxa de deposição de sedimentos ao longo do canal, situação também indesejada.

Sendo assim, os experimentos finais (subcapítulo 6.2) foram realizados testando-se três vazões de injeção: 270, 320 e 370 L min⁻¹, descartando-se a possibilidade de se desenvolver correntes de densidade subcríticas para todas as vazões e almejando a maior taxa de transporte de sedimentos possível. Destaca-se, ainda, que as vazões de injeção escolhidas foram mantidas constantes ao longo de cada um dos experimentos (até que as misturas preparadas se esgotassem), a fim de aumentar o tempo de aumento do tempo de ensaio e de se atingir a estabilização do sistema.

A tabela 6 apresenta alguns parâmetros calculados para as seis correntes preliminares realizadas, como vazão de injeção (Q), velocidade (U) e espessura (H) médias, massa específica (ρ_{CD}), excesso de densidade ($\Delta\rho/\rho$) e número de Froude densimétrico (Fr_d).

Tabela 6. Resultados dos ensaios exploratórios no ponto indicado como “estação 3” (a 13,9 m da entrada da corrente de densidade no canal experimental).

I (°)	Nome	Q (L min ⁻¹)	U (m s ⁻¹)	H (m)	ρ_{CD} (kg m ⁻³)	$\Delta\rho/\rho$	Fr_d	τ_b (N m ⁻²)
0,5	CT_0,5	170	0,18	0,14	1026,8	0,029	0,92	8,59
		220	0,20	0,14	1014,6	0,016	1,37	4,22
		270	0,24	0,13	1025,4	0,027	1,27	4,68
		320	0,26	0,15	1028,6	0,031	1,21	3,24
	CS_0,5	170	0,20	0,12	1016,8	0,019	1,39	0,52
		220	0,23	0,13	1015,1	0,017	1,59	0,59
		270	0,24	0,15	1024,5	0,026	1,24	0,82
		320	0,25	0,17	1022,5	0,024	1,26	0,81
2	CT_2	170	0,20	0,14	1011,8	0,014	1,44	0,73
		220	0,26	0,13	1018,8	0,021	1,58	1,05
		270	0,27	0,16	1021,2	0,023	1,43	1,38
		320	0,29	0,17	1022,9	0,025	1,40	1,05
	CS_2	170	0,31	0,12	1024,8	0,027	1,77	1,22
		220	0,34	0,13	1023,1	0,025	1,89	1,34
		270	0,36	0,15	1023,5	0,025	1,92	1,31
		320	0,38	0,15	1024,4	0,026	1,91	1,31
3	CT_3	170	0,25	0,15	1011,9	0,014	1,73	0,98
		220	0,28	0,16	1018,0	0,020	1,60	1,12
		270	0,30	0,16	1024,0	0,026	1,50	3,17
		320	0,33	0,17	1032,6	0,034	1,40	2,38
	CS_3	170	0,33	0,12	1011,7	0,014	2,58	0,90
		220	0,37	0,13	1012,7	0,015	2,65	1,06
		270	0,40	0,15	1013,4	0,015	2,66	1,01
		320	0,40	0,17	1014,4	0,016	2,46	0,91

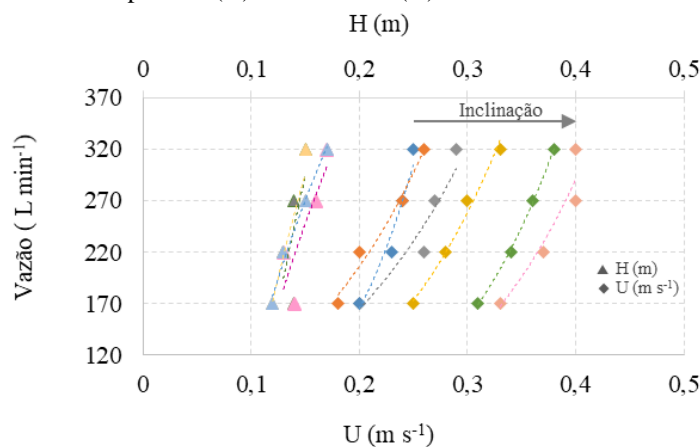
Fonte: elaboração própria

Os experimentos exploratórios foram realizados sobre leito fixo, sem a presença de sedimento no seu fundo, a fim de agilizar essa etapa. No entanto, destaca-se que todas as correntes de turbidez foram deposicionais e que, por isso, houve alteração da rugosidade do leito em relação à inicialmente proporcionada pelo fundo do canal de acrílico.

Os resultados mostraram uma alta correlação exponencial ($R^2 > 0,91$) entre o aumento da vazão e o aumento da velocidade média do escoamento (Fig. 45). Além disso, também se percebe a forte influência da inclinação do canal no acréscimo das velocidades médias.

A espessura das correntes de densidade também segue correlacionada com a vazão, com valores de R^2 entre 0,69 e 0,98 (exceto o experimento CT_0,5).

Figura 45. Correlação entre a vazão de injeção e os valores médios de espessura (H) e velocidade (U) das correntes.



Fonte: elaboração própria

Para a inclinação de 0,5° e 3°, os experimentos mostraram que as correntes de turbidez aplicam maiores tensões de cisalhamento junto ao fundo (τ_b), quando comparadas às correntes salinas, independente da vazão de injeção utilizada. Isso pode ter sido provocado quase que pela imediata geração de um leito mais rugoso do que o leito fixo de acrílico, criado pela deposição dos sedimentos em suspensão. Para a inclinação de 2°, no entanto, as tensões τ_b foram similares para ambos os tipos de corrente de densidade.

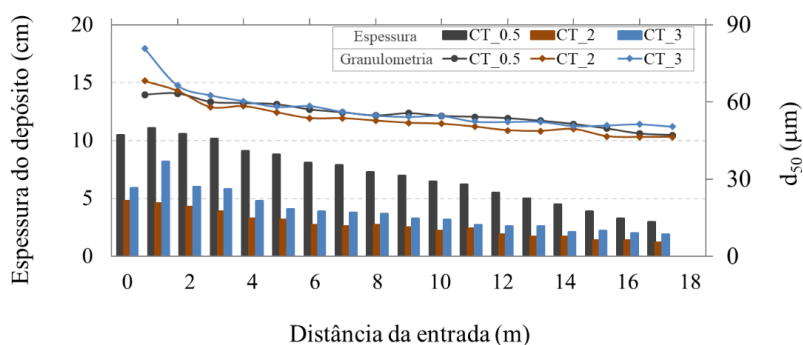
5.1.4 Análise do depósito

Além da escolha dos parâmetros para reprodução de iguais condições de vazão e excesso de densidade entre todas as correntes a serem ensaiadas, igualmente importante

é a possibilidade de visualização dos fenômenos hidráulicos e sedimentológicos presentes durante a etapa experimental e, também, da análise do depósito. A partir da metodologia empregada nos ensaios exploratórios, foi possível identificar visualmente o transporte de sedimentos ao longo do canal, assim como a geração de depósitos com espessuras cada vez menores a jusante (Fig. 46), para os três ensaios exploratórios realizados com correntes de turbidez (CT_0,5, CT_2 e CT_3). Da mesma forma, a granulometria do material depositado diminui conforme aumenta a distância da entrada da corrente de turbidez no canal experimental (Fig. 46).

O experimento de menor inclinação de leito (CTP_0,5) gerou o depósito de maior espessura, em função das menores velocidades desenvolvidas. Seguindo as inclinações de leito, poderia se esperar que a corrente de turbidez CTP_2 construísse um depósito de espessuras maiores que o CTP_3, o que não ocorreu. Esse fato é atribuído às maiores massa específica (ver tabela 6) estabelecidas por CTP_3 (até $1032,6 \text{ kg m}^{-3}$), quando comparado à CTP_2 (até $1022,9 \text{ kg m}^{-3}$), relacionado ao funcionamento do misturador e do controle da quantidade de sedimento injetado no canal experimental.

Figura 46. Distribuição espacial da espessura (barras) e da granulometria (linhas) dos depósitos gerados pelos experimentos com correntes de turbidez (CTP_0,5, CTP_2 e CTP_3).



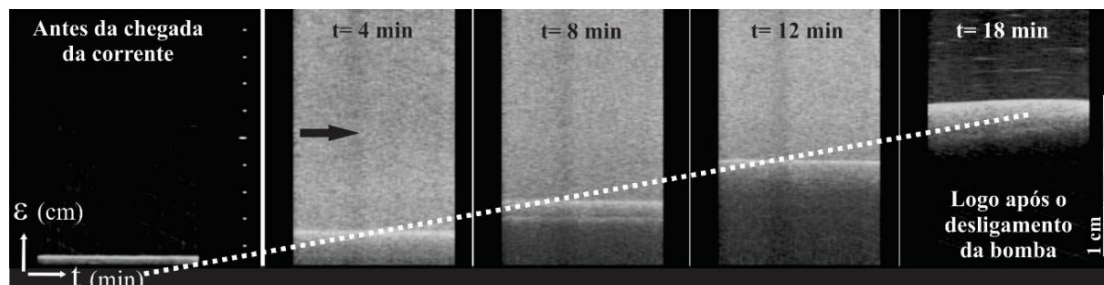
Fonte: elaboração própria

Ainda, as imagens obtidas pelo ultrassom, durante os ensaios, indicaram aumento na espessura do depósito ao longo do tempo. Em alguns experimentos, foi possível identificar as linhas de deposição e a dinâmica de geração de leitos planos, ondulações (CT_2) e dunas (CT_3), possibilitando a correlação do tipo de forma de fundo gerada com os parâmetros hidráulicos das correntes de turbidez.

A utilização do ultrassom se mostrou funcional no registro de imagens do interior das correntes de turbidez e dos depósitos gerados, possibilitando a identificação de padrões deposicionais, o cálculo da taxa de deposição de sedimentos e a velocidade de

migração das formas de fundo. A figura 47 ilustra os momentos da chegada da corrente CT_{0,5} e os intervalos de tempo de 4, 8 e 12 min, assim como do depósito final ($t=18$ min), com espessura de, aproximadamente, 5,8 cm.

Figura 47. Geração de depósito durante ensaio CTP_{0,5}, registrado a, aproximadamente, 10 m da entrada das correntes no canal experimental.



Fonte: elaboração própria.

A partir dos experimentos exploratórios foi possível desenvolver a metodologia proposta e analisar a resposta do modelo físico aos parâmetros de entrada utilizados. Além disso, identificou-se a possibilidade de alteração de alguns parâmetros, como será discutido no próximo subcapítulo (5.2).

5.2 EXPERIMENTOS FINAIS

Os experimentos finais compreenderam a realização de um total de seis experimentos - três correntes salinas e três correntes de turbidez – utilizando os mesmos materiais utilizados nos experimentos exploratórios - misturas de água e microesfera de vidro (MV) e de água e sal.

As correntes salinas foram nomeadas de CSQ1, CSQ2 e CSQ3 e, as correntes de turbidez, de CTQ1, CTQ2 e CTQ3, sendo os números 1, 2 e 3 correspondentes às vazões 270, 320 e 370 L min⁻¹. Essas vazões foram utilizadas com base nos resultados obtidos nos experimentos exploratórios, procurando garantir valores de velocidade e tensão de cisalhamento (τ_b) suficientes para proporcionar o transporte de sedimentos e a geração de formas de fundo.

Em relação à inclinação do canal, optou-se por realizar os experimentos finais apenas na inclinação de 3°, com o intuito de diminuir o número de experimentos (que triplicaria caso fossem testadas inclinações de 0,5 e 2°, como nos experimentos exploratórios) e otimizar o tempo de pesquisa. Considerou-se que essa redução no número de experimentos não foi prejudicial no atendimento dos objetivos propostos nesse

trabalho, isso é, averiguar se correntes de densidade salinas e de turbidez se comportam de forma semelhante, no que tange o desenvolvimento de formas de fundo. Adicionalmente, o fundo de todo o canal de acrílico foi preenchido com, aproximadamente, 5 cm de microesfera de vidro ($d_s = 2,55$ e $d_{50} \sim 111,7 \mu\text{m}$), com o intuito de simular a rugosidade do leito e estar disponível para entrar em suspensão e interagir com as correntes salinas e de turbidez.

Conforme exposto anteriormente, encontrou-se grande dificuldade em dosar as quantidades ideais de sal e de sedimento para padronizar a massa específica (ρ_{mis}) das misturas.

O número de Froude densimétrico (Fr_d) inicial das correntes (na estação 1 de medição), que relaciona as forças de inércia e gravitacionais do escoamento, foi o parâmetro utilizado para comparação entre os pares de experimentos de correntes salinas (CS) e de turbidez (CT). A tabela 7 apresenta os valores de Fr_d na entrada e sua variação ao longo do canal, nas outras estações de medição.

Tanto as correntes salinas quanto as de turbidez foram supercríticas ($Fr_d > 1$), para todas as estações de medição, com valores de Fr_d variando entre 1,45 e 2,07. Em geral, os valores de Fr_d aumentaram de montante para jusante, em função do aumento das velocidades médias dos escoamentos, com exceção da estação 4, provavelmente por influência do final do canal de acrílico.

Tabela 7. Experimentos finais realizados com correntes salinas e microesfera de vidro (MV). Valores médios obtidos na estação 3 (a 13,9 m da entrada da corrente no canal experimental).

Q (L min ⁻¹)	Mistura	Nome	$Fr_{d,E1}$	$Fr_{d,E2}$	$Fr_{d,E3}$	$Fr_{d,E4}$
270	Sal	CSQ1	1,60	2,04	2,08	1,99
	MV	CTQ1	1,62	1,97	2,07	2,02
320	Sal	CSQ2	na	1,89	1,88	1,86
	MV	CTQ2	na	1,82	1,86	na
370	Sal	CSQ3	1,45	1,89	1,97	1,85
	MV	CTQ3	1,70	1,92	1,94	1,80

na: não adquirido

Fonte: elaboração própria

Nos próximos capítulos serão apresentados resultados mais detalhados, utilizados na caracterização temporal e espacial das propriedades hidrodinâmicas das correntes de densidade salinas (capítulo 6) e de turbidez (capítulo 7) e das formas de fundo por elas geradas (tipo e dimensões).

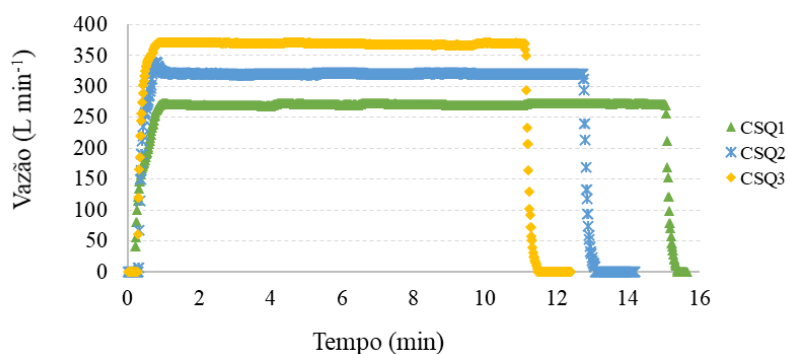
6. CORRENTES SALINAS

Esse capítulo apresentará os resultados experimentais e dissertar sobre a caracterização hidráulica das correntes salinas, CSQ1, CSQ2 e CSQ3, e das formas de fundo por elas geradas.

6.1 VAZÃO DE INJEÇÃO DA CORRENTE

A figura 48 apresenta a distribuição temporal dos valores da vazão de injeção das correntes salinas injetadas no canal experimental. Desconsiderando-se as regiões de ajuste de vazão (início e final do experimento), os valores de vazão se comportaram de forma constante, isso é, sem picos ou variações significativas ao longo de todos os ensaios. Esse comportamento é evidenciado a partir dos baixos valores de desvio padrão ($1,3 < \sigma(Q, \text{L min}^{-1}) < 1,6$) (Tab. 8), calculados nos intervalos de tempo delimitados por segundos após o aumento inicial e momentos antes do desligamento da bomba.

Figura 48. Vazão de injeção das misturas salinas ao longo dos experimentos.



Fonte: elaboração própria.

Os valores de volume de mistura utilizados foram similares para os três experimentos (entre 4005 e 4029 L) e, por isso, quanto maior a vazão utilizada, menor a duração do ensaio (entre 10,9 e 14,8 min) (Tab. 8).

Tabela 8. Vazões médias (Q), desvio padrão ($\sigma(Q)$), volume de mistura (V_{bomb}) utilizado e tempo total de injeção (T_{bomb}).

Ensaio	Q (L min^{-1})	$\sigma(Q)$	V_{bomb} (L)	T_{bomb} (s)
CSQ1	270,5	1,6	4016	890,8
CSQ2	320,1	1,7	4005	750,8
CSQ3	369,3	1,3	4029	654,6

Fonte: elaboração própria.

6.2 HIDRODINÂMICA

No momento em que as correntes de densidade são injetadas no canal experimental, o escoamento se desloca e se regula com o meio, ocorrendo um ajuste da distribuição vertical de concentrações e velocidades, assim como da sua espessura. Essas propriedades caracterizam a hidrodinâmica do escoamento e serão apresentadas a seguir.

6.2.1 Distribuições verticais de massa específica (e concentração), velocidade e espessura

A variação espacial dos valores médios de massa específica (ρ) e concentração (C) é apresentada na tabela 9 e na figura 49, a partir de medições realizadas no tanque de mistura e nas quatro estações de medição. Identifica-se a ocorrência da diminuição desses valores ao longo do canal experimental, que está associada aos processos de mistura das correntes salinas com a água ambiente, processo denominado carreamento e representado pelo seu coeficiente (e_w).

Tabela 9. Valores médios de massa específica (ρ) e concentração (C) da mistura inicial e estações de medição 1, 2, 3 e 4, das correntes de densidade salinas.

	Mistura inicial	Estação 1	Estação 2	Estação 3	Estação 4	
Distância da entrada (m)	-	2,9	7,8	13,9	16,9	
CSQ1	ρ (kg m ⁻³)	1039,1	1029,8	1021,3	1018,4	1016,0
	C (g L ⁻¹)	62,9	49,9	37,1	32,5	29,0
CSQ2	ρ (kg m ⁻³)	1053,7	1045,6*	1037,3	1028,6	1028,4
	C (g L ⁻¹)	85,2	73*	61,1	48,2	47,8
CSQ3	ρ (kg m ⁻³)	1053,9	1035,4	1029,8	1028,5	1024,9
	C (g L ⁻¹)	85,6	58,2	50,4	48,5	43,0

* valor estimado

Fonte: elaboração própria.

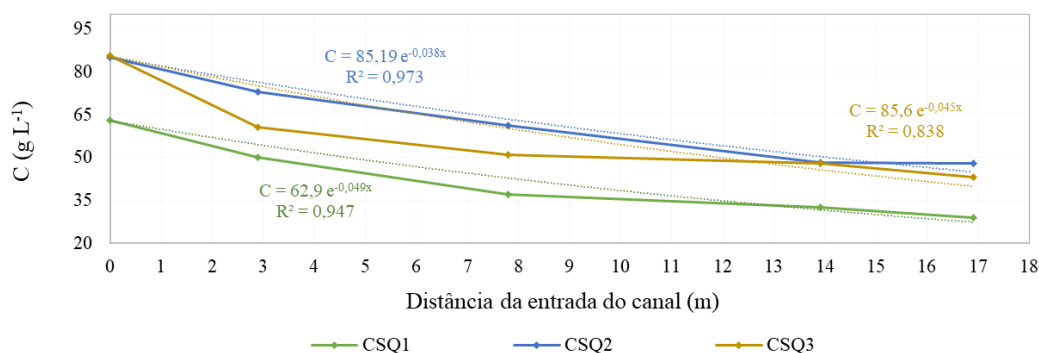
Os valores indicados em asterisco foram estimados a partir da distribuição dos valores verticais de concentração, em função de problemas com o equipamento de aquisição de velocidades (UVP) e consequente impossibilidade de realizar o cálculo do valor médio a partir dos somatórios de Ellison e Turner (1959).

A mistura do experimento de menor vazão (CSQ1) foi a que apresentou menor concentração (62,9 g L⁻¹), tendo os valores médios da corrente diminuído suavemente de 49,9 a 29,0 g L⁻¹ desde o início até o final do canal experimental.

Os experimentos CSQ2 e CSQ3, de similar concentração de mistura, se comportaram de forma similar ao longo do canal (Fig. 49), mesmo com diferentes vazões (320 e 370 L min⁻¹, respectivamente). Pode-se reparar que na estação 3 (a 13,9 m da entrada) as massas específicas praticamente se igualam e mantêm valores próximos até a estação seguinte, provavelmente em função da baixa distância entre as mesmas (~ 3 m).

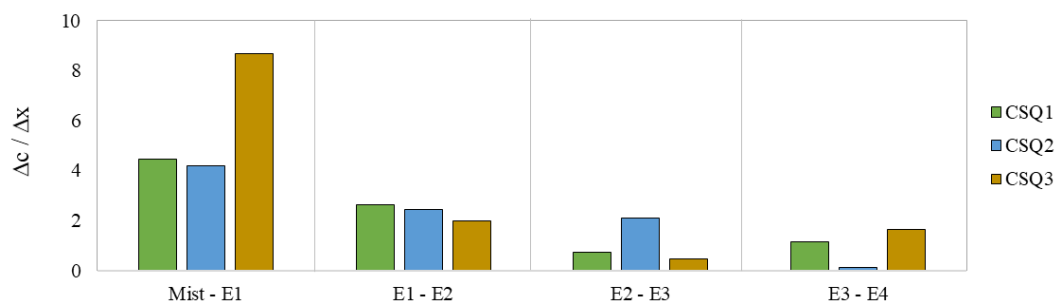
O decaimento dos valores de concentração média ao longo do canal segue uma boa correlação com ajuste exponencial (Fig. 49), com coeficientes de determinações de 0,95, 0,97 e 0,84 para CSQ1, CSQ2 e CSQ3, respectivamente. Para CSQ3, o valor de R² é relativamente menor, como consequência da forte diminuição da sua concentração média logo na entrada do canal. Em seu estudo matemático Schuch (2020) modelou matematicamente o estudo experimental de Lamb *et al.* (2010) e em seus resultados mostrou a ocorrência da diminuição exponencial da concentração ao longo da distância, em função da velocidade de queda e do coeficiente r_0 (igual a c_b/C de Parker *et al.*, 1987).

Figura 49. Variação espacial da concentração média do escoamento (concentração da mistura representada pela distância zero), nas estações de medição 1, 2, 3 e 4 ao longo do canal.



Fonte: elaboração própria

O brusco decréscimo da concentração média em relação à mistura (Fig. 49 e 50), observado na estação 1 de CSQ3, é atribuído à alta vazão de injeção (370 L min⁻¹) e ao comportamento de jato da corrente de densidade no início do canal, logo após sua saída do difusor. Idealmente, os valores médios de concentração da estação 1 de CSQ2 poderiam nos fornecer mais exatidão sobre a diminuição da concentração entre a mistura e a primeira estação, resultando em um valor decaimento médio entre aqueles observados em CSQ1 ($\Delta C/\Delta x$ de 4,5) e CSQ3 ($\Delta C/\Delta x$ de 8,7) (Fig. 50). No entanto, os valores de velocidade não puderam ser lidos na estação 1 de CSQ2 (mau funcionamento do aparelho UVP), impossibilitando o cálculo dos somatórios de Ellison e Turner (1959).

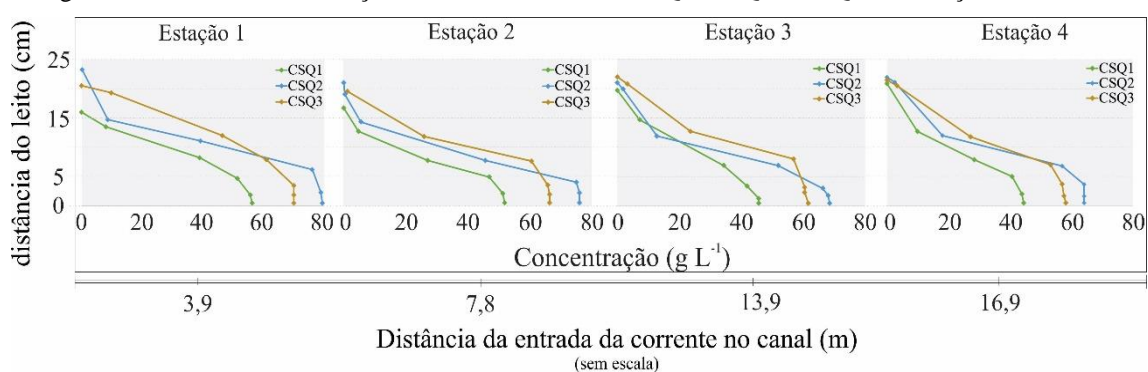
Figura 50. Decaimento ΔC em relação à distância entre estações Δx .

Fonte: elaboração própria

Adicionalmente às figuras 49 e 50, a figura 51 mostra que, de um modo geral, correntes salinas apresentam baixas taxas de decaimento das suas concentrações médias ao longo do canal, apesar de passarem por processos de mistura de montante para jusante.

Independentemente da posição dentro do canal experimental, a figura 51 mostra que os perfis são caracterizados por altos valores de concentração junto ao fundo, que persistem verticalmente ao longo de espessuras próximas de 4 cm. Isso é, ao longo da camada limite, até, aproximadamente a elevação das velocidades máximas (Fig. 52 e 53), as concentrações são homogêneas.

Figura 51. Perfis de concentração das correntes salinas CSQ1, CSQ2 e CSQ3 nas estações 1, 2, 3 e 4.



Fonte: elaboração própria.

Sendo assim, a região inferior dos perfis de concentração é definida por uma curva com concavidade para baixo, desde o leito até um ponto de inflexão localizado logo acima das velocidades máximas. A partir desse ponto, a distribuição de concentrações segue a forma de uma curva com convexidade para cima, até a zona de mistura com a água ambiente. O formato do decaimento vertical das concentrações das correntes salinas apresentado aqui é diferente do proposto por Rouse (1937, *apud* JULIEN, 2010) para

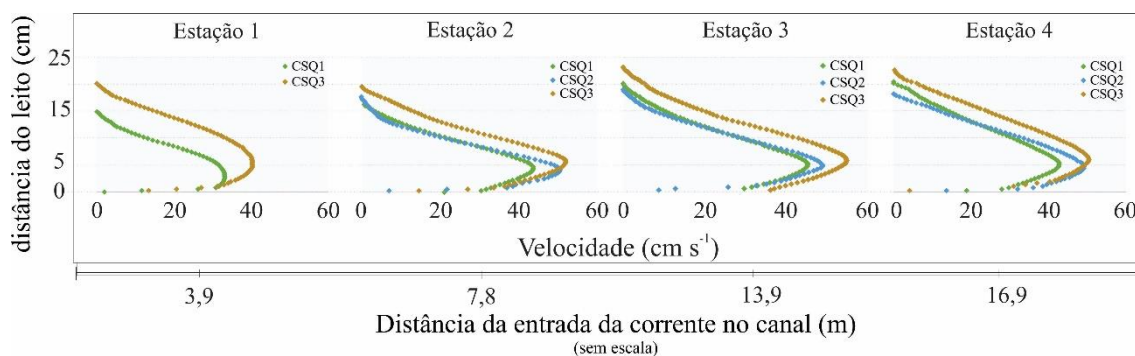
sedimentos em suspensão em escoamentos à superfície livre, que é amplamente utilizado no estudo das correntes de densidade (PARKER *ET AL.*, 1987).

Os perfis verticais de concentração (Fig. 51) indicam que, quanto menor a vazão, mais rapidamente as concentrações diminuem ao longo da vertical e, quanto maior a vazão, mais homogênea é a distribuição vertical dos valores de concentração. Uma explicação para tal é que o acréscimo da vazão aumenta a turbulência do escoamento e provoca uma maior mistura ao longo da vertical.

No experimento de vazão média, CSQ2, foram registradas concentrações junto ao fundo ligeiramente maiores que no experimento CSQ3, assim como um decaimento vertical ascendente mais abrupto em relação à corrente salina de maior vazão. Isso se explica pela presença de uma camada estavelmente estratificada mais espessa (ver espessura estavelmente estratificada no item 6.2.5, figuras 62 e 63) logo acima da velocidade máxima do escoamento, que atuou na contenção dos processos de mistura vertical na região da camada de mistura. Dessa forma, as concentrações ficaram mais efetivamente retidas na região inferior do experimento CSQ2.

Em relação às velocidades das correntes de densidade salinas, a figura 52 mostra a evolução dos perfis verticais médios ao longo do canal experimental, para as três vazões de correntes salinas ensaiadas (270, 320 e 370 L min⁻¹).

Figura 52. Perfis verticais médios de velocidade das correntes salinas CSQ1, CSQ2 e CSQ3 nas estações 1, 2, 3 e 4.



Fonte: elaboração própria.

A partir da análise da figura 53, verifica-se o aumento dos valores médios (U) dos perfis verticais de velocidade, conforme ocorre o acréscimo das vazões. Juntamente com o aumento das vazões, ocorre também o acréscimo das velocidades máximas ($u_{\text{máx}}$) e das suas elevações em relação ao fundo ($z_{\text{máx}}$, Tab. 10). Esse aumento provoca um incremento na taxa de variação das velocidades no interior da camada limite e o conseqüente aumento

das tensões de cisalhamento junto ao fundo (τ_b) (item 6.2.2). Ou seja, quanto maiores as vazões injetadas, maiores as tensões de cisalhamento aplicadas junto ao fundo. Os valores de velocidade máxima ($u_{m\acute{a}x}$) acompanham o crescimento dos valores do perfil vertical de velocidade ao longo do espaço (Tab. 10 e Fig. 53). Já na estação 4 esses valores são levemente menores em comparação à estação 3, por estar posicionada junto à saída do canal de acrílico e sofrer os efeitos dessa singularidade, isso é, da expansão do escoamento dentro do tanque externo de alvenaria e conseqüente dispersão e diminuição das velocidades.

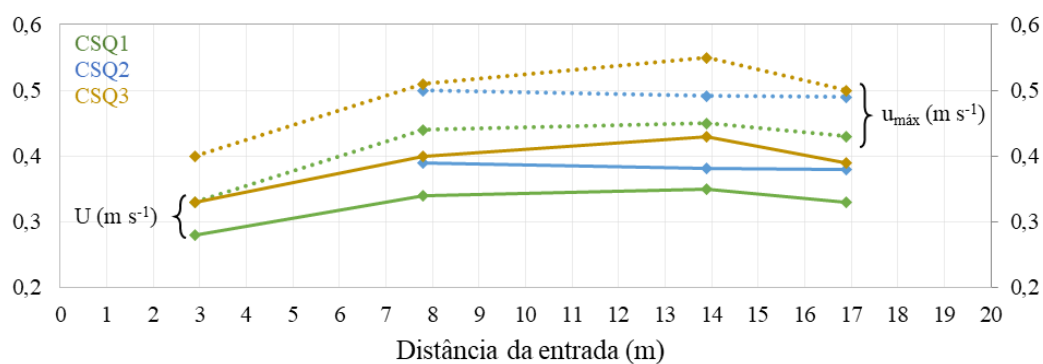
Tabela 10. Valores médios (U) e máximos ($u_{m\acute{a}x}$) dos perfis verticais de velocidade, nas quatro estações de medição.

Nome	U_{E1}	U_{E2}	U_{E3}	U_{E4}	$u_{m\acute{a}x,E1}$	$u_{m\acute{a}x,E2}$	$u_{m\acute{a}x,E3}$	$u_{m\acute{a}x,E4}$
	(m s ⁻¹)				(m s ⁻¹)			
CSQ1	0,28	0,34	0,35	0,33	0,33	0,44	0,45	0,43
CSQ2	na	0,39	0,38	0,38	na	0,50	0,49	0,49
CSQ3	0,33	0,40	0,43	0,39	0,40	0,51	0,55	0,50

na: não adquirido

Fonte: elaboração própria

Figura 53. Distribuição espacial dos valores médios de U e $u_{m\acute{a}x}$ (também mostrados na tabela 10).



Fonte: elaboração própria

As correntes de densidade salinas aumentam sua espessura média (H) conforme escoam ao longo do canal (Tab. 11 e Fig. 54), seguindo correlações lineares com coeficiente de determinação maiores que 0,95 (desconsiderando-se a estação 1). A incorporação da água ambiente pelos escoamentos (processo de carreamento, ver item 6.2.3) aumenta o volume de fluido transportado e, por isso, as espessuras (H) são acrescidas.

Tabela 11. Valores de espessura média das correntes (H) e elevação de ocorrência das velocidades máximas ($Z_{m\acute{a}x}$) do perfil vertical, para as quatro estações de medição (E1, E2, E3 e E4).

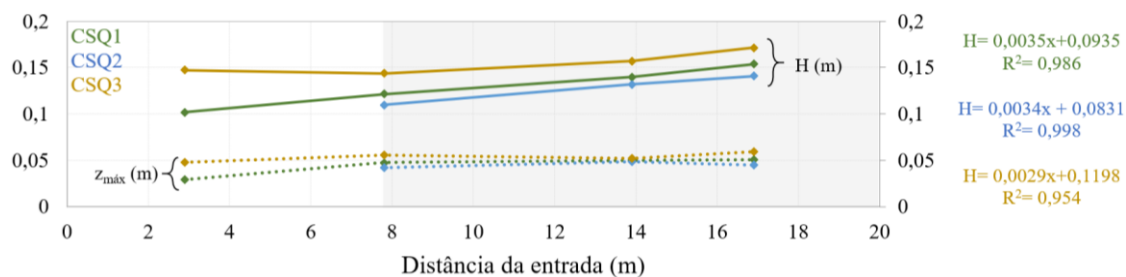
Nome	H_{E1}	H_{E2}	H_{E3}	H_{E4}	$Z_{m\acute{a}x,E1}$	$Z_{m\acute{a}x,E2}$	$Z_{m\acute{a}x,E3}$	$Z_{m\acute{a}x,E4}$
	(cm)				(cm)			
CSQ1	10,2	12,1	14,0	15,4	2,91	4,73	4,99	5,08
CSQ2	na	11,0	13,2	14,1	na	4,21	4,85	4,49
CSQ3	14,7	14,4	15,7	17,1	4,78	5,59	5,22	5,93

na: não adquirido

Fonte: elaboração própria

As elevações ($Z_{m\acute{a}x}$) das velocidades máximas apresentam suave acréscimo (Tab. 11 e Fig. 54), mas com valores muito próximos à 5 cm ao longo do canal (desvios padrão menores do que 0,4 cm). Isso está relacionado à presença das formas de fundo e da rugosidade por elas imposta, que acaba por deslocar a posição de $Z_{m\acute{a}x}$ na direção ascendente.

Figura 54. Distribuição espacial dos valores médios de H e $Z_{m\acute{a}x}$ (valores apresentados na tabela 11).



Fonte: elaboração própria

Os três experimentos com correntes salinas apresentaram números de Reynolds (Re) substancialmente elevados (entre, aproximadamente, 24 e 60 mil), nos quais as forças inerciais são preponderantes perante as forças viscosas (Tab. 12), garantido que os escoamentos sejam turbulentos. Na modelagem física, atingir tais valores na ordem de 1×10^4 é de grande importância para garantir a semelhança dinâmica entre o escoamento no modelo e os processos que ocorrem na natureza. Analisando-se cada experimento individualmente, os valores de Re aumentam de montante para jusante, em função do acréscimo das velocidades e espessuras dos escoamentos nessa direção. Comparando-se os três experimentos, os números de Re são maiores para os experimentos de maior vazão, por ação das maiores velocidades e espessuras. A viscosidade cinemática, considerada similar à da água (Tab. 12) e calculada pela equação 29, não teve efeito significativo na variação dos valores de Re , dado que a temperatura variou muito pouco entre os experimentos realizados.

Tabela 12. Valores médios do número de Reynolds (Re) das correntes salinas, ao longo do canal experimental (estações – E).

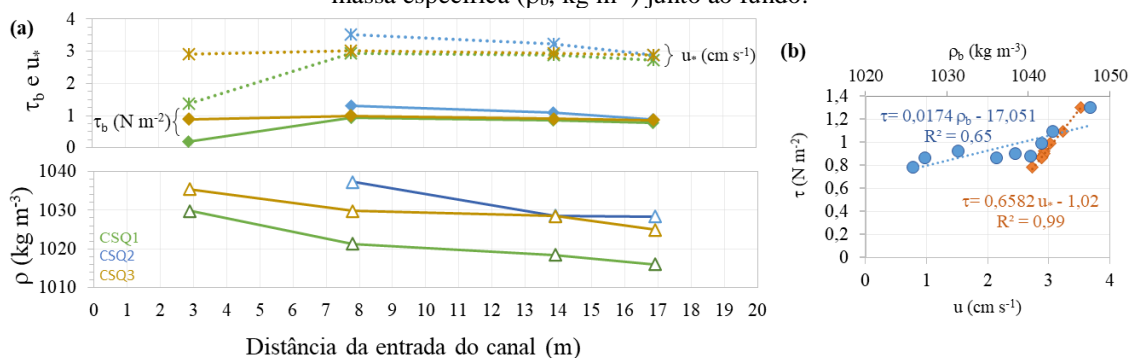
Nome	T_{mist} (°)	T_{H2O} (°)	$v \times 10^{-6}$ ($m^2 s^{-1}$)	Re			
				E1	E2	E3	E4
CSQ1	13	14,5	1,21	23675	34129	40035	41761
CSQ2	20	20	1,01	na	42051	48069	53202
CSQ3	16	16	1,12	44746	50610	59530	60074

na: não adquirido

Fonte: elaboração própria

6.2.2 Tensões de cisalhamento junto ao fundo (τ_b)

As tensões de cisalhamento junto ao fundo (τ_b) (Fig. 55 e Tab. 13) apresentam uma suave tendência de diminuição dos seus valores, de montante para jusante, acompanhando o decréscimo das velocidades de cisalhamento (u_*) com coeficiente de determinação (R^2) linear de 0,99 (Fig. 55 b), uma vez que ambos os parâmetros estão relacionados pela equação 33. A figura 55 a indica que o decréscimo espacial das tensões τ_b está relacionado à diminuição das massas específicas do escoamento junto ao fundo (ρ_b), ocasionada pela diluição das correntes de densidade de montante para jusante. Os valores da figura 55 b revelam que existe uma parcela da massa específica junto ao fundo (ρ_b), que atua na variação das tensões τ_b linearmente ($R^2= 0,65$). Sendo assim, os valores de τ_b são maiores no experimento CSQ2 por influência dos maiores valores de ρ_b , que são mais elevados nesse experimento (ver item 6.2.1).

Figura 55. (a) Variação espacial da velocidade (u_* , $cm s^{-1}$) e tensão de cisalhamento (τ_b , $N m^{-2}$) e (b) da massa específica (ρ_b , $kg m^{-3}$) junto ao fundo.

Fonte: elaboração própria

Tabela 13. Valores de tensão de cisalhamento junto ao fundo (τ_b , $N m^{-2}$) ao longo do canal.

Q ($L min^{-1}$)	Nome	$\tau_{b, E1}$	$\tau_{b, E2}$	$\tau_{b, E3}$	$\tau_{b, E4}$
270	CSQ1	0,20	0,92	0,86	0,78
320	CSQ2	na	1,31	1,10	0,88
370	CSQ3	0,89	0,99	0,91	0,87

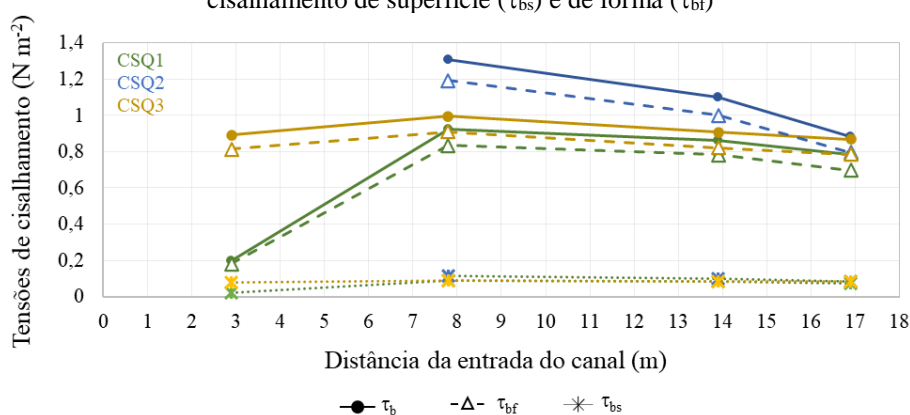
na: não adquirido

Fonte: elaboração própria

Os baixos valores de τ_b e u^* registados na estação 1 não são considerados valores representativos, uma vez que os valores dos perfis de velocidade obtidos apresentaram influência do difusor de entrada (a 2,9 m de distância) e não puderam ser precisamente calculados pela metodologia adotada nesse trabalho.

Devido à presença de formas de fundo ao longo de todo o canal, a tensão de cisalhamento τ_b é composta de duas parcelas (ver item 3.4.5), a tensão de cisalhamento decorrente da rugosidade da superfície (τ_{bs}) e outra oriunda da geometria da forma (τ_{bf}). A figura 56 apresenta a decomposição dessas tensões ao longo do canal, indicando que as tensões de cisalhamento de superfície (τ_{bs}) representam apenas entre 8,6 a 11,2 % do valor total das tensões de cisalhamento (τ_b). São as tensões τ_{bs} as responsáveis pelo transporte de sedimento e seus baixos valores condizem com as baixas taxas de transporte de sedimentos, analisado de forma visual, pela ausência de sedimentos nas amostras coletadas junto ao leito móvel, e pela baixa variabilidade do tamanho dos grãos (ver item 6.3.5) ao longo do canal. A parcela restante de tensões (τ_{bf}) é associada à resistência que as dimensões das formas de fundo impõem ao escoamento, que provocam o descolamento do escoamento no pico das formas de fundo e a geração de turbulência nas suas faces voltadas a jusante (GARCIA, 2008).

Figura 56. Variação espacial das tensões de cisalhamento junto ao fundo (τ_b), decomposta em tensão de cisalhamento de superfície (τ_{bs}) e de forma (τ_{bf})



Fonte: elaboração própria

6.2.3 Coeficiente de carreamento (e_w)

Os valores de carreamento da água (e_w) foram calculados a partir das equações integrais (Eq. 14, 15 e 16) de Ellison e Turner (1959) e da conservação de massa - fase líquida (Eq. 46), são apresentados na tabela 14 e figura 57. Além dos valores de e_w , a figura 57 também traz a variação das médias das velocidades (U) e espessuras (H) entre

as estações, ao longo do canal ($d(UH)/dx$), outro termo da equação 46, a fim de respaldar a análise do processo de carregamento.

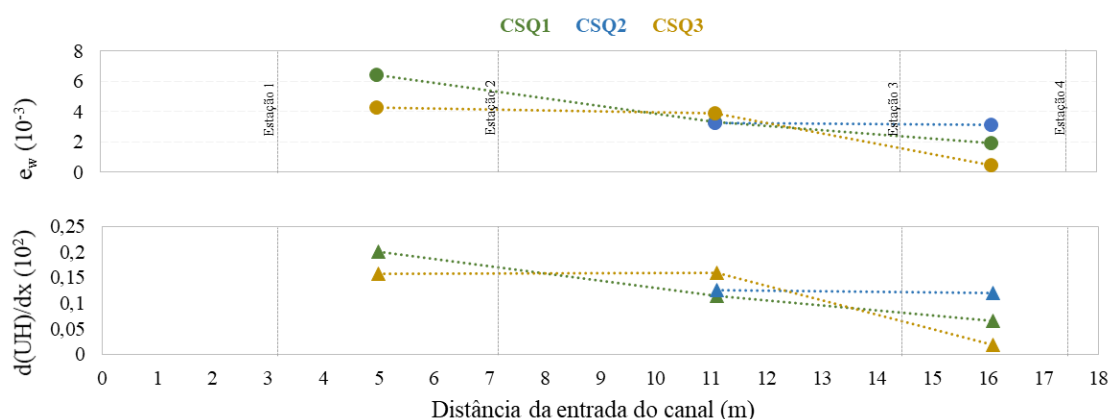
Tabela 14. Valores médios de número de Richardson global (Ri) e das taxas de carregamento da água ($e_w \times 10^{-3}$) na região superior da corrente entre cada estação.

	Estação 1 - 2		Estação 2 - 3		Estação 3 - 4	
	Ri	$e_w (x 10^{-3})$	Ri	$e_w (x 10^{-3})$	Ri	$e_w (x 10^{-3})$
CSQ1	0,47	6,46	0,36	3,33	0,37	1,93
CSQ2	na	na	0,41	3,27	0,42	3,15
CSQ3	0,55	4,316	0,42	3,88	0,42	0,19

na: não adquirido

Fonte: elaboração própria

Figura 57. Variação da taxa de carregamento ($e_w \times 10^{-3}$) e da taxa $d(UH)/dx (10^2)$.



Fonte: elaboração própria.

Os valores de coeficiente de carregamento (e_w) diminuem de montante para jusante, indicando processos de mistura com a água ambiente cada vez mais tênues ao longo do canal. Os valores de e_w de CSQ1 e CSQ3 seguem decaimentos lineares com coeficientes de determinação (R^2) de 0,97 e 0,78, respectivamente. Esse fato está atrelado à característica de estabilização da distribuição vertical dos valores médios de U e H ao longo do canal, alcançada pela aproximação dos escoamentos ao seu estado de equilíbrio hidráulico (diminuição da taxa $d(UH)/dx$ - Eq. 46) (Fig. 57).

O experimento CSQ3 apresentou decaimento de e_w mais suave no início do canal, quando comparado à CSQ1. A maior vazão de injeção possibilitou que essa desenvolvesse elevados valores de U e H logo na entrada no canal (estação 1), relativamente à estação 2. Dessa forma, a variação de $d(UH)/dx$ (Fig. 57) entre estações

foi mais suave, resultado de processos de carreamento menos intensos. Esse resultado também está de acordo com os valores de Ri_{grad} , apresentados no item 6.2.5, que mostram a ocorrência de estratificação estável na estação 1 de CSQ3 ao longo de praticamente toda a vertical, o que contém os processos de mistura e, conseqüentemente, atuam na diminuição da taxa de carreamento da água ambiente pela corrente, no trecho entre as estações 1 e 2.

Considerando que o trecho delimitado pelas estações 2 e 3 é o mais interessante em termos de comparação, por não sofrer influência da entrada (estação 1) ou da saída (estação 4) do canal experimental, os processos de carreamento (expressos por e_w) são similares para as três correntes salinas (Fig. 57), independente das suas vazões de injeção.

Em relação ao número de Richardson global (Ri), esse diminui de montante para jusante, entre as estações 1 e 2, e se mantém praticamente constante entre as estações 2 - 3 e 3 - 4, para todos os experimentos. A manutenção desses valores é reflexo do equilíbrio entre as forças de inércia (cinéticas) e gravitacionais (inverso do quadrado do número de Froude densimétrico $-Fr_d$ – Eq. 23). alcançado pelas correntes, conforme escoam na direção jusante.

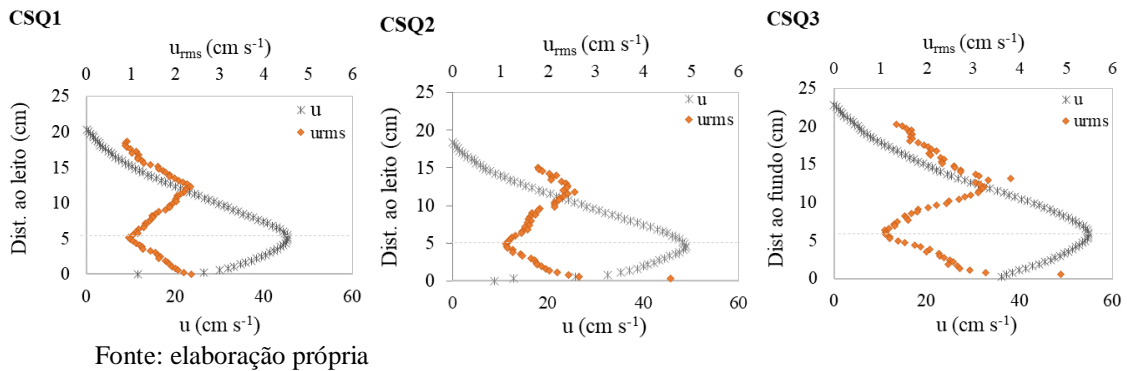
Em relação ao carreamento de sedimentos, salienta-se que as correntes salinas não causaram tensões de cisalhamento junto ao fundo altas o suficiente para arrancar sedimentos do leito móvel e colocá-los em suspensão. Esse fato foi atestado qualitativamente através de observação visual durante o experimento, pela inexistência de partículas de microesfera de vidro nas amostras coletadas do(s) sifão(ões) mais próximo(s) ao fundo, e pela ausência de variações de tamanho dos grãos presentes no leito, ao longo do comprimento do canal. Dessa forma, afirma-se que não houve carreamento de sedimentos pelas correntes de densidade salinas.

6.2.4 Intensidades turbulentas do escoamento

A análise das intensidades turbulentas (u_{rms}) fornece informações sobre a estrutura interna da turbulência nas correntes de densidade, e é realizada a partir da análise temporal de um conjunto de medidas da velocidade, na direção do escoamento, e do cálculo dos valores quadráticos médios da velocidade pela equação 27.

Na figura 58 foram plotados os valores de u_{rms} e de velocidade instantânea u ao longo da vertical, na qual se verifica uma certa correlação entre os perfis. Esses dados são referentes à estação 3, mas se comportam de forma similar nas outras estações.

Figura 58. Valores verticais de intensidade turbulenta (u_{rms}) dos experimentos CSQ1, CSQ2 e CSQ3, associados aos valores de velocidade (u), registrados na estação 3.



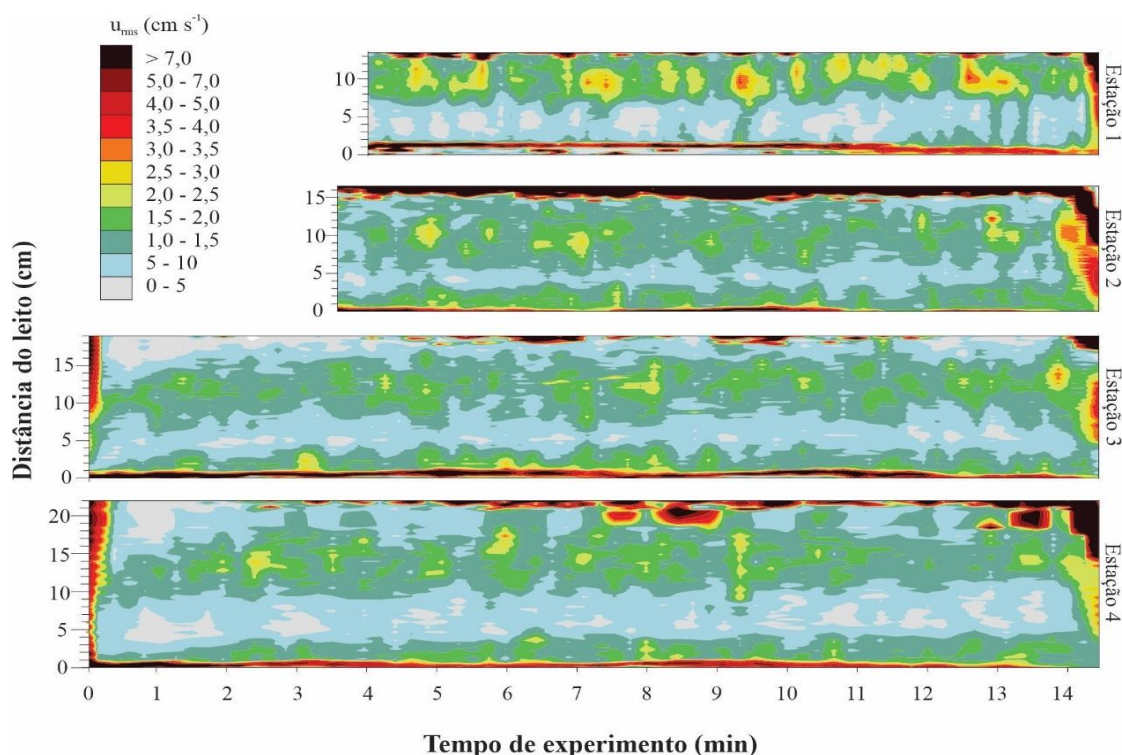
Os valores mínimos de u_{rms} são observados na região das velocidades máximas do escoamento, onde as taxas de variação da velocidade são mínimas e, por conseguinte, as tensões cisalhantes do escoamento geralmente se aproximam de zero.

Os valores máximos de intensidade turbulenta foram identificados em duas regiões do escoamento, uma junto ao leito e outro no limite superior. Na região próxima ao leito, os altos valores de u_{rms} são atribuídos aos altos gradientes de densidade e a rugosidade do fundo, no limite superior, ao cisalhamento de larga escala, à intensa mistura e aos vórtices gerados nessa região (KNELLER *ET AL.*, 1997; KNELLER E BUCKEE, 2000; BEST *ET AL.* 2001; BUCKEE *ET AL.*, 2001). Adicionalmente, os referidos autores também encontraram valores máximos de energia cinética turbulenta (outro parâmetro que auxilia na análise da turbulência) em direção ao topo de correntes com altos níveis de cisalhamento na camada limite superior (acentuado em correntes supercríticas).

A fim de realizar uma análise espacial, as figuras 59 e 60 e 61 mostram a distribuição vertical ao longo do tempo dos valores de u_{rms} em forma de mapa de cores, para todas as estações de medição de CSQ1, CSQ2 e CSQ3, respectivamente. Para tanto, foram utilizados os valores de velocidade registrados ao longo de todo o feixe emitido pelo sensor UVP, isso é, ao longo da vertical do escoamento, e os valores de u_{rms} foram interpolados a partir de método de regressão de krigagem (*kriging*) do programa Surfer®.

A escala de cores vai de cores frias, visualizadas na região próxima às velocidades máximas, até cores mais quentes, conforme os valores de u_{rms} aumentam. Valores de u_{rms} maiores que 7 cm s^{-1} (cor mais escura) foram assumidos como não representativos das intensidades turbulentas, em função de serem valores relativamente altos e não encontrados na bibliografia. Esses valores, no entanto, auxiliam na identificação dos momentos anteriores à chegada da corrente (segundos após o tempo zero), a região acima da camada de mistura e a presença do leito (Fig. 59, 60 e 61). Esses limites são também conhecidos a partir da distância do sensor ao leito, medido antes dos experimentos, e dos dados dos perfis de velocidade.

Figura 59. Mapas de distribuição temporal dos valores de u_{rms} (cm s^{-1}) para o experimento CSQ1. Por motivos de operação do UVP, os dados dos primeiros 4 minutos das estações 1 e 2 não são apresentados.



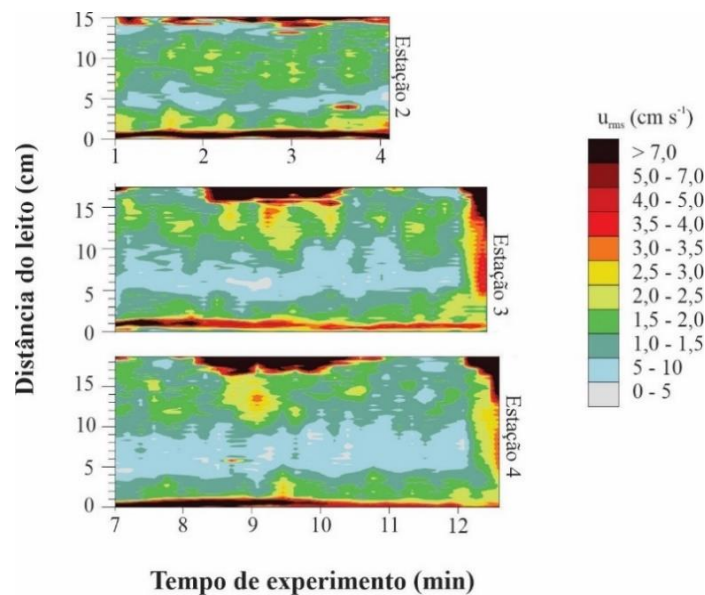
Fonte: elaboração própria.

Os valores de u_{rms} aumentam conforme a vazão do experimento aumenta, como resultado do acréscimo da intensidade turbulenta. Comparando a estação 1 dos experimentos CSQ1 (Fig. 59) e CSQ3 (Fig. 61), por exemplo, nota-se pela escala de cores, que a intensidade turbulenta do escoamento é substancialmente maior no experimento CSQ3 (com valores de u_{rms} entre $3,5$ e 5 cm s^{-1} , e pequenas regiões de até 7 cm s^{-1}), enquanto no CSQ1, os valores predominante estão entre $1,5$ e 3 (com pequenas regiões de até 4 cm s^{-1}).

O experimento CSQ2 (Fig. 60) não registrou dados na estação 1 por problemas de mau funcionamento do aparelho UVP. Em função do mesmo problema, o registro de dados na estação 2 iniciou após o primeiro minuto e, nas estações 3 e 4, após o sétimo minuto.

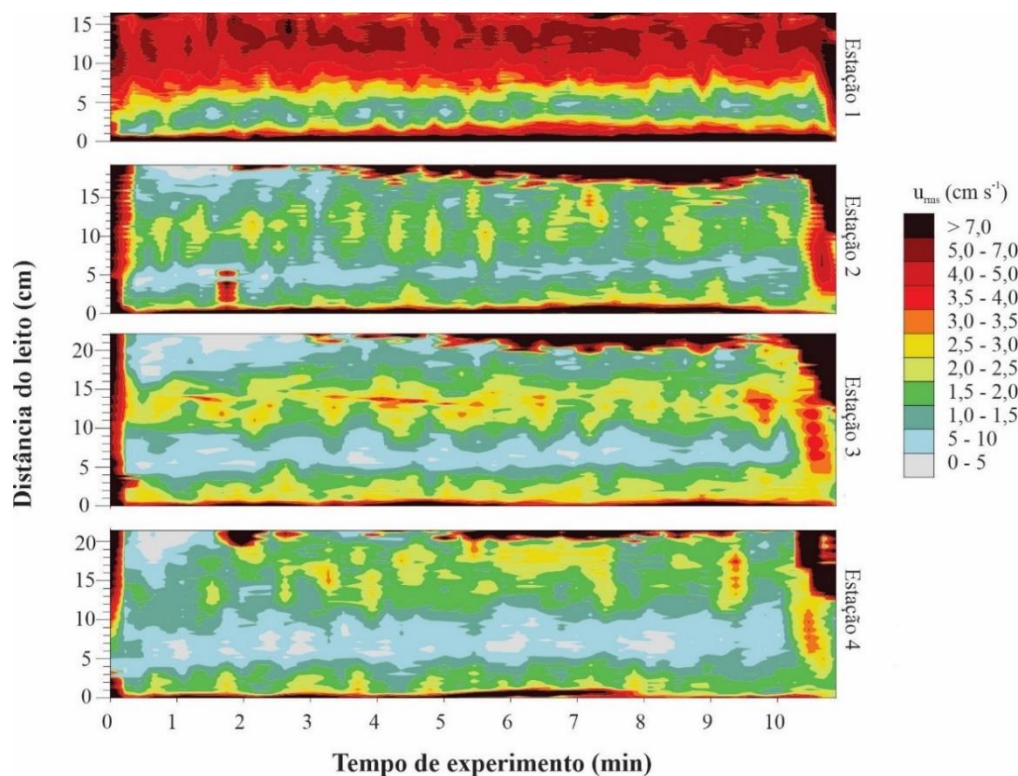
Em relação à variação espacial, analisando individualmente cada experimento, percebe-se que os valores de u_{rms} são claramente maiores na primeira estação de medição e que, gradativamente, vão diminuindo ao longo do canal. Essa diminuição está relacionada à redução da intensidade turbulenta a partir da diluição e desaceleração das correntes de densidade, que acabam por atenuar as forças cisalhantes entre camadas.

Figura 60. Mapa de cores das intensidades turbulentas (u_{rms} , cm s^{-1}) do experimento CSQ2. Estação 2 teve dados medidos entre o primeiro e o quarto minuto e, após, aparelho UVP foi movido para jusante, registrando dados a partir do sétimo minuto até o final.



Fonte: elaboração própria.

Figura 61. Mapa da distribuição espacial das intensidades turbulentas (u_{rms} , cm s^{-1}) do experimento CSQ3, registrado nas estações 1, 2, 3 e 4.



Fonte: elaboração própria.

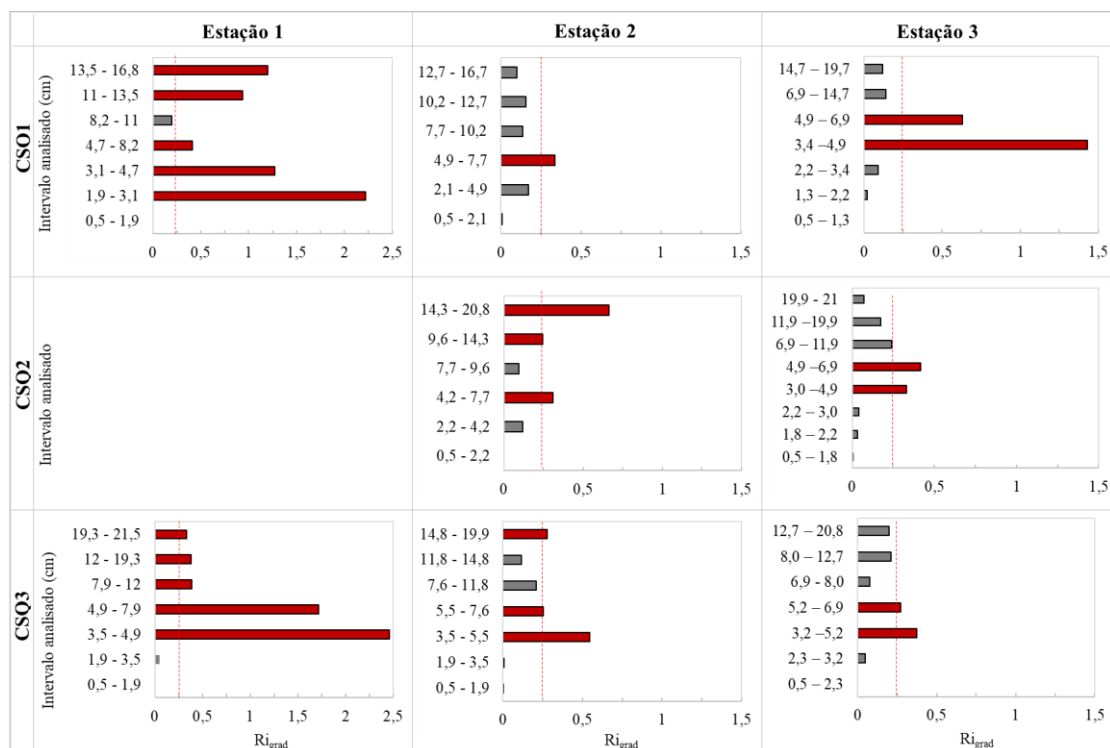
6.2.5 Estratificação vertical (Richardson gradiente - Ri_{grad})

O Richardson gradiente representa a variação da massa específica (ρ) em relação ao quadrado da relação da velocidade, em dois pontos (Δz) avaliados ao longo da vertical (Eq. 24). Os valores de ρ e Δz utilizados foram aqueles registrados a partir dos seis tubos dispostos ao longo da vertical. A análise de Ri_{grad} foi realizada em todas as estações de medição, sendo seus valores, em função do grande volume de dados, são apresentados no Apêndice A (Tab. 31 a 34). A fim de analisar a variação espacial dos resultados de Ri_{grad} , a figura 62 apresenta os perfis verticais desses valores para as estações 1, 2 e 3 (estação 4 não foi apresentada por mostrar dados similares aos da estação 3). A figura 63 mostra os resultados de Ri_{grad} ao longo da vertical (z) adimensionalizada pela elevação da velocidade máxima ($z_{m\acute{a}x}$).

Os três experimentos com correntes de densidade salinas apresentaram valores de Ri_{grad} maiores que 0,25 na região próxima à velocidade máxima, ao longo de todo o canal experimental. Isso é, apesar de serem escoamentos plenamente turbulentos, nessas regiões, a turbulência é reduzida, em função de terem desenvolvido estratificação estável,

como resultado da redução do gradiente de velocidades ($\delta u/\delta z$) perante a variação da massa específica ($\delta\rho/\delta z$ – Eq. 24).

Figura 62. Distribuição vertical dos valores de Richardson de gradiente (Ri_{grad}) para as três correntes salinas, avaliados na estação 3. Liminar de 0,25 representado pela linha tracejada e barras em vermelho. Atentar a diferença na escala de Ri_{grad} para a estação 1.



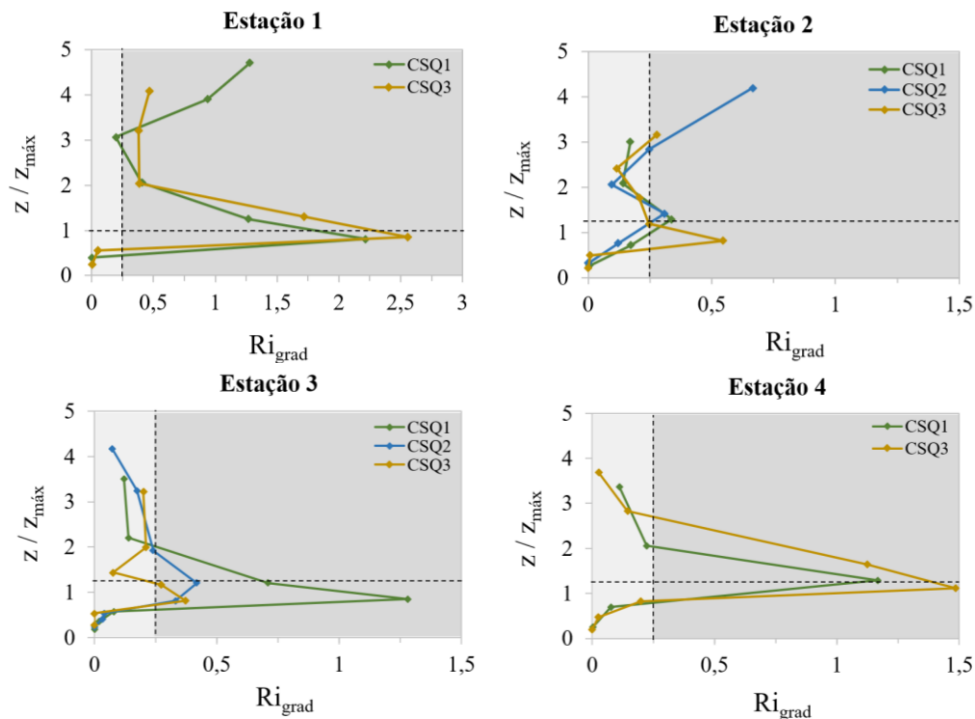
Fonte: elaboração própria.

Na estação de medição 1, foi registrada a ocorrência de estratificação estável de CSQ1 e CSQ3 praticamente ao longo de toda a vertical (CSQ2 não teve dados de velocidade registrados por mau funcionamento do aparelho UVP). Na região inferior do escoamento (Fig. 62 e 63), onde a mistura é mais homogênea do que no resto da vertical, apresentando valores similares de massa específica (pequenos ou nulos valores de $\delta\rho/\delta z$), os valores e Ri_{grad} são menores que 0,25 (ou nulos) e a mistura é não estratificada. Ainda, no experimento CSQ1, houve uma segunda camada não muito espessa (entre 8,2 e 11 cm) onde o escoamento não apresentou estratificação, com valor de Ri_{grad} igual 0,20.

Conforme as correntes escoam na direção jusante e alcançam a estação 2, a distribuição vertical das velocidades e massas específicas dos experimentos CSQ2 e CSQ3 resultam em duas regiões de estratificação estável, junto às velocidades máximas e na região superior do escoamento, onde ocorre a mistura do escoamento com a água ambiente. Já o experimento CSQ1 foi o único que não desenvolveu uma camada

estavelmente estratificada na região superior, por apresentar decaimento suave de concentração ($\delta\rho/\delta z$), em relação ao decaimento acentuado das velocidades ($\delta u/\delta z$).

Figura 63. Perfil vertical de Richardson gradiente (Ri_{grad}) nas estações 2 e 3. Distâncias ao fundo (z) adimensionalizados em relação à altura das velocidades máximas ($z_{m\acute{a}x}$), indicada pela linha tracejada horizontal. Valor limiar de Ri_{grad} , de 0,25, indicado na l



Fonte: elaboração própria.

Nas estações 3 e 4, as três correntes salinas retomam valores de Ri_{grad} abaixo de 0,25 junto ao fundo e na região superior de mistura com a água ambiente, mantendo valores acima de 0,25 apenas junto às velocidades máximas.

Na estação 3, os valores de Ri_{grad} na região superior às $u_{m\acute{a}x}$ variam entre 0,12 e 0,14 para CSQ1, entre 0,17 e 0,24 para CSQ2 e de 0,14 a 0,21 para CSQ3. Nessa mesma região do escoamento, Buckee *et al.* (2001) encontraram valores de Ri_{grad} entre 0,13 e 0,23 em suas correntes de densidade supercríticas, muito próximos do presente estudo.

6.3 INTERAÇÃO COM O LEITO MÓVEL

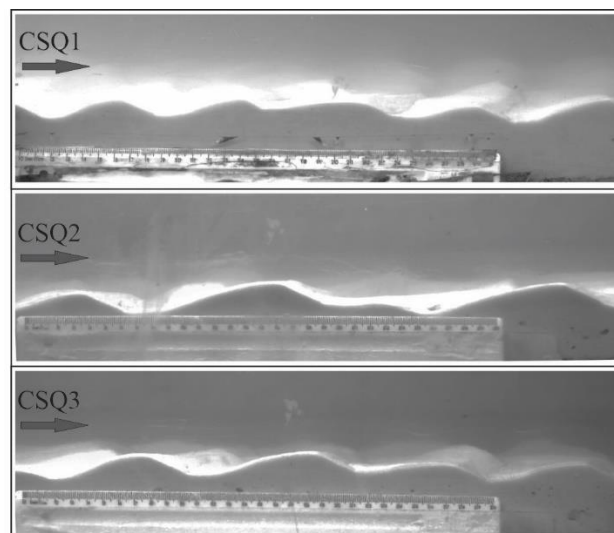
6.3.1 Formas de Fundo

A interação entre as correntes de densidade salinas e o leito móvel de microesfera de vidro, presente no fundo do canal de acrílico, gerou formas de fundo classificadas

como ondulações (*ripples*). Essas formas de fundo (Fig. 64) foram assim classificadas devido às seguintes características:

- Ausência de transporte de sedimentos em suspensão, verificado durante os experimentos, pelas fotografias laterais, e pela ausência de sedimentos nos tubos e sifões de amostragem mais próximos ao leito móvel.
- Comprimento de onda (λ) bastante inferiores aos observados em dunas geradas experimentalmente por correntes de densidade salinas (FEDELE *ET AL.*, 2016; KOLLER, 2016);
- Valores de tensão de cisalhamento junto ao fundo (τ_b), similares aos relatados na bibliografia para escoamentos à superfície livre (BAAS, 2004) e correntes de densidade salinas (KOLLER *ET AL.*, 2019);
- Valores de λ , η e η/λ similares aos previstos por Baas (1993) (Fig. 68) e Raudkivi (1997) (Fig. 70) para escoamentos à superfície livre sobre leito móvel composto por grãos de tamanho similar ao utilizado no presente estudo ($d_{50} \sim 111,7 \mu\text{m}$);
- Correlação entre as dimensões e o número Re^* (Fig. 69), indicando relevância da espessura da subcamada viscosa no desenvolvimento dessas formas de fundo, típico de ondulações (YALIN, 1977; KENEDY, 1961; BAAS, 1994).
- Ótimo ajuste aos diagramas de previsão de Yalin (1977), Lapotre *et al.* (2017) e Van den Berg e Van Gelder (1993), apresentados nas figuras 152, 153 e 155, respectivamente, do item no item 8.3.2.

Figura 64. Ondulações geradas nos experimentos CSQ1, CSQ2 e CSQ3, observadas a, aproximadamente, 13 m de distância da entrada das correntes no canal experimental (régua de 30 cm). Escoamento da esquerda para a direita.



Fonte: elaboração própria.

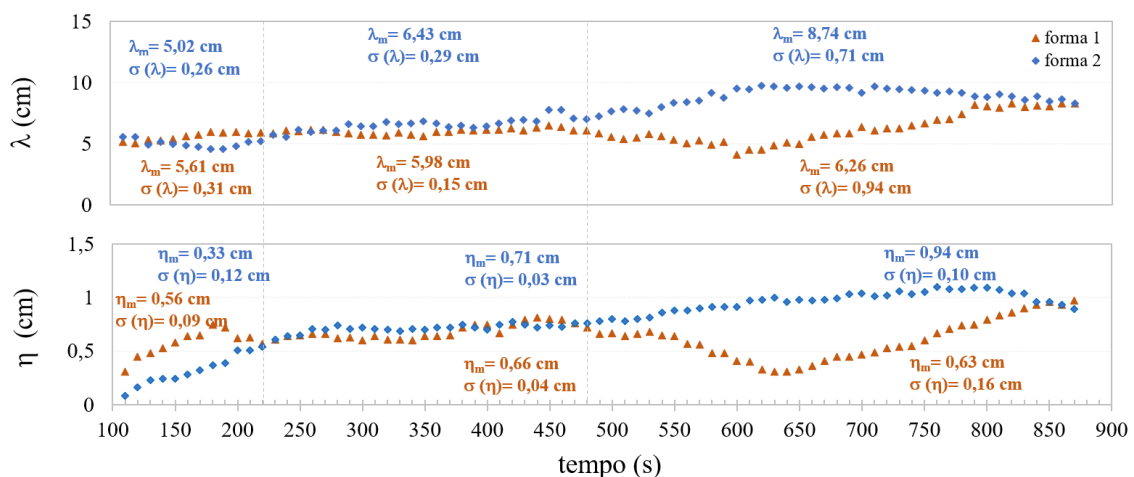
6.3.2 Variação temporal das dimensões das formas de fundo e dimensões de equilíbrio

A análise da alteração da altura (η) e do comprimento (λ) ao longo do tempo das formas de fundo foi realizada a partir das fotografias obtidas lateralmente ao escoamento. A partir do aparecimento das primeiras formas de fundo no enquadramento das fotografias, e conforme a possibilidade de se medir as suas dimensões, foram escolhidas duas formas de fundo (forma 1 e forma 2) nas quais os valores de λ e η foram medidos a cada 10 segundos, até o final do experimento (Fig. 65, 66 e 67).

Para o experimento CSQ1 (Fig. 65), o início da formação de pequenas rugosidades no leito se deu a partir do 40º segundo após a passagem da cabeça da corrente. No entanto, a formação de ondulações e a possibilidade de medição das suas dimensões iniciou, aproximadamente, a partir do 110º segundo de ensaio.

Ao longo dos primeiros 120 segundos, o comprimento das duas formas de fundo escolhidas para análise se manteve razoavelmente estável, mas com médias menores que no restante do experimento ($\lambda_m = 5,61$ cm e $5,02$ cm para formas 1 e 2, respectivamente). Já a altura dessas formas teve notável aumento, nesse mesmo intervalo de tempo. Nos 260 segundos posteriores, as formas de fundo escolhidas para análise desenvolveram comprimentos de onda e alturas com baixíssimas variações (menores $\sigma(\lambda)$ $\sigma(\eta)$ do experimento). Nos últimos 4 min e 30 s de experimento enquanto a forma 2 passou por suave acréscimo do seu tamanho, a forma 1 teve uma queda seguida de aumento de λ , até que, um pouco antes do final do experimento, as dimensões de ambas as formas analisadas se tornam similares.

Figura 65. Variação temporal de λ e η das formas de fundo do experimento CSQ1.

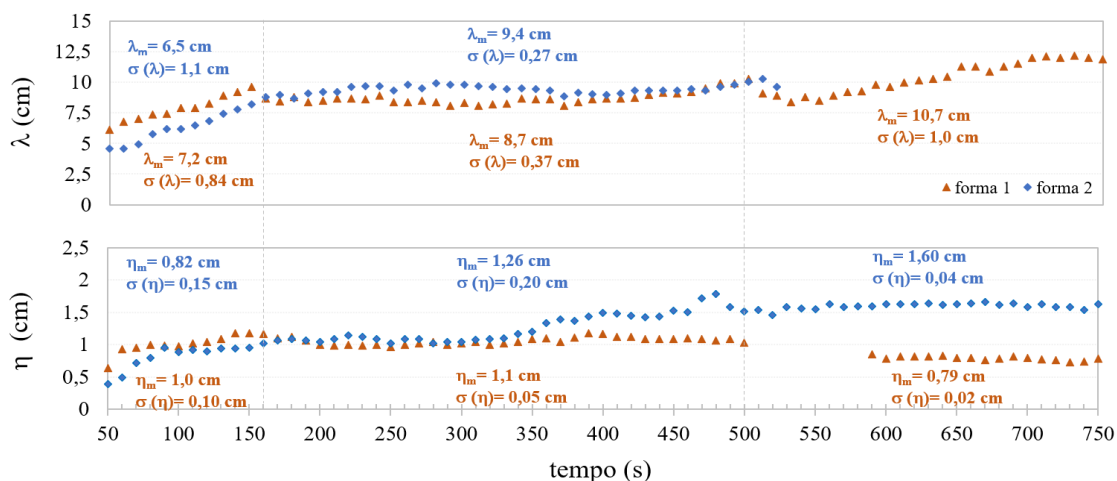


Fonte: elaboração própria.

Para o experimento CSQ2 (Fig. 66), logo após a passagem da cabeça da corrente já foi possível notar a presença de pequenas rugosidades. No entanto, a organização e formação de ondulações iniciou, aproximadamente, a partir do 30º segundo e a possibilidade de medição, das dimensões, a partir do 50º segundo (Fig. 66).

Durante os primeiros 110 segundos de medição, notou-se um aumento gradual das dimensões λ e η , seguido de um período de quase 6 min (340 s), durante o qual as dimensões praticamente não variaram, com baixos desvios padrão ($\sigma(\lambda)$ e $\sigma(\eta)$).

Figura 66. Variação temporal de λ e η das formas de fundo do experimento CSQ2.



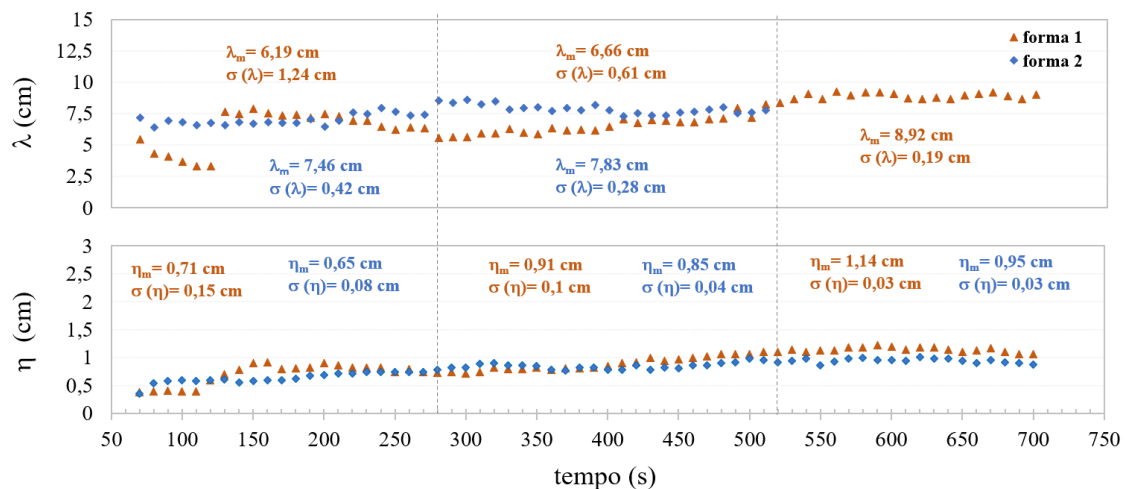
Fonte: elaboração própria.

O registro de η da forma 1 foi interrompido durante o 510 e o 590º segundo por bloqueio de visualização pela régua de medição. A partir do 520º segundo a forma 2 migrou para jusante do enquadramento da fotografia e a medição do seu comprimento de onda foi interrompido (ao contrário da sua altura, que ainda podia ser medida em relação ao vale a montante).

Para o experimento CSQ3 (Fig. 67), o início da formação de pequenas rugosidades no leito se deu por volta do 30º segundo após a passagem da cabeça da corrente. No entanto, a formação de ondulações e a possibilidade de medição das suas dimensões iniciou, aproximadamente, a partir do 60º segundo. Após o início das medições, tanto o comprimento (λ), quanto à altura (η) das formas de fundo apresentaram gradual acréscimo durante os 120 segundos seguintes. No intervalo de tempo intermediário, entre o 280º e o 520º segundo, as dimensões continuam aumentando, mas com taxas menores em relação às iniciais.

A partir do 510ºsegundo até o final do experimento (Fig. 67), a forma 1 desenvolveu um maior comprimento médio ($\lambda_m = 8,92$ cm) que o intervalo de tempo anterior, mas com baixo desvio padrão ($\sigma(\lambda) = 0,19$ cm). A ondulação chamada de forma 2 migrou para fora do enquadramento no 510º segundo. As alturas médias (η_m) das formas 1 e 2 também mostraram um suave aumento em relação ao intervalo anterior, mas com menores desvios padrão, indicado que as formas de fundo possam ter alcançado suas dimensões de equilíbrio.

Figura 67. Variação temporal de λ e η das formas de fundo do experimento CSQ3.



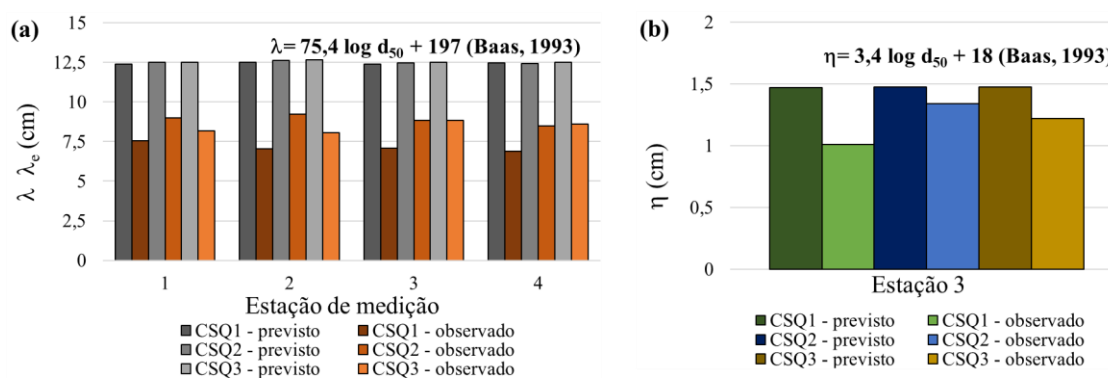
Fonte: elaboração própria.

De uma maneira geral, todos os experimentos passaram por um intervalo inicial de ajuste das dimensões η e λ , durante o qual a forma se originou e evoluiu em tamanho, e um intervalo intermediário, com menor variação das dimensões. No intervalo final de análise, o experimento CSQ3 seguiu com valores de η e λ cada vez mais constantes, isso é, com menores desvios padrões ($\sigma(\lambda)$ e $\sigma(\eta)$). Já nos experimentos CSQ1 e CSQ2, os valores de $\sigma(\lambda)$ e $\sigma(\eta)$ apresentaram acréscimos significativos em relação ao intervalo intermediário, causados pelos movimentos de união e interferência entre as formas de fundo, intrínsecas ao processo de evolução e migração. Por fim, considera-se que ao final de todos os experimentos com correntes de densidade salinas as variações de dimensões η e λ foram pequenas o suficiente para admitir que as formas de fundo alcançaram suas dimensões de equilíbrio.

Além da análise temporal realizada acima, calcularam-se os valores médios de λ nas quatro estações de medição, a partir das formas de fundo desenvolvidas ao longo de

3 m (1,5 m a montante e 1,5 m a jusante de cada estação). Os valores médios de η foram obtidos a partir de medições ao longo de toda a janela de observação (próximo à estação 3), onde tinha-se visão lateral do canal e das formas de fundo. A partir dos valores médios de comprimento (λ) e altura (η) das formas de fundo desenvolvidas no presente estudo, calcularam-se as dimensões de equilíbrio (λ_e e η_e) previstas por Raudkivi (1997) (Eq. 2) e Baas (1993) (Eq. 3 e 4), que relacionam as dimensões com o tamanho mediano dos grãos (d_{50}), conforme figuras 68 e 70.

Figura 68. Comparação do (a) comprimento λ e (b) da altura η das formas de fundo geradas pelo presente estudo com o comprimento e altura de equilíbrio (λ_e e η_e) previstos por Baas (1993).



Fonte: elaboração própria.

Os valores médios de λ observados no presente estudo foram menores que os previstos por Baas (1993) (Fig. 68 a), atingindo entre 55 e 73 % dos comprimentos de equilíbrio (λ_e). Da mesma forma as alturas observadas (η) ficaram subdimensionadas para os d_{50} utilizados (Fig. 68 b), representando 69, 91 e 83% das alturas de equilíbrio (η_e) previstas por Baas (1993), para CSQ1, CSQ2 e CSQ3, respectivamente. Apesar de os experimentos do autor terem sido realizados para tamanhos de médios de grão de 95 μm , muito próximos aos utilizados no presente estudo (117 μm), as suas formas de fundo se desenvolveram a partir de escoamentos à superfície livre, e não por correntes de densidade. Entre outras características, as correntes de densidade salinas apresentam maiores concentrações e viscosidades junto ao fundo, resultado em processos turbulentos distintos aos escoamentos à superfície livre, importantes na geração das ondulações.

Segundo Baas (1994), o desenvolvimento das ondulações a partir de um leito plano é independente da velocidade do escoamento e envolve quatro estágios: (1) ondulações incipientes; (2) ondulações de crista reta e sinuosa (não atingem equilíbrio); (3) ondulações com crista linguoide fora de equilíbrio e, (4) ondulações de crista

linguioide em equilíbrio. As ondulações do presente estudo apresentaram predominância de cristas sinuosas ao longo do canal, mas, também, da ocorrência de cristas linguioide (Fig 161 a 163 do Apêndice B).

Também deve-se levar em consideração que as diferenças entre as dimensões das formas de fundo podem estar relacionadas à metodologia de medição, realizada de maneiras distintas conforme diferentes autores, às diferenças nos modelos físico, à duração do experimento e ao número de medições das dimensões (pelo menos, algumas centenas) para que se obtenham médias representativas. No presente estudo, por exemplo, o registro de η foi feito apenas nas formas de fundo visíveis, junto à lateral direita do escoamento, região onde a corrente de densidade (e, conseqüentemente, a altura da forma) sofre desaceleração em função da sua interação com a parede do canal.

Conforme apontado por diversos autores (YALIN, 1977; KENEDY, 1961; BAAS, 1994) as ondulações são insensíveis à variação da espessura do escoamento, como ocorre com as dunas. Por outro lado, as ondulações têm estreita influência da rugosidade do leito (por meio do tamanho mediano dos grãos - d_{50}) e, por isso, acabam apresentando boa correlação com o número de Reynolds do grão ($Re^* = d_{50}u^*/\nu$), conforme apontado na figura 69. Os valores de comprimento (λ - Fig. 69 a) e altura (η - Fig. 69 b) das formas de fundo apresentaram boa correlação linear, com coeficientes de determinação (R^2) de 0,67 e 0,98, respectivamente. O valor de Re^* calculado para a estação 1 de CSQ2 foi descartado da análise de correlação apresentada (Fig. 69 a), em função da resolução do aparelho de medição de velocidades utilizado, que acabou por subestimar a velocidade de cisalhamento (u^*).

Salienta-se que, apesar de ter maior vazão de injeção, o experimento CSQ3 desenvolveu menores velocidades de cisalhamento (u^*) junto ao fundo em comparação à CSQ2 e, conseqüentemente, menores valores de Re^* .

Os valores médios de comprimento das formas de fundo do presente estudo também foram comparados à equação 2 (RAUDKIVI, 1997), que é uma forma simplificada da equação 4 de Baas (1993) (Fig. 70). Os valores de λ observados no presente estudo se aproximaram bastante dos comprimentos de equilíbrio (λ_e) previstos por Raudkivi (1997), com relações de λ/λ_e entre 77 a 101%.

Figura 69. Relação entre as dimensões (a) λ e (b) η com o número de Reynolds do grão (Re^*) para as correntes salinas (estações de medição não identificadas).

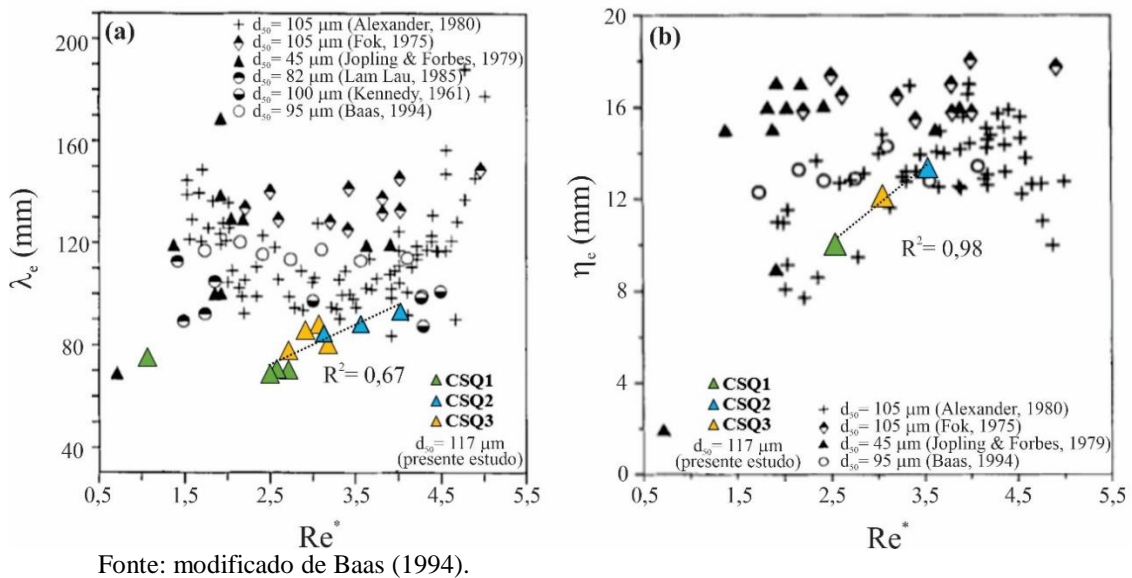
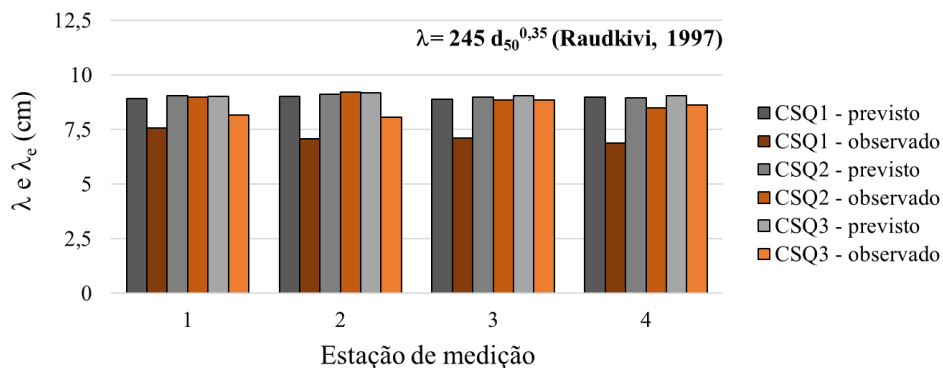


Figura 70. Comparação do comprimento (λ) das formas de fundo geradas pelo presente estudo com o comprimento de equilíbrio (λ_e) previsto por Raudkivi (1997).



6.3.3 Distribuição espacial dos comprimentos (λ) das formas de fundo

A figura 71 mostra a variação do comprimento de onda (λ) das ondulações ao longo do canal experimental. Analisando-se espacialmente (Tab. 15 e Fig. 71), os comprimentos de onda (λ) das formas de fundo não sofreram alterações importantes, apresentado desvios padrão ($\sigma(\lambda)$) de 0,34, 0,31 e 0,52, e valores médios ($\lambda_{méd}$), de 7,3, 8,9 e 8,3 cm para CSQ1, CSQ2 e CSQ3, respectivamente.

Não foram identificadas correlações entre a variação espacial do tamanho das formas de fundo (λ) diretamente com os valores de tensão de cisalhamento junto ao leito (τ_b) ou com as velocidades de cisalhamento (u^*). Isso é, apesar de existir uma

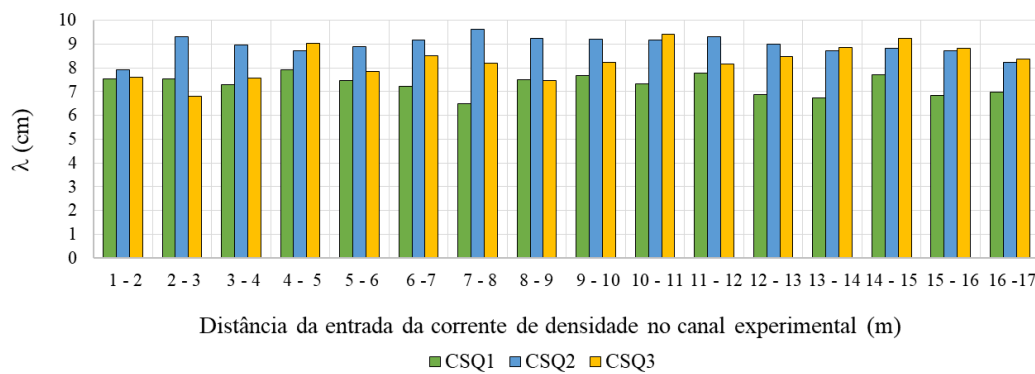
tendência de diminuição dos valores de τ_b ao longo do canal, os comprimentos das formas de fundo se mantiveram quase que constantes de montante para jusante.

Tabela 15. Valores médios, mínimos e máximos e desvios padrões dos comprimentos de onda das formas de fundo distribuídas ao longo do canal.

	$\lambda_{\text{méd}}$	$\lambda_{\text{mín}}$	$\lambda_{\text{máx}}$	$\sigma(\lambda)$
CSQ1	7,3	6,5	7,9	0,34
CSQ2	8,9	7,9	9,6	0,31
CSQ3	8,3	7,3	9,4	0,52

Fonte: elaboração própria.

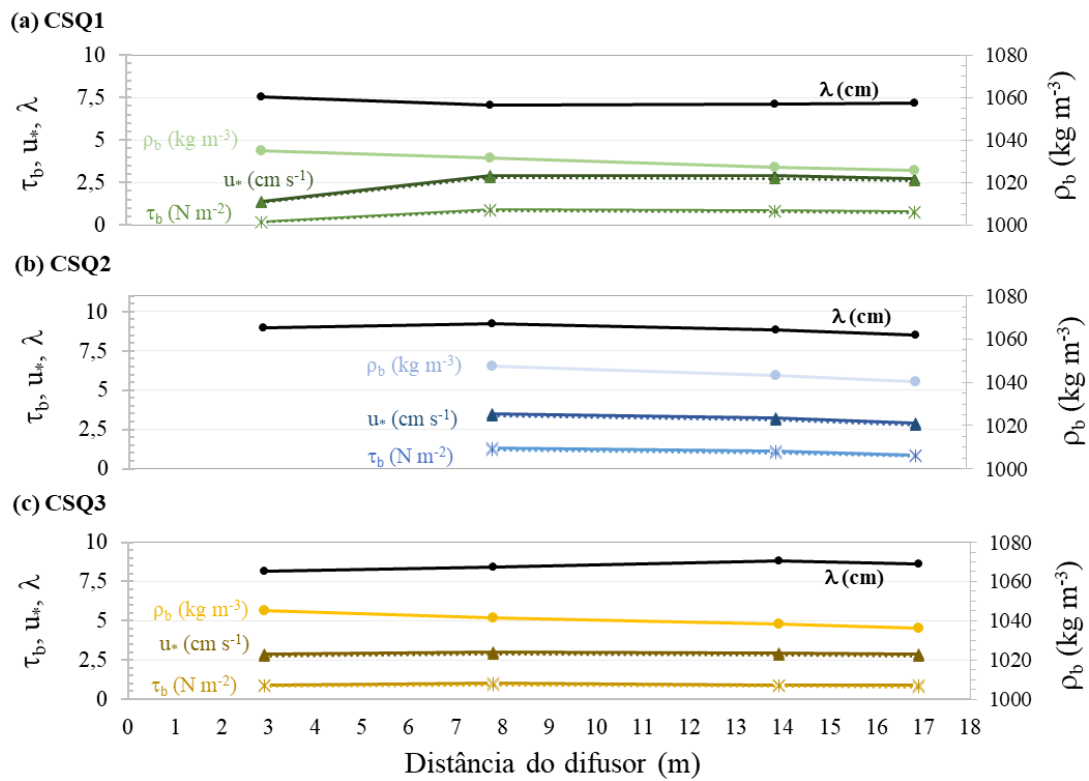
Figura 71. Valores médios de comprimentos de onda (λ) das formas de fundo geradas pelas três correntes salinas, ao longo do canal experimental



Fonte: elaboração própria.

Por outro lado, a diferença do comprimento (λ) das formas de fundo entre experimentos salinos é evidente (Fig. 72), estando relacionada à variação da massa específica do escoamento junto ao fundo (ρ_b), que ocorre devido à diluição das correntes ao longo do canal. O experimento CSQ1 desenvolveu formas de fundo com menores comprimentos médios ($6,5 < \lambda \text{ (cm)} < 7,9$), acompanhando os valores médios de massa específica (ρ_b) do escoamento, mais moderados (Fig.72 a) que os observados em CSQ2 e CSQ3. O experimento CSQ2, apesar de ter sido realizado com menor vazão de injeção em relação à CSQ3, gerou formas de fundo com maiores comprimentos, ao longo da primeira metade do canal (Fig.72 b). Já a partir do décimo metro, os comprimentos (λ) praticamente se igualaram para ambos os experimentos.

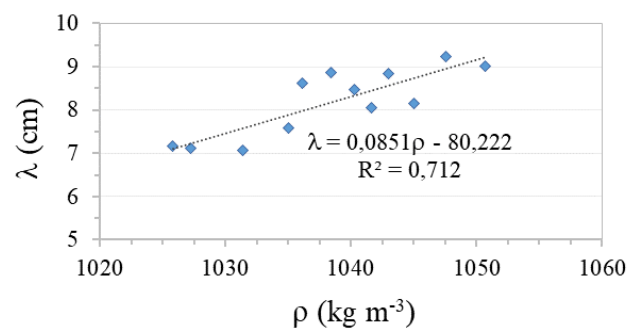
Figura 72. Variação espacial das tensões (τ_b) e velocidades (u_*) de cisalhamento junto ao fundo com o comprimento (λ) das formas de fundo



Fonte: elaboração própria.

Sendo assim, além de estar correlacionado à rugosidade do leito, expressa pelo Reynolds do grão (Re_*) (Fig. 69) e ao tamanho mediano dos grãos (d_{50}) (Fig. 70), o comprimento das ondulações (λ) também é sensível à massa específica do escoamento junto ao fundo (ρ_b), apresentando coeficiente de correlação linear (R^2) de 0,71, conforme apresentado na figura 73.

Figura 73. Correlação entre o comprimento (λ) das ondulações e a massa específica média do escoamento junto ao fundo (ρ_b).



Fonte: elaboração própria.

6.3.4 Velocidade de migração (u_{migr})

As velocidades médias de migração (u_{migr}) das formas de fundo (Tab. 16) foram determinadas a partir das imagens obtidas pela câmera fotográfica instalada lateralmente ao canal a 11,7 m da entrada. Para essa análise, foram tomadas imagens a cada 10 s e, partir delas, marcada a evolução da crista das formas de fundo, conforme registro já apresentado nas figuras 65 a 67.

Tabela 16. Dimensões e velocidade de migração das formas de fundo.

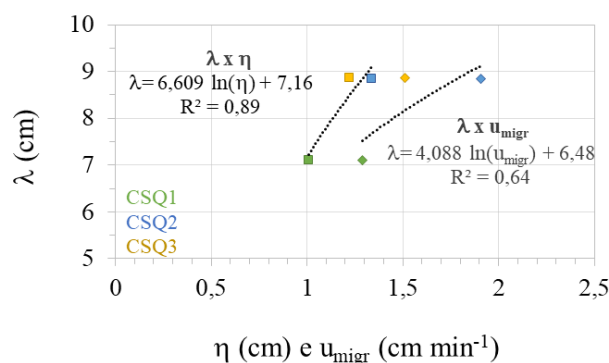
Nome	Q (L min ⁻¹)	λ (cm)	η (cm)	u_{migr} (cm min ⁻¹)
CSQ1	270	7,1	1,01	1,29
CSQ2	320	8,8	1,34	1,91
CSQ3	370	8,9	1,22	1,51

Fonte: elaboração própria.

A figura 74 mostra a existência da correlação entre as dimensões η e λ ($R^2 \sim 0,89$), que é explicada fisicamente, uma vez que quanto mais longa a forma, mais estrutura ela tem para crescer também em altura. Esse resultado é respaldado por Baas (1994), que encontrou um coeficiente de correlação de 0,925 entre as dimensões η e λ das ondulações obtidas em um de seus experimentos, a partir de escoamento à superfície livre.

Ao contrário do esperado, os resultados também mostraram a ocorrência do aumento do comprimento das ondulações (λ) e das suas velocidades de migração (u_{migr}), mesmo que com uma baixa correlação. Acredita-se que, a partir de um maior número de registros, essa tendência não se desenvolveria, uma vez que formas de fundo com maiores dimensões apresentam maior volume e, por isso, tenderiam a se deslocar mais lentamente (BAAS, 1994; FEDELE ET AL., 2016).

Figura 74. Correlação entre comprimento de onda das formas de fundo (λ) com as suas (a) alturas (η) e com as suas (b) velocidades de migração (u_{migr}).



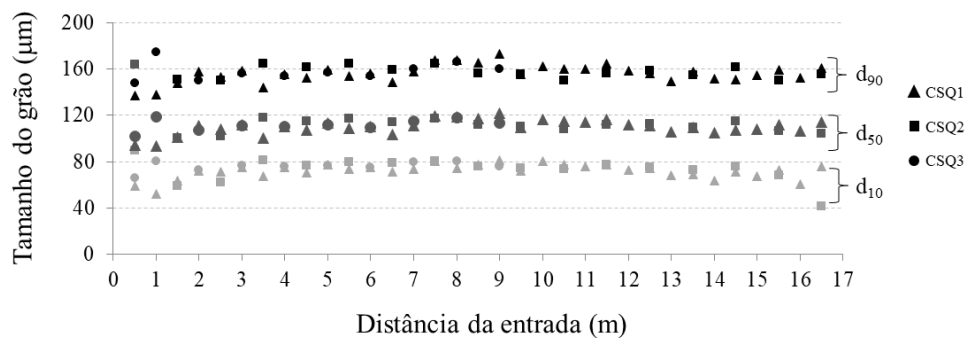
Fonte: elaboração própria.

6.3.5 Variação espacial da distribuição granulométrica

Após cada experimento foram coletadas amostras do leito móvel, a fim de investigar a distribuição granulométrica dos grãos e eventuais redistribuições causadas pelos escoamentos (compostos por com material mais fino) em distâncias mais a jusante. A figura 75 indica distribuições granulométricas relativamente constantes ao longo do canal, com tamanhos medianos (d_{50}) de 110,9, 111,0 e 111,7 μm , e desvios padrão ($\sigma(d_{50})$) de 4,8, 4,4 e 3,7 μm para CSQ1, CSQ2 e CSQ3, respectivamente. Esses desvios são considerados baixos e estão de acordo com a análise visual, que indicou a ausência do transporte de quantidades significativas de material ao longo do canal, a ponto de alterar sua distribuição granulométrica.

Os tamanhos de grão d_{10} , d_{50} e d_{90} correspondem à faixa granulométrica das areias finas, que variam de 62,5 a 125,0 μm segundo a escala de Wentworth (1922, *apud* GRAF, 1971).

Figura 75. Variação do tamanho dos grãos ao longo do canal, a partir de amostras do leito coletadas após experimentos.



Fonte: elaboração própria.

7. CORRENTES DE TURBIDEZ

Esse capítulo apresentará os resultados da caracterização hidráulica e deposicional, assim como das formas de fundo geradas pelas três correntes de turbidez experimentais: CTQ1, CTQ2 e CTQ3.

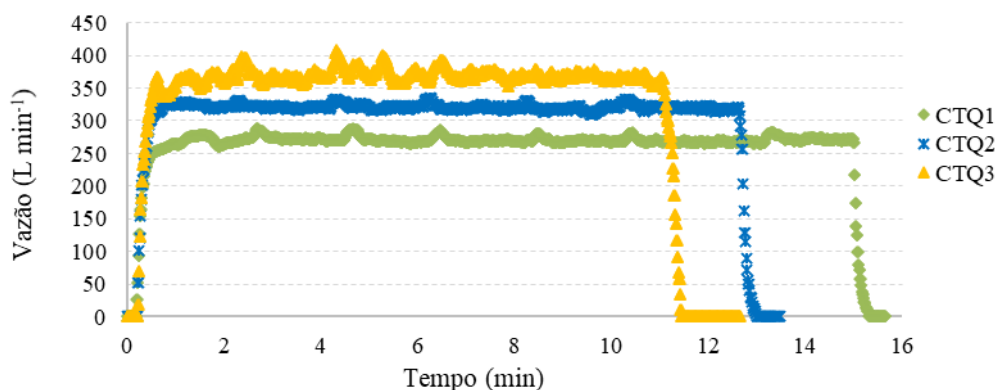
7.1 VAZÃO DE INJEÇÃO DA CORRENTE

A figura 76 mostra a variação da vazão de injeção ao longo de todos os experimentos CTQ1, CTQ2 e CTQ3, a partir dos quais as médias de vazão foram obtidas.

Diferente dos experimentos com misturas salinas, esses experimentos mostraram pequenos picos de vazão (Fig. 76) em intervalos de, aproximadamente, 2 min. Percebe-se também que, quanto maior a vazão utilizada, maior a presença de picos de vazão ao longo de todo o tempo de injeção e, por isso, maiores os valores de desvio padrão ($\sigma(Q)$) (Tab. 17). Esse fato é atribuído a erros de leitura do medidor de vazões, em determinados intervalos de tempo, por interferência do inversor de frequência utilizado e que se potencializa pela presença de sedimentos na mistura.

Mesmo assim, considera-se que as vazões se mantiveram constantes ao longo do tempo, com variações que não influenciaram no cálculo e interpretação dos parâmetros hidráulicos calculados.

Figura 76. Vazão de injeção das misturas de água e microesfera de vidro ao longo dos experimentos.



Fonte: elaboração própria.

O volume total de mistura utilizado em cada experimento foi em torno de 4000 L e, em função disso, quanto maior a vazão utilizada, menor a duração do experimento (entre 11,0 e 14,9 min) (Tab. 17).

Tabela 17. Vazões médias (Q), desvio padrão ($\sigma(Q)$), volume de mistura (V_{bomb}) utilizado e tempo total de injeção (T_{bomb}).

Ensaio	Q (L min ⁻¹)	$\sigma(Q)$	V_{bomb} (L)	T_{bomb} (s)
CTQ1	270,0	3,9	4017	892,6
CTQ2	321,3	3,2	4012	749,3
CTQ3	369,6	7,0	4062	659,4

Fonte: elaboração própria.

7.2 HIDRODINÂMICA

A seguir, serão apresentados os perfis verticais, assim como os valores médios, de massa específica, velocidade e espessura das três correntes de turbidez ensaiadas: CTQ1, CTQ2 e CTQ3.

7.2.1 Distribuições verticais de massa específica (e concentração), velocidade e espessura

Na tabela 18, a seguir, são apresentados os valores médios de massa específica (ρ) e de concentração (C) inicial, no reservatório de mistura, e das correntes de turbidez, nas estações de medição (exceto nas estações 1 e 4 do experimento CTQ2, por problemas com equipamento de medição de velocidades - UVP).

Tabela 18. Valores médios de massa específica (ρ), excesso de densidade ($\Delta\rho/\rho$) e concentração (C) da mistura e estações de medição 1, 2, 3 e 4, das correntes de turbidez.

		Mistura	Estação 1	Estação 2	Estação 3	Estação 4
Distância da entrada		-	2,9	7,8	13,9	16,9
CTQ1	ρ (kg m ⁻³)	1061,9	1024,2	1014,5	1006,2	1004,8
	C (g L ⁻¹)	110,8	40,3	27,4	13,5	11,1
CTQ2	ρ (kg m ⁻³)	1061,1	na	1026,0	1012,0	na
	C (g L ⁻¹)	113,4	na	49,1	23,4	na
CTQ3	ρ (kg m ⁻³)	1062,5	1039,6	1021,6	1010,3	1009,8
	C (g L ⁻¹)	115,0	70,5	39,9	20,6	20,0

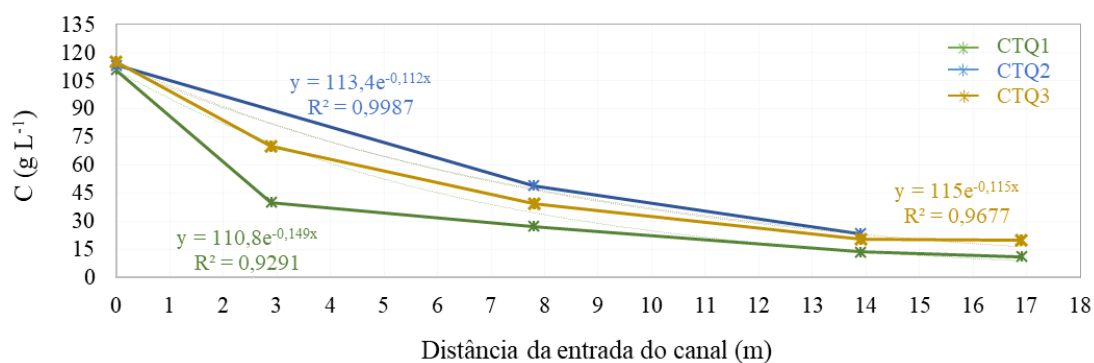
na: não adquirido

Fonte: elaboração própria.

Avaliando-se espacialmente (Tab. 18, Fig. 77 e 78), fica evidente o brusco decaimento dos valores médios de concentração provocado, principalmente, pela característica deposicional dessas correntes de turbidez, ao longo do canal. Aplicando um ajuste exponencial as curvas plotadas, verifica-se uma ótima correlação entre as concentrações médias com a distância, (Fig. 77), com coeficientes de determinações (R^2)

da ordem de e 0,93, 0,99 e 0,97 para CTQ1, CTQ2 e CTQ3, respectivamente. Apesar de as três correntes de turbidez terem sido preparadas com misturas de concentração similares, esses valores decaem com diferentes taxas ao longo do canal (Fig. 77). Além de ser uma característica intrínseca ao fluxo, esse comportamento é influenciado pela vazão de injeção. Maiores vazões têm a capacidade de carregar grãos maiores a posições mais afastadas do início do canal (maior competência), mantendo similares valores concentrações ao longo de trechos maiores. Isso é, as concentrações das vazões maiores (CTQ2 e CTQ3) foram mais bem distribuídas ao longo do canal, enquanto CTQ1 apresentou uma queda brusca no primeiro trecho, e menores valores medidos nos demais trechos.

Figura 77. Variação dos valores médios de concentração (C) ao longo do canal experimental e ajuste de decaimento polinomial.



Fonte: elaboração própria.

O decaimento vertical das concentrações (Fig. 78) segue uma curva com concavidade para cima, definida por altos valores c_b junto ao fundo e um brusco decaimento à medida que atinge as regiões superiores da corrente, até chegar à região de mistura com o fluido ambiente.

Esse formato de distribuição vertical se mantém ao longo de todo o canal, mas é atenuado nas estações 3 e 4, em função da diminuição dos valores de c_b . Isso é, apesar de manterem o mesmo formato, os perfis de concentração localizados mais a jusante apresentam taxas de decaimento vertical das concentrações mais suaves, em função de terem se tornado correntes de turbidez fracamente deposicionais.

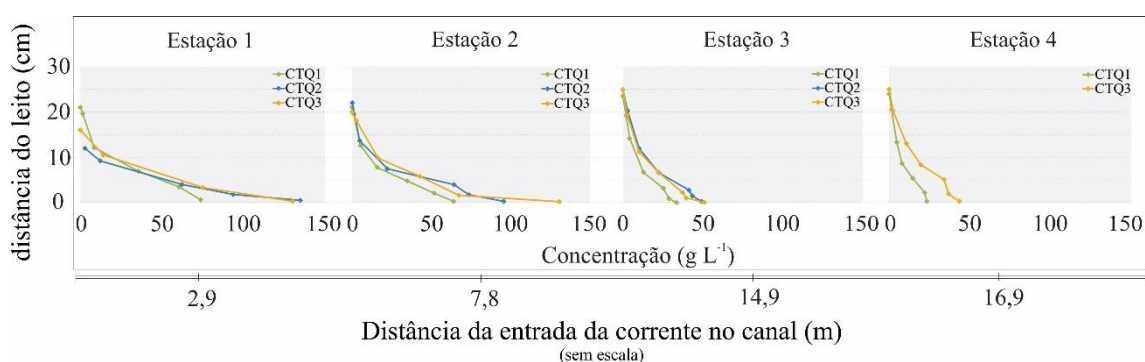
Garcia (1993) define essa distribuição como um perfil de “concentração escalonada”, sendo geralmente observados em correntes erosionais ou em correntes que apresentam altas taxas de carreamento de água (e_w) na região superior do escoamento. No

entanto, em relação à erosão, diferente de Garcia (1993) as correntes CTQ1, CTQ2 e CTQ3 foram deposicionais ao longo de todo o canal.

Ainda, os resultados observados no presente estudo não corroboram com os defendidos por Kneller e Buckee (2000), que afirmam que correntes fracamente deposicionais (ALTINAKAR *ET AL.*, 1996) (como as que ocorreram na segunda metade do canal experimental do presente estudo) desenvolveriam perfis com forte gradiente de densidade na base (como os observados a montante, nesse trabalho, e em Garcia, 1993), com decrescimento suave a partir da velocidade máxima até a água ambiente.

Salienta-se que os estudos referidos acima desenvolveram escoamentos de menores espessuras que os do presente estudo, com elevações ($z_{máx}$) da velocidade máxima em torno de 2,5 cm (metade que o observado no presente estudo). Isso é, a caracterização da distribuição de concentrações junto ao fundo foi realizada a partir de um número reduzido de pontos de medição, o que compromete a sua resolução. Além disso, a interpretação da força deposicional de um escoamento, termos utilizados pelos referidos autores, é algo a ser discutido. No presente estudo, é evidente, não só pelas concentrações, mas pela espessura de depósito criado, que as correntes foram fortemente deposicionais na região montante. Por outro lado, ao se adimensionalizar a distribuição vertical de concentrações (ver item 8.1.3), os valores têm ótimo ajuste às distribuições dos referidos autores, apresentado perfis verticais de igual formato.

Figura 78. Perfis de concentração das correntes de turbidez CTQ1, CTQ2 e CTQ3 (vazões de 270, 320 e 370 L min⁻¹, respectivamente) nas estações 1, 2, 3 e 4.



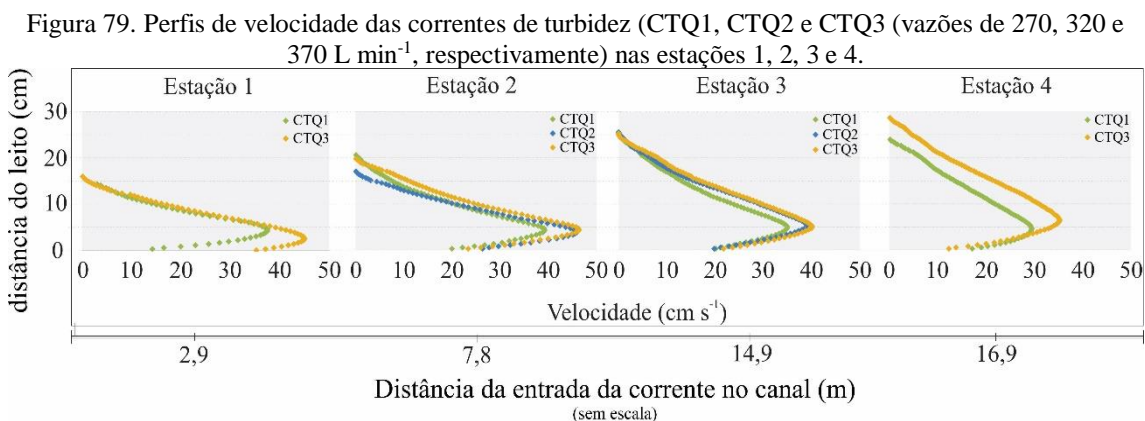
Fonte: elaboração própria.

Relacionando a concentração da corrente junto ao fundo (c_b) e a concentração média do escoamento (C), os resultados variam de 2,8 a 1,7 (geralmente diminuindo ao longo do canal), similares às variações (1,4 a 3,0) encontradas por Parker *et al.* (1987). O formato dos perfis de concentrações das correntes turbidez é similar ao proposto pela

formulação de Rouse (1937, *apud* JULIEN, 2010), desenvolvida para previsão da distribuição de sedimentos em suspensão em escoamentos à superfície livre, e amplamente utilizada no estudo das correntes de turbidez (PARKER *ET AL.* 1987).

A figura 79 mostra a evolução dos perfis verticais de velocidade ao longo do canal experimental (estações 1, 2, 3 e 4), para as três vazões de correntes de turbidez ensaiadas (270, 320 e 370 L min⁻¹). Os perfis verticais expandem verticalmente (aumento da sua espessura – Tab. 19 e Fig. 80) ao longo da distância percorrida no canal, em função dos processos de carreamento da água ambiente pela corrente de turbidez e pela deposição de sedimentos em suspensão, já apresentado nas figuras 77 e 78. O aumento da espessura das correntes de turbidez segue tendências lineares para todos os experimentos, com coeficientes de determinação maiores que 0,98 (Fig. 80). Apesar de experimento CTQ2 ter dados apenas nas estações 2 e 3, o impossibilita um ajuste dos dados, percebe-se que o mesmo segue tendência similar aos experimentos CTQ1 e CTQ3.

Ainda, conforme as correntes escoam para jusante, em geral as elevações das suas velocidades máximas ($Z_{m\acute{a}x}$) sofrem suave acréscimo (Fig. 80 e Tab. 19), como resposta à rugosidade imposta pelas formas de fundo geradas (MIDDLETON, 1993; KNELLER *ET AL.*, 1997).



Fonte: elaboração própria.

Tabela 19. Espessuras médias (H) das correntes de densidade e elevações das velocidades máximas ($Z_{m\acute{a}x}$) em cada estação de medição.

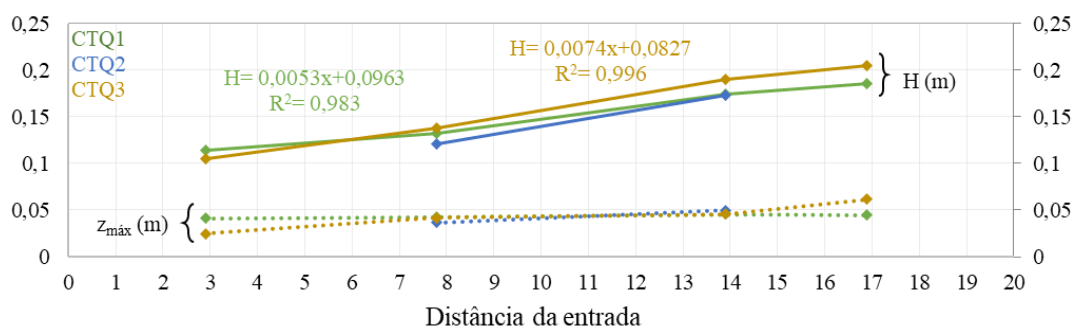
Nome	H_{E1}	H_{E2}	H_{E3}	H_{E4}	$Z_{m\acute{a}x,E1}$	$Z_{m\acute{a}x,E2}$	$Z_{m\acute{a}x,E3}$	$Z_{m\acute{a}x,E4}$
	(cm)				(cm)			
CTQ1	11,4	13,2	17,5	18,5	4,12	4,29	4,56	4,49
CTQ2	na	12,1	17,3	Na	na	3,64	4,95	na
CTQ3	10,5	13,8	19,0	20,5	2,47	4,40	4,60	5,49

na: não adquirido

Fonte: elaboração própria.

Em resumo, as correntes de turbidez diminuem rapidamente suas concentrações (tanto junto ao fundo, quanto ao longo da vertical) e, também, suas velocidades (médias e máximas – Fig. 81 e Tab. 20), conforme se desenvolvem ao longo do canal. A deposição dos sedimentos presentes em suspensão nas correntes de turbidez altera a distribuição vertical de sedimentos que, por sua vez, atua na diminuição da diferença de densidade (mais diluída) e na conseqüente redução de sua velocidade (desaceleração) ao longo da distância.

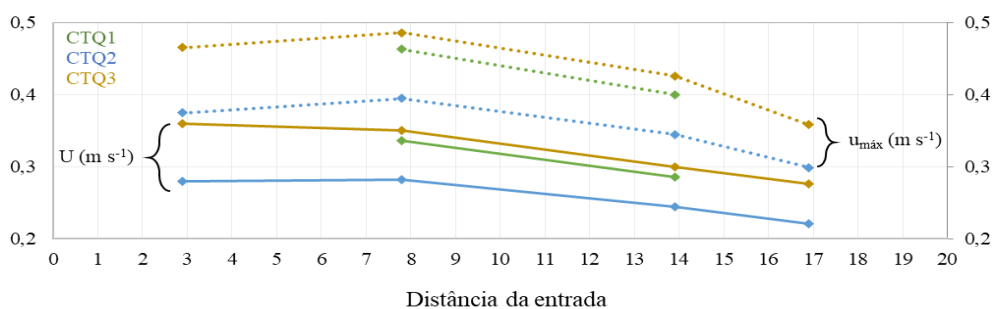
Figura 80. Valores médios de espessura da corrente (H) e elevação da velocidade máxima em relação ao fundo ($z_{\text{máx}}$), nas quatro estações de medição.



Fonte: elaboração própria

O decréscimo espacial das velocidades máximas ($u_{\text{máx}}$) dos perfis de velocidade (ignorando-se a estação 1, que sofre influência da entrada da corrente no canal) acompanha o decréscimo dos valores médios U (Fig. 81 e Tab. 20). Assim, o formato dos perfis e as relações adimensionalizadas (como $u/u_{\text{máx}}$) (ver item 8.1.3) de velocidade se mantêm espacialmente.

Figura 81. Variação das velocidades médias (U) e máximas ($u_{\text{máx}}$) dos perfis verticais avaliados nas estações de medição 1, 2, 3 e 4 (a 2,9, 7,8, 13,9 e 16,9 m do difusor).



Fonte: elaboração própria.

Tabela 20. Velocidades médias (U) e máximas ($u_{máx}$) médias dos perfis verticais analisados nas estações 1, 2, 3 e 4 (a 2,9, 7,8, 13,9 e 16,9 m do difusor).

Nome	U_{E1}	U_{E2}	U_{E3}	U_{E4}	$u_{máx,E1}$	$u_{máx,E2}$	$u_{máx,E3}$	$u_{máx,E4}$
	(m s ⁻¹)				(m s ⁻¹)			
CTQ1	0,28	0,28	0,24	0,22	0,37	0,39	0,34	0,30
CTQ2	na	0,34	0,29	na	na	0,46	0,40	na
CTQ3	0,35	0,34	0,29	0,28	0,47	0,49	0,43	0,36

na: não adquirido

Fonte: elaboração própria.

Com relação ao número de Reynolds das correntes de turbidez, os três experimentos apresentaram valores entre, 31000 e 56000 (Tab. 21), sendo classificados como escoamentos plenamente turbulentos. Esses valores relacionam as velocidades (U) e espessuras (H) médias do escoamento com as forças viscosas em por isso, são naturalmente maiores para o experimento de maior vazão (CTQ3).

As viscosidades cinemáticas (ν) foram calculadas conforme equação 30, em função das concentrações volumétricas das correntes de turbidez e, por essa razão, decrescem suavemente na direção jusante. Esse decréscimo, associado ao aumento da espessura das correntes de turbidez na direção jusante, resultam no aumento dos valores do número de Reynolds ao longo do canal experimental. Isso é, apesar de as correntes de turbidez desacelerarem na direção jusante (menor velocidade - U), ocorre uma compensação das forças inerciais do escoamento devido ao aumento de H, em conjunto com o decréscimo das forças viscosas (menor ν).

Tabela 21. Valores médios do número de Reynolds (Re, -) e de viscosidade (ν , 10⁻⁶ m²s⁻¹) das correntes de turbidez calculados a partir de dados obtidos nas estações de medição (E1, E2, E3 e E4).

Nome	Parâmetro	E1	E2	E3	E4
CTQ1	Re	31389	36975	42467	41411
	ν	1,010	1,009	1,006	1,005
CTQ2	Re	na	39954	50092	na
	ν	na	1,015	1,008	na
CTQ3	Re	35879	46828	54570	56111
	ν	1,020	1,012	1,007	1,007

na: não adquirido.

Fonte: elaboração própria.

7.2.2 Tensões de cisalhamento junto ao fundo (τ_b)

As tensões de cisalhamento médias junto ao fundo (τ_b) das correntes de turbidez diminuem na direção do escoamento (Fig 82 e Tab. 22), em função do decréscimo das

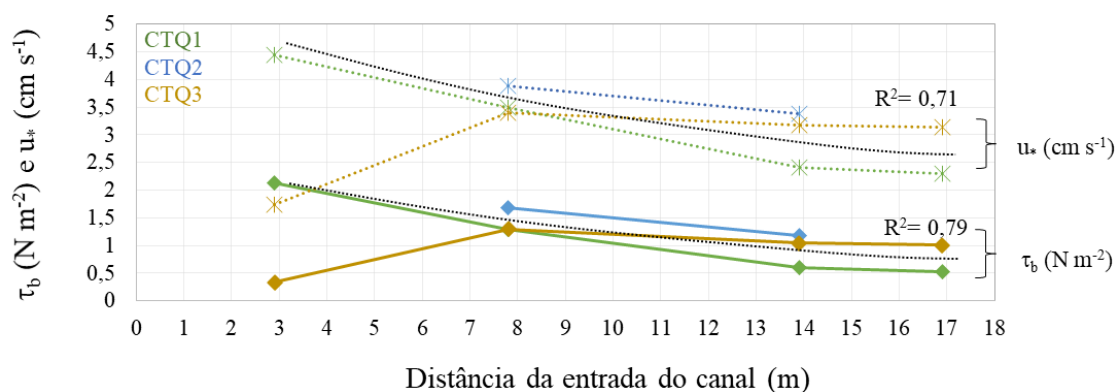
concentrações junto ao fundo (ou ρ_b , Eq. 33), ocasionado pela deposição de parte dos sedimentos transportados na região inicial do canal (ver item 7.3.2).

O decréscimo espacial dos valores de (τ_b) está relacionado ao aumento da elevação das velocidades máximas ($z_{m\acute{a}x}$) (Tab. 19) na direção jusante, como resultado da rugosidade imposta pelas formas de fundo geradas. O aumento $z_{m\acute{a}x}$ atua na redução da taxa de decaimento das velocidades no interior da camada limite e, conseqüentemente, na diminuição da inclinação da reta ajustada nesse decaimento (ver equações 30 e 31). Menores inclinações da reta ajustada (controladas pela altura $z_{m\acute{a}x}$) resultam em valores de velocidade de cisalhamento junto ao fundo (u_*) menos elevados e, por conseguinte, em tensões de cisalhamento junto ao fundo (τ_b) menores, via equação 33.

Considerando os resultados de todos os experimentos, os decaimentos das tensões (τ_b) e das velocidades (u_*) de cisalhamento junto ao fundo seguiram uma tendência logarítmica (Fig. 82), com coeficientes de determinação (R^2) iguais a 0,79 e 0,71, respectivamente. Essas tendências desprezaram os dados na estação 1 do CTQ3 e são indicadas na linha preta pontilhada da figura 82.

As maiores reduções de τ_b ocorreram entre as estações 2 e 3, região onde a declividade adicional criada à montante, pela deposição de sedimentos (ver item 7.3.2), se ajustou à declividade inicial do leito. Essa alteração de declividade intensificou a deposição dos sedimentos e refletiu em reduções de τ_b (Tab. 22) entre as referidas estações de 116,4, 42,1 e 24,3 % para CTQ1, CTQ2 e CTQ3, respectivamente. Note que quanto menor a vazão de injeção, maior a redução nas tensões τ_b , em função da redução das velocidades de cisalhamento junto ao fundo (u_*), que reduziram 45,5, 14,7 e 7,0 % entre as estações 2 e 3, para os experimentos CTQ1, CTQ2 e CTQ3, respectivamente.

Figura 82. Variação espacial das velocidades (u_*) (linha pontilhada) e tensões de cisalhamento junto ao fundo (τ_b) (linha cheia).



Fonte: elaboração própria.

A região inferior do perfil de velocidades da estação 1 do CTQ3 apresentou velocidades máximas muito próximas do fundo (Tab. 19), o que dificultou a possibilidade de calcular a taxa de decaimento das velocidades no interior da camada limite do escoamento. Dessa forma, a exatidão do cálculo da velocidade de cisalhamento (u^*) ficou comprometida e, assim, o valor da tensão de cisalhamento junto ao fundo (τ_b) acabou por ser subestimado (indicado com asterisco na tabela 22).

Tabela 22. Variação das tensões de cisalhamento médias ao longo do canal, nas estações de 1 a 4.

Q (L min ⁻¹)	Nome	$\tau_{b, E1}$ (N m ⁻²)	$\tau_{b, E2}$ (N m ⁻²)	$\tau_{b, E3}$ (N m ⁻²)	$\tau_{b, E4}$ (N m ⁻²)
270	CTQ1	2,13	1,28	0,59	0,53
320	CTQ2	na	1,68	1,18	na
370	CTQ3	0,33*	1,30	1,04	1,01

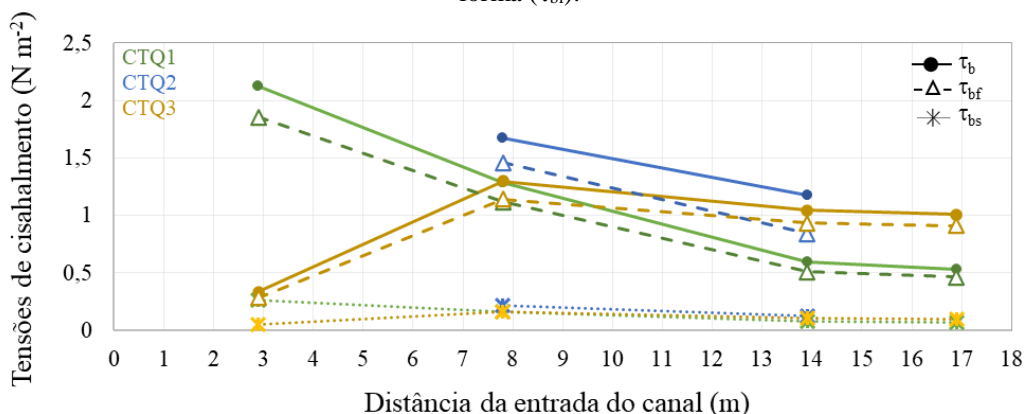
na: não adquirido.

Fonte: elaboração própria.

A parcela da tensão de cisalhamento junto ao fundo (τ_b) responsável pelo transporte de sedimentos (τ_{bs}) é relacionada aos grãos presentes na superfície do leito (*skin friction*) e representa entre 9,7 e 15,2 % das tensões de cisalhamento totais junto ao fundo (τ_b - Eq. 33). Esses baixos valores estão de acordo com a baixa capacidade dos escoamentos em transportar sedimentos, refletida na característica deposicional dos escoamentos ao longo do canal.

A componente da tensão de cisalhamento que ocorre devido à forma das ondulações (τ_{bf} - Eq. 36), compõem a maior parte de τ_b , e ocorrem pelo desprendimento do escoamento na parte mais elevada (crista) das ondulações e geração de turbulência na sua face voltada a jusante (Fig. 83).

Figura 83. Variação espacial das tensões de cisalhamento junto ao fundo (τ_b) devido à superfície (τ_{bs}) e à forma (τ_{bf}).



Fonte: elaboração própria.

7.2.3 Coeficiente de carreamento (e_w)

Conforme as correntes de turbidez escoaram ao longo do canal elas incorporaram porções da água ambiente, processo definido como carreamento (ELLISON E TURNER, 1959). O carreamento foi analisado nas três seções delimitadas pelas quatro estações de medição, a partir da equação de conservação de massa - fase líquida (Eq. 46) e do coeficiente de carreamento (e_w), apresentado na tabela 23 e na figura 84.

Os processos de carreamento são mais intensos ao longo dos primeiros metros do canal experimental, por razão do ajuste dos escoamentos e de suas forças internas em relação ao fluido ambiente, que resultou em maiores variações dos valores médios verticais ($d(UH)/dx$) no trecho inicial (Fig. 84). Ainda, os resultados mostram que o coeficiente de carreamento (e_w) diminuiu de montante para jusante, independente da vazão de injeção.

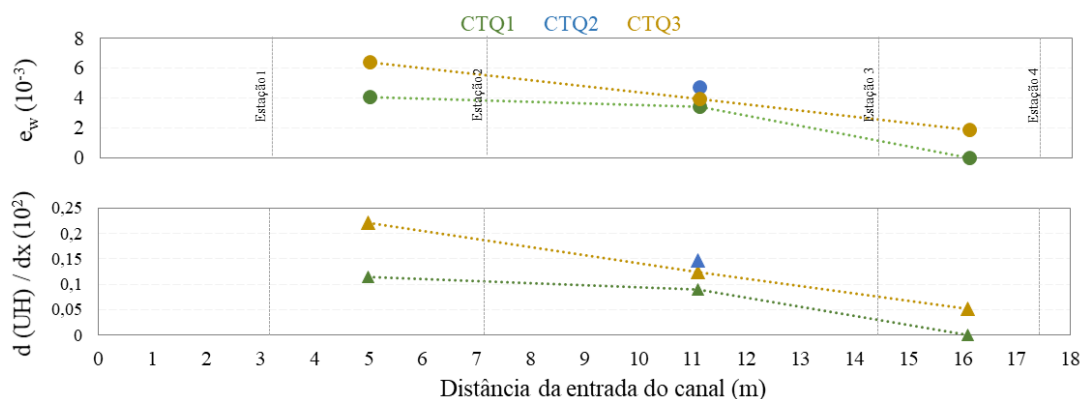
Tabela 23. Valores de Richardson global (Ri) e de carreamento da água ($e_w \times 10^{-3}$).

	Estações 1 - 2		Estações 2 - 3		Estações 3 - 4	
	Ri	$e_w (10^{-3})$	Ri	$e_w (10^{-3})$	Ri	$e_w (10^{-3})$
CTQ1	0,30	4,08	0,26	3,38	0,23	0,00
CTQ2	na	na	0,30	4,71	na	na
CTQ3	0,32	6,43	0,28	3,97	0,28	1,84

na: não adquirido

Fonte: elaboração própria.

Figura 84. Variação da taxa de carreamento ($e_w \times 10^{-3}$) e da taxa $d(UH)/dx (10^2)$. Ausência de dados do CTQ2 nas estações 1 e 4 por não funcionamento do UVP, impossibilitaram o cálculo dos parâmetros entre as seções 1-2 e 3-4.



Fonte: elaboração própria.

Na última seção do canal, entre as estações 3 e 4, o experimento CTQ1 apresentou valor nulo de e_w e, o CTQ3, muito próximo de zero ($1,8 \times 10^{-3}$). Considera-se que esses

valores de e_w não sejam representativos do fenômeno de carreamento, uma vez que os valores de número de Richardson teriam de ser consideravelmente maiores (PARKER *ET AL.*, 1987 - Eq. 47), a ponto de as correntes de turbidez desenvolverem regime subcrítico, o que não ocorreu nos experimentos do presente estudo. Assim, sugere-se que a distância entre as estações 3 e 4 não tenha sido suficiente para a observação da variação do coeficiente e_w para a escala do modelo experimental utilizado.

Comparando-se os experimentos CTQ1 e CTQ3, percebe-se que os processos de carreamento foram acentuados no experimento de maior vazão, com valores de coeficiente de carreamento (e_w) até 56% maiores. Maiores vazões de injeção intensificam os processos turbulentos do escoamento e, conseqüentemente, sua mistura com a água ambiente.

Além do carreamento de água na região superior do escoamento, a passagem de correntes de densidade sobre leitos móveis também pode originar processos de carreamento de sedimentos.

Através da aplicação da metodologia descrita no item 3.4.9 foi possível verificar a variação da velocidade (dU/dx - Eq. 46) e da descarga sólida ($d\Psi/dx$ - Eq. 48) ao longo do canal experimental, comparando-se as quatro estações de medição. Os resultados dessa análise (Tab. 24) confirmaram que as três correntes de turbidez foram classificadas como deposicionais e que, também, desaceleraram de montante para jusante, como já verificado na análise das velocidades (item 7.2.1). Sendo assim, as correntes de turbidez do presente estudo não foram capazes de carrear sedimentos do leito móvel e colocá-los em suspensão, em função das baixas tensões de cisalhamento aplicadas junto ao fundo (τ_b).

Tabela 24. Desenvolvimento espacial das velocidades médias (U) e das taxas de transporte de sedimentos (Ψ) das correntes de turbidez (PARKER *ET AL.*, 1987).

Experimento	Intervalo de medição	$d U / dx$ 10^{-2}	$d \Psi / dx$ 10^{-4}	Escoamento
CTQ1	1-2	-0,55	-1,23	desacelerando e depositando
	2-3	-3,10	-1,31	
	3-4	-2,94	-0,42	
CTQ2	2-3	-5,03	-3,04	
	1-2	-0,25	-2,72	
	2-3	-5,09	-2,50	
CTQ3	3-4	-3,75	-0,03	

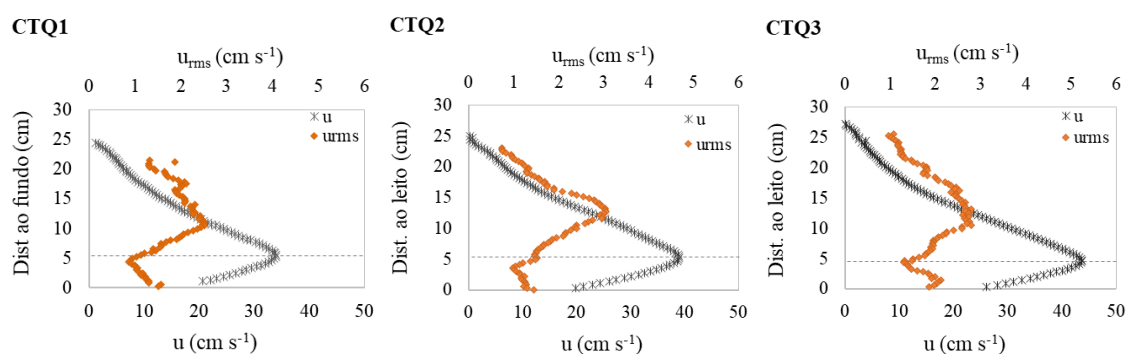
Fonte: elaboração própria.

7.2.4 Intensidade turbulenta do escoamento

A análise das intensidades turbulentas fornece informações sobre a estrutura turbulenta das correntes, a partir de um conjunto de medidas da velocidade e do cálculo de u_{rms} , pela equação 27, ou seja, pelo desvio padrão dos valores quadráticos médios das velocidades instantâneas (KNELLER *ET AL.*, 1997; BEST *ET AL.* 2001).

Para tanto, foram utilizados os valores de velocidade registrados ao longo de todo o feixe emitido pelo sensor UVP, isso é, ao longo da vertical do escoamento. Os resultados u_{rms} calculados foram interpolados a partir de método de regressão de krigagem (*kriging*) do programa Surfer®, gerando-se um mapa temporal e espacial (ao longo da vertical, para cada estação de medição) (Fig. 86, 87 e 88).

Figura 85. Distribuição vertical dos valores de u (cruz) e u_{rms} (losango) a partir de medições realizadas na estação 3, para os três experimentos com correntes de turbidez.



Fonte: elaboração própria.

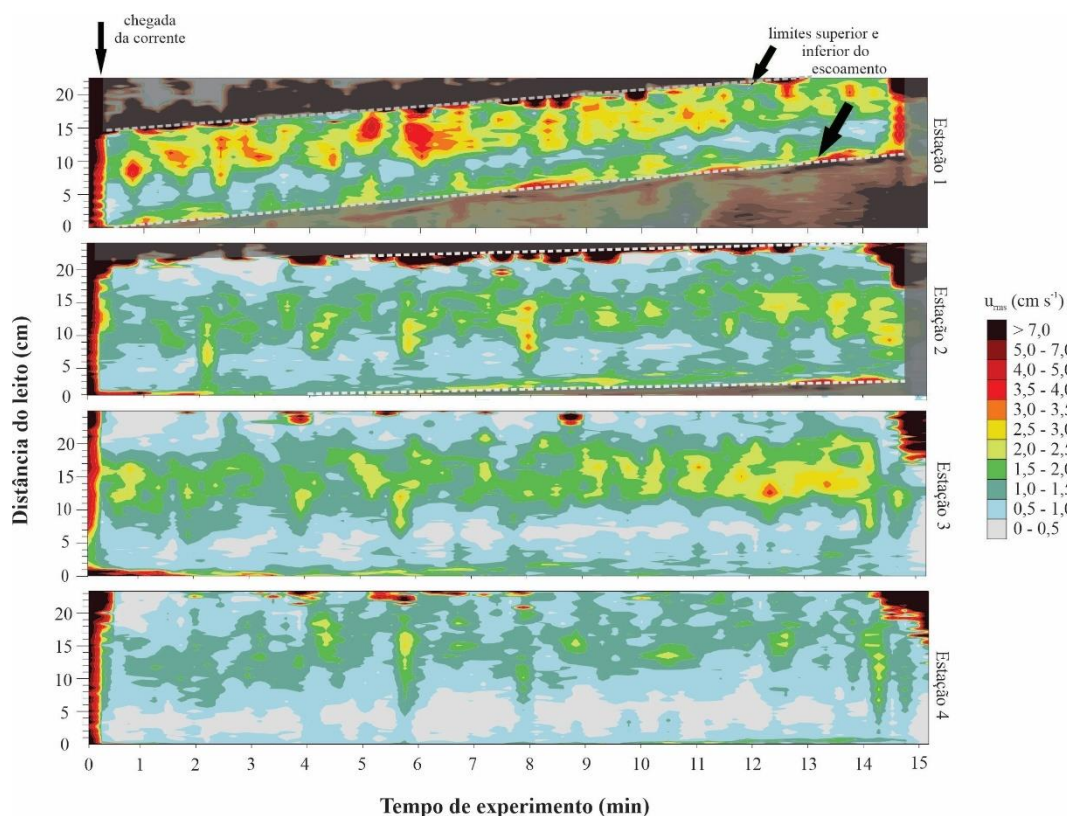
Os menores valores de intensidade turbulenta são verificados na região das velocidades máximas (Fig. 85), em conformidade com as baixas taxas de velocidade e as baixas tensões de cisalhamento desse local. Os maiores valores de intensidade turbulenta são encontrados na região superior das correntes de turbidez (Fig. 85 a 86), que é um local de intensa mistura e altas tensões de cisalhamento, como já registrado por diversos autores (KNELLER *ET AL.*, 1997; KNELLER E BUCKEE, 2000; BEST *ET AL.* 2001; BUCKEE *ET AL.*, 2001). Analisando-se espacialmente, os valores dos perfis de intensidade turbulenta decrescem de montante para jusante, em todos os experimentos.

Valores de u_{rms} maiores que 7 cm s^{-1} (cor mais escura) foram assumidos como não representativos das intensidades turbulentas, em função de serem valores relativamente altos e não encontrados na bibliografia. Além disso, esses valores mapeiam momentos anteriores à chegada da corrente (segundos após o tempo zero), a região acima da camada

de mistura e, também, o interior do depósito (Fig. 86 a 88). O limite inferior escoamento-leito móvel foi identificado a partir da distância inicial do sensor ao leito (medido antes dos experimentos), e dos valores de velocidade lidos ao longo do experimento.

É interessante identificar e acompanhar o processo de deposição das correntes de turbidez (principalmente na estação 1 de CTQ1 (Fig. 86) e CTQ3 (Fig. 88), nos quais a taxa deposicional foi maior, em função da sua proximidade à entrada do canal), na forma das manchas escuras na região inferior (sedimento já depositado) e superior do escoamento. Diferente do limite inferior, na região superior do escoamento as manchas são dinâmicas, isso é, aparecem de maneira aleatória para o interior da corrente de turbidez, caracterizando a movimentação da região de mistura e da entrada de água ambiente para dentro da corrente.

Figura 86. Distribuição vertical das intensidades turbulentas de CTQ1 ao longo do tempo.



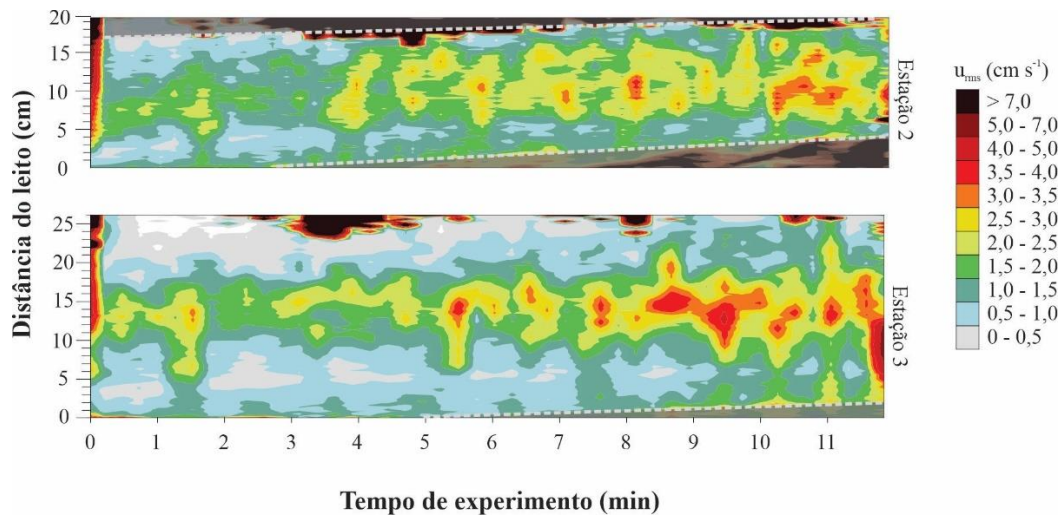
Fonte: elaboração própria.

Comparando-se as estações de cada um dos três experimentos (Fig. 86 a 88), a variação da vazão não se mostra como um parâmetro de influência sobre o acréscimo dos valores de u_{rms} junto ao fundo, nem ao longo da vertical. Por outro lado, analisando-se espacialmente cada experimento, as cores são mais quentes são observadas nas estações

1 e 2, posicionadas a montante e, as mais frias, nas estações 3 e 4. Isso ocorre porque as correntes de turbidez desaceleram na direção jusante e, conseqüentemente, tem suas intensidades turbulentas (u_{rms}) reduzidas ao longo do canal experimental.

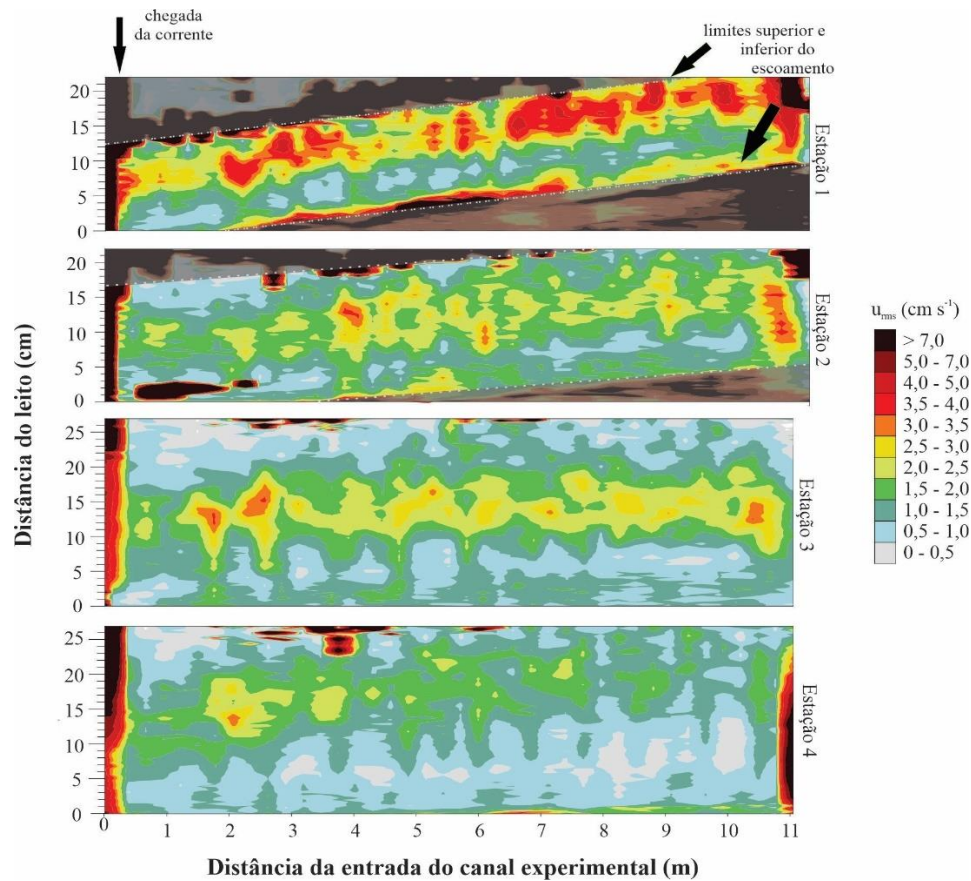
A partir desses mapas de u_{rms} apresentados nas figuras 86 a 88, é possível visualizar com mais clareza que as cores mais frias, isso é, as menores intensidades turbulentas ($u_{rms} < 1 \text{ cm s}^{-1}$), se mantêm na região das velocidades máximas, como já apresentando anteriormente (Fig. 85), em todas as estações de medição de todos os experimentos. Já os maiores valores (cores quentes, avermelhadas) localizam-se junto em uma fina espessura junto ao fundo e, também, na região de mistura, acima das velocidades máximas.

Figura 87. Distribuição vertical das intensidades turbulentas (u_{rms}) de CTQ2 ao longo do tempo. Os dados das estações 1 e 4 não foram registrados em função do mau funcionamento do aparelho UVP.



Fonte: elaboração própria.

Figura 88. Distribuição vertical das intensidades turbulentas de CTQ3 ao longo do tempo.



Fonte: elaboração própria.

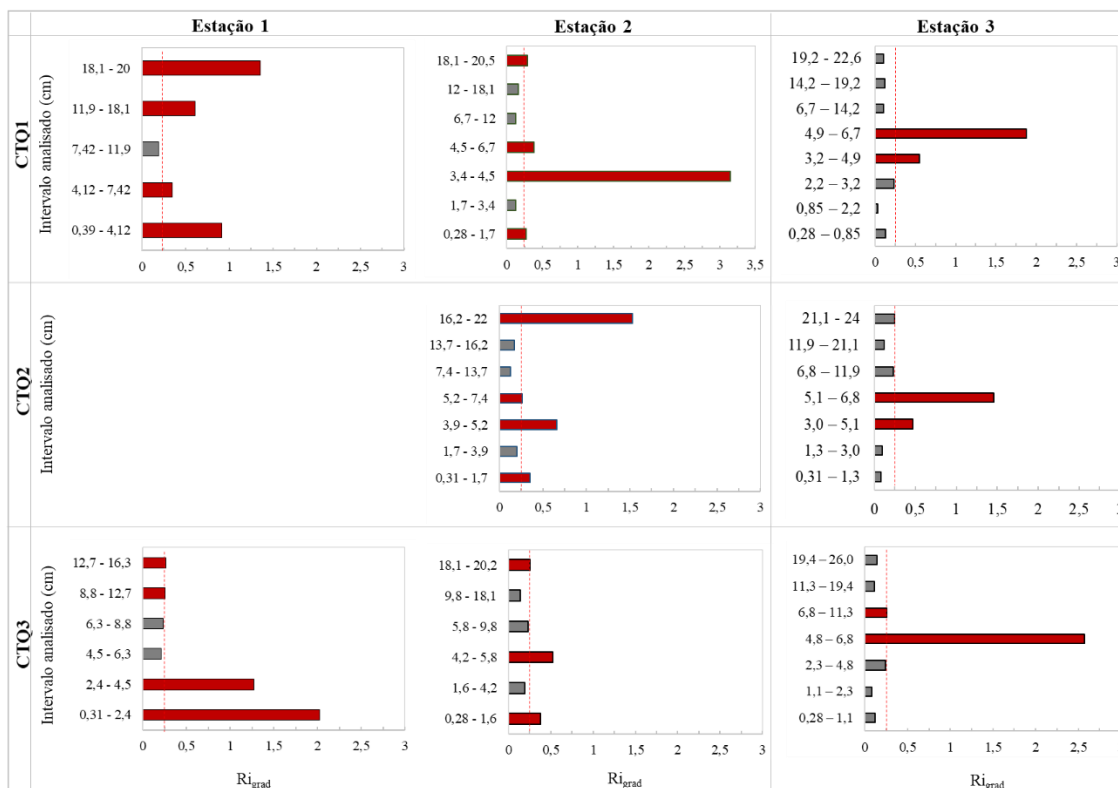
7.2.5 Estratificação vertical (Richardson gradiente – Ri_{grad})

O Richardson gradiente é basicamente a variação da massa específica em relação ao quadrado da relação da velocidade, em dois pontos avaliados ao longo da vertical (Eq. 24). O cálculo desse parâmetro foi realizado ao longo da vertical a fim de analisar a existência de regiões não estratificadas ou homogêneas ($Ri_{grad} < 0,25$) e regiões estavelmente estratificadas ($Ri_{grad} > 0,25$), a partir de dados de massa específica e velocidade em intervalos de altura (Δz) definidos pela posição dos tubos e sifões de coleta de amostras. As tabelas com os valores calculados para as quatro estações são apresentadas no apêndice A (Tab. 35 a 38), assim como os intervalos de análise, a variação da velocidade ($\delta u/\delta z$) e da massa específica ($\delta \rho/\delta z$).

A fim de facilitar a análise dos dados, os resultados das estações 1, 2 e 3 são apresentados em forma de gráficos (Fig. 89). O comportamento da estratificação vertical da estação 4 foi similar ao da estação 3 e, por isso, não consta nessa figura. Ainda, os

valores de Ri_{grad} adimensionalizados em relação à elevação da velocidade máxima são apresentados na figura 90.

Figura 89. Distribuição vertical dos valores de Richardson de gradiente (Ri_{grad}) para as três correntes de turbidez, avaliados nas estações 2 e 3. Limiar de 0,25 representado pela linha tracejada e barras em vermelho.



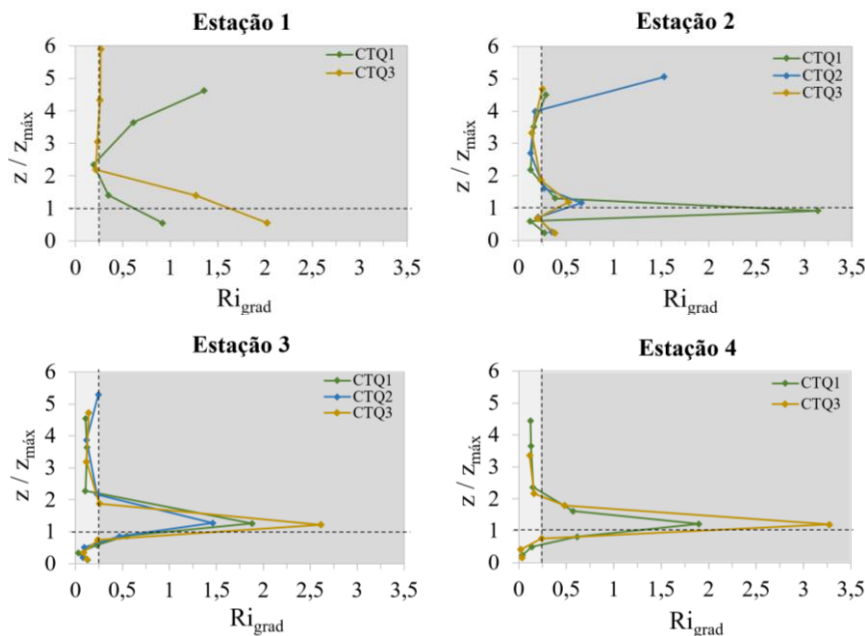
Fonte: elaboração própria.

Os resultados mostraram a presença de estratificações estáveis no escoamento ao longo de todo o canal experimental. No entanto, nota-se que, dependendo da distância percorrida, essas camadas apresentaram diferentes espessuras e se posicionaram em elevações diferentes ao longo da vertical. Essas regiões indicam que o escoamento, mesmo sendo turbulento, passa por processos de inibição da turbulência como um todo o que, conseqüentemente, tem implicações sobre os processos verticais de troca de massa.

Na estação de medição 1, região de altas concentrações de sedimento, os experimentos CTQ1 e CTQ3 mostraram altos valores de Ri_{grad} maiores que 0,25 praticamente ao longo de toda a vertical (Fig. 89 e 90). Valores de Ri_{grad} menores que o limiar (mas muito próximos dele, entre 0,19 e 0,23) foram computados apenas em uma camada logo acima das velocidades máximas (Fig. 90), em virtude da baixa variação de massa específica relativa ao quadrado da variação da velocidade (Eq. 24).

Na estação de medição 2 (Fig. 89 e 90) as camadas de estratificação estável ($Ri_{grad} > 0,25$) se organizam em três regiões do escoamento: (1) junto ao fundo, onde as concentrações são bastante elevadas ($\delta\rho/\delta z \gg (\delta u/\delta z)^2$); (b) próximo às velocidades máximas, onde a variação da velocidade é baixa; (c) na região superior do escoamento, onde ambas as variações, de velocidade e massa específica são pequenas, porém, com maior influência da baixa variação da velocidade.

Figura 90. Variação vertical dos valores de Ri_{grad} nas quatro estações de medição. Elevação z adimensionalizada pela elevação da velocidade máxima $z_{m\acute{a}x}$ (linha horizontal tracejada). Linha vertical tracejada indica valor liminar de Ri_{grad} , 0,25, a partir do qual o escoamento é estavelmente estratificado.



Fonte: elaboração própria.

Das três correntes de turbidez realizadas, a CTQ2 foi a que desenvolveu os maiores valores de Ri_{grad} na região superior, ao longo de uma maior espessura (8,3 cm comparado com 2,4 e 2,1 cm de CTQ1 e CTQ3, respectivamente). É interessante observar que o experimento CTQ2 também foi o que apresentou os valores mais elevados de taxas de carreamento da água ambiente (e_w de $4,71 \times 10^{-3}$) na região superior, entre as estações 2 e 3, quando comparado à CTQ1 e CTQ3 (e_w de $3,38 \times 10^{-3}$ e $3,97 \times 10^{-3}$, respectivamente). O observado está de acordo uma vez que, quanto maior a incorporação de água, mais diluída a mistura se torna e mais suave é o decaimento da massa específica perante a variação da velocidade.

Na estação de medição 3, as correntes de turbidez apresentaram duas zonas não estratificadas (ou homogêneas, com $Ri_{grad} < 0,25$), uma junto ao fundo e outra na região

superior, separadas por uma região estavelmente estratificada ($Ri_{grad} > 0,25$) junto às velocidades máximas (Fig. 90). Isso é, as camadas de estratificação estáveis superior e inferior presentes na estação 2 se dissipam até chegarem na estação 3, distantes 6 m.

Na estação 4, a estratificação estável permanece apenas na região das velocidades máximas do escoamento (Fig. 90), assim como na estação 3 (distantes apenas 3 m).

7.3 INTERAÇÃO COM O LEITO MÓVEL

Concomitantemente à geração de formas de fundo, os três experimentos com correntes de turbidez geraram, também, depósitos ao longo de todo o canal, o quais serão apresentados a seguir.

7.3.1 Formas de fundo

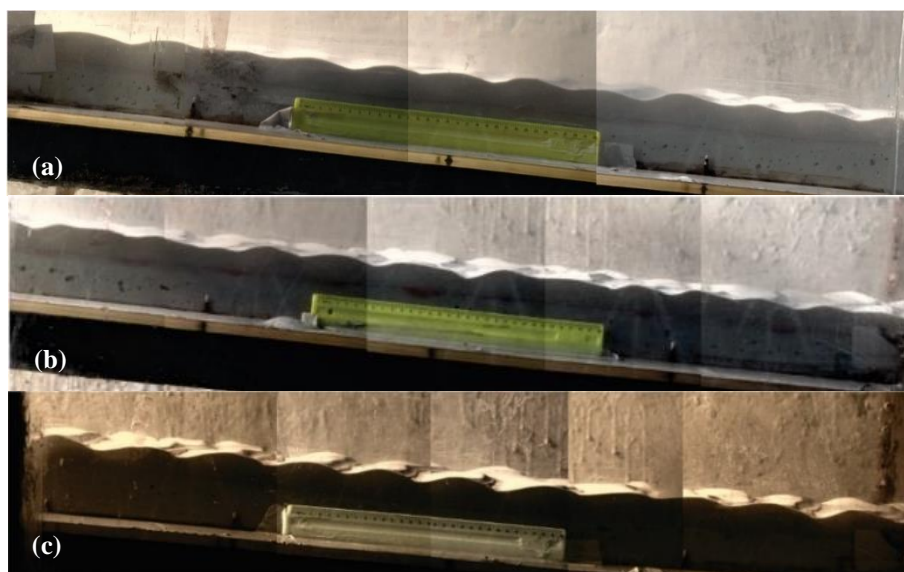
Assim como ocorreu para as correntes salinas, as formas de fundo geradas pelas correntes de turbidez foram classificadas como ondulações (Fig. 91), devido às seguintes características:

- Ausência de transporte de sedimentos em suspensão, verificado durante os experimentos, pelas fotografias laterais, e pela ausência de sedimentos nos tubos e sifões de amostragem mais próximos ao leito móvel.
- Comprimento de onda (λ) bastante inferiores aos observados em dunas geradas experimentalmente por correntes de densidade salinas (FEDELE *ET AL.*, 2016; KOLLER, 2016);
- Valores de tensão de cisalhamento junto ao fundo (τ_b), similares aos relatados na bibliografia para escoamentos à superfície livre (BAAS, 2004) e correntes de densidade salinas (KOLLER *ET AL.*, 2019);
- Valores de λ , η e η/λ similares aos previstos por Baas (1993) (Fig. 99) e Raudkivi (1997) (Fig. 100) para escoamentos à superfície livre sobre leito móvel composto por grãos de tamanho similar ao utilizado no presente estudo ($d_{50} \sim 55 \mu\text{m}$);
- Correlação entre as dimensões e o número Re_* (Fig. 101), indicando relevância da espessura da subcamada viscosa no desenvolvimento dessas formas de fundo, típico de ondulações desenvolvidas por escoamentos à superfície livre (YALIN, 1977; KENEDY, 1961; BAAS, 1994) (item 7.7.3);

- Ótimo ajuste aos diagramas de previsão de Yalin (1977), Lapotre *et al.* (2017) e Van den Berg e Van Gelder (1993), apresentados nas figuras 152, 153 e 155, respectivamente, do item no item 8.3.2.

A figura 91 apresenta a vista lateral das formas de fundo geradas nos experimentos CTQ1, CTQ2 e CTQ3, respectivamente. As fotografias obtidas lateralmente, ao longo de toda janela de observação, foram utilizadas para a medição das alturas (η) médias das formas de fundo, por serem a única seção dentre os 18 m de canal onde havia a possibilidade de visualizá-las lateralmente. As dimensões das formas de fundo dessa seção foram associadas aos dados hidrodinâmicos das correntes de densidade a partir de registros provindos da estação 3, contida na região onde as fotografias foram obtidas.

Figura 91. Vista lateral das formas de fundo após experimentos CTQ1 (a), CTQ2 (b) e CTQ (c). As correntes escoaram da esquerda para a direita. Régua amarela tem 30 cm de comprimento



Fonte: elaboração própria.

7.3.2 Deposição e alteração da inclinação do leito

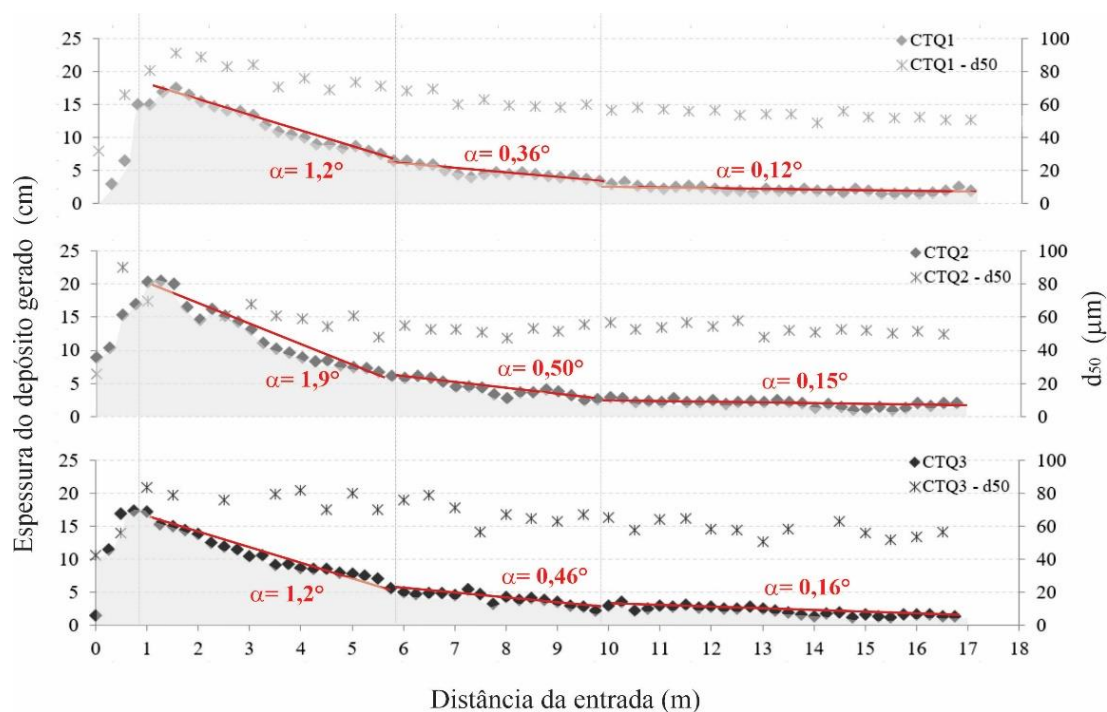
A característica deposicional das três correntes de turbidez testadas corroborou na alteração da inclinação inicialmente ajustada no leito móvel, inicialmente em três graus, para todos os experimentos. Além disso, o material transportado em suspensão, mais fino que o presente no leito móvel inicial, alterou a distribuição granulométrica ao longo do canal, sobre a qual as formas de fundo foram geradas.

Destaca-se que as correntes de turbidez não apresentaram características erosivas, fato esse corroborado pela manutenção da superfície inicial do leito móvel e pela formação de estratificações cruzadas de ondulações cavalgantes (Fig. 94).

A figura 92 mostra a espessura do depósito resultante da deposição dos três experimentos com correntes de turbidez (CTQ1, CTQ2 e CTQ3), assim como o tamanho mediano (d_{50}) dos grãos depositados, ao longo dos quase 18 m de canal (descontando-se os 70 cm de comprimento do difusor de entrada). Salienta-se que as três correntes de turbidez testadas iniciaram a deposição de parte de seus sedimentos tão logo adentraram o canal experimental, não tendo ocorrido processos de erosão.

Note que, para as três correntes de turbidez, ocorreu um grande acúmulo de material a partir do difusor e ao longo dos seis metros iniciais, que acabou por gerar inclinações adicionais de 1,2 a 1,9 °, dependendo do experimento. Além disso, essas regiões compostas por depósitos de maior declividade foram definidas pela presença de grãos mais grossos (maiores tamanhos médios de grão - d_{50}), em vista de estarem mais próximas à entrada dos escoamentos no canal experimental,

Figura 92. Distribuição espacial do diâmetro mediano dos grãos (d_{50}) presentes no leito móvel e a espessura final dos depósitos gerados pelas correntes de turbidez, com indicação das inclinações adicionais à inicial, de 3°.



Fonte: elaboração própria.

Seguindo a jusante, entre o sexto e décimo metro do canal, a deposição dos sedimentos se tornou menos intensa e a espessura do depósito mostrou uma tendência de diminuição, gerando inclinações adicionais de 0,36 a 0,5 °.

Por fim, a partir do décimo metro após a entrada da corrente no canal experimental, a espessura do depósito segue aproximadamente uniforme (entre 2 e 3 cm), indicando uma característica de autorregulação de material transportado e depositado das três correntes de turbidez. Isso é, após escoar ao longo da primeira metade do canal, as correntes de turbidez atingiram condições hidráulicas e de seleção de tamanhos de grão de equilíbrio, que permitiram as correntes transportarem seus sedimentos em suspensão, sem ocorrência de deposição (*by-pass*). Nessa região ocorreu, também, uma tendência de conservação dos valores medianos de tamanho de grão (d_{50}), com valores entre 49,1 e 58,3 μm para CTQ1, entre 48,2 e 58,0 μm para CTQ2 e entre 50,5 e 64,6 μm para CTQ3.

O acréscimo das inclinações apontado induziu no aumento das concentrações e tensões de cisalhamento junto ao fundo (c_b e τ_b) que, por sua vez, teve papel importante no controle das dimensões das formas de fundo (ver item 7.3.5).

7.3.3 Estrutura interna do depósito

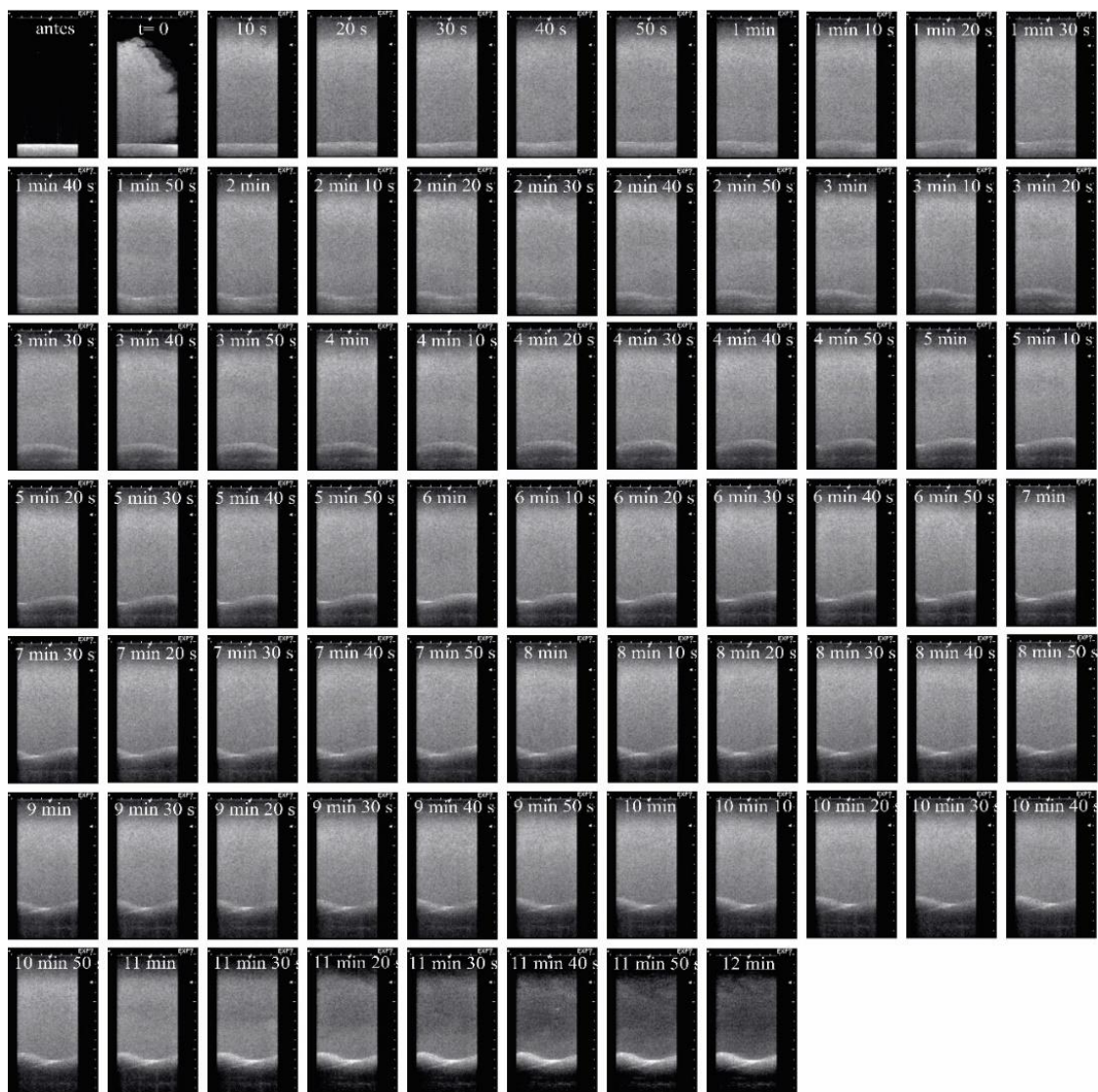
A geração das formas de fundo a partir da passagem das correntes de turbidez ocorreu em conjunto com a deposição dos sedimentos transportados junto ao leito, por arraste. Isso é, diferentemente das formas de fundo geradas pelas correntes salinas, as geradas pelas correntes de turbidez tiveram parte da sua estrutura interna preservada no depósito gerado. Com o uso do aparelho ultrassom, instalado a 11,7 m da entrada, foi possível registrar imagens e desenhar as linhas de superfície das formas de fundo a cada 10 segundos (Fig. 93). Essa ferramenta auxiliou na interpretação das formas de fundo, na identificação das taxas de deposição e no mapeamento da evolução temporal (Fig. 94) das estratificações do depósito.

Os depósitos gerados nos experimentos CTQ2 e CTQ3 desenvolveram estratificações cruzadas (*cross-bedding*) gradacionais (que se empilham ao longo do tempo) (Fig 94 a), típicas de ondulações (para o experimento CTQ1, não foi possível se obter imagens, por mau funcionamento do aparelho ultrassom). As estratificações mostram que, ao mesmo tempo que ocorre a gradação do depósito (aumento da sua espessura), as formas de fundo migram e se desenvolvem na direção do escoamento, criando as denominadas formas de fundo cavalgantes ou clinoascendentes (*climbing ripples laminations*).

Laminações cruzadas de ondulações cavalgantes são comumente depositadas em sistemas turbidíticos a partir de correntes de turbidez com predominância de areia fina. O

ângulo (Fig 94 b) da ondulação cavalgante reflete a relação entre a taxa de sedimentação de grãos em suspensão provindos de transporte por arraste, permitindo o cálculo das propriedades do escoamento e a duração das correntes de turbidez (JOBE *ET AL.*, 2012).

Figura 93. Variação temporal (a cada 10 s) da passagem da corrente de turbidez CTQ3 e geração do depósito e avanço das formas de fundo.



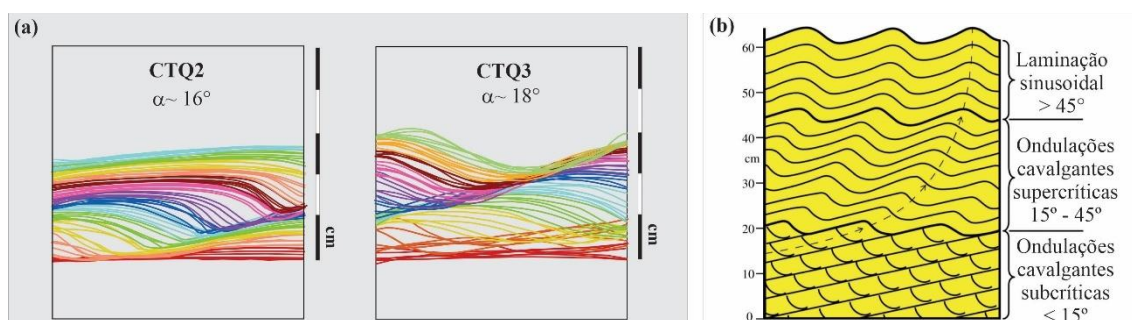
Fonte: elaboração própria.

As laminações cruzadas geradas pelas ondulações cavalgantes do presente estudo (CTQ2 e CTQ3) apresentaram ângulos de cavalgamento de, aproximadamente 16 e 18 °, respectivamente (Fig 94 a). Esses resultados estão de acordo com a classificação de Allen (1973), na qual as formas de fundo foram geradas sob condições de baixas tensões de cisalhamento (τ_b), altas taxas de deposição e preservação total das faces a

jusante. O maior espaçamento entre as linhas a jusante da forma de fundo indica, de fato, alto grau de preservação do depósito nessa região da estrutura sedimentar.

O espaçamento entre as linhas de deposição (Fig. 94) foi similar para ambos os experimentos, indicando taxas de deposição de sedimentos muito parecidas para CTQ2 e CTQ3. Medindo-se as distâncias entre as linhas de deposição e os intervalos de tempo entre elas, apresentadas na figura 94, foi possível realizar o cálculo da taxa de deposição de sedimentos (mm s^{-1}) no ponto avaliado. Essa análise foi realizada ao longo das linhas deposicionais localizadas nas faces a jusante das formas de fundo (seguindo a inclinação de cavalgamento), uma vez que essas faces foram preservadas no depósito.

Figura 94. a) Linhas de deposição dos experimentos CTQ2 ($Q= 320 \text{ L min}^{-1}$ e $\rho_{\text{mist}}= 1061,1 \text{ kg m}^{-3}$) e CTQ3 ($Q= 370 \text{ L min}^{-1}$ e $\rho_{\text{mist}}= 1062,5 \text{ kg m}^{-3}$). (b) Modelo deposicional de ondulações cavalgantes.



Fonte: (a) elaboração própria, (b) traduzido de Allen (1973 *apud* Jobe *et al.* 2012).

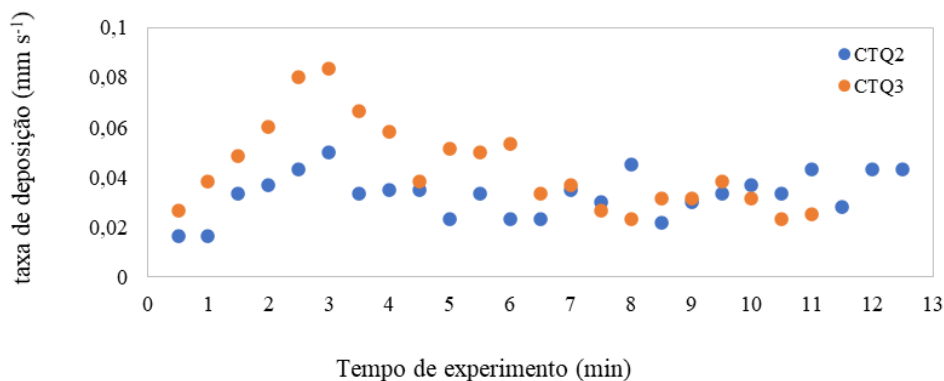
A figura 95 apresenta a variação temporal da taxa de deposição de sedimentos, com valores médios de $0,033$ e $0,043 \text{ mm s}^{-1}$ (desvios padrão de $0,007$ e $0,015 \text{ mm s}^{-1}$ para CTQ2 e CTQ3, respectivamente). As maiores taxas de deposição e desvio padrão são referentes ao experimento CTQ3, de maior vazão e capacidade de transportar um maior volume de sedimentos ao longo do canal. Complementando essa informação, a espessura final do depósito de CTQ3 foi de $2,9 \text{ cm}$, maior que a gerada pelo experimento CTQ2 ($2,3 \text{ cm}$).

Analisando-se temporalmente, a taxa de deposição apresenta um crescimento ao longo dos três primeiros minutos, para ambos os experimentos (mas de forma mais intensa para CTQ3). Até o 2º minuto, a deposição ocorreu pelo empilhamento de finas camadas relativamente paralelas ao leito inicial. Após, no intervalo entre o 2º e o 3º minuto de ensaio, iniciou-se a alteração do ângulo de deposição e a geração da face a jusante da primeira forma de fundo (que posteriormente migrou para jusante). Dessa forma, atribui-se o pico observado nas taxas de deposição de ambos os experimentos à

origem das ondulações, por meio do fornecimento de mais sedimento e, maior taxa de deposição.

Após esse intervalo de tempo, considerou-se que o escoamento se adaptou à rugosidade da forma e, até o final de ambos os experimentos, as taxas de deposição diminuem e seguem valores mais constantes.

Figura 95. Variação da velocidade de deposição (mm s^{-1}) a cada 30 s de experimento



Fonte: elaboração própria.

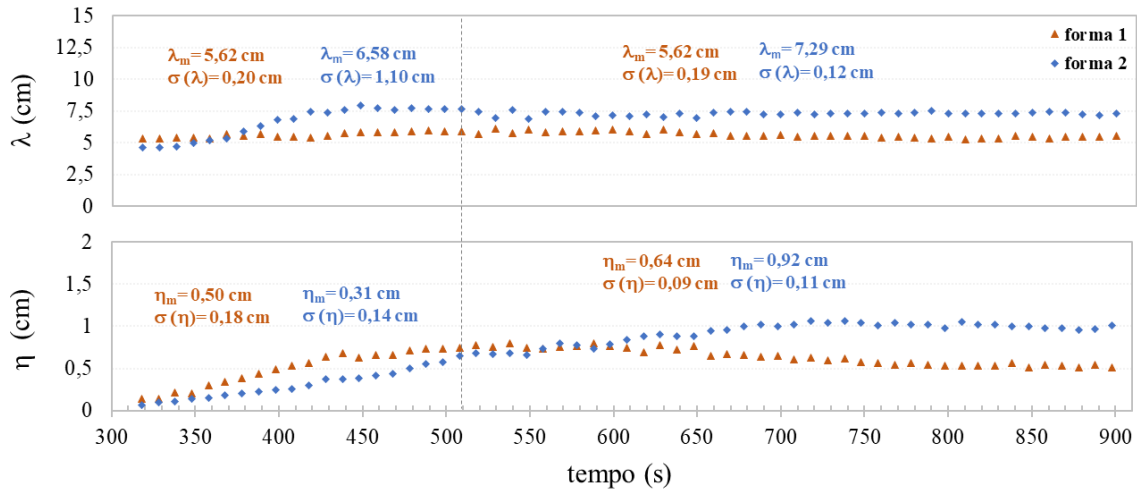
7.3.4 Variação temporal das dimensões das formas de fundo e dimensões de equilíbrio

A fim de analisar a evolução da altura (η) e comprimento (λ) ao longo do tempo, e identificar possíveis invariabilidades dessas dimensões (i.e., dimensões de equilíbrio), foram realizadas medições nas imagens obtidas lateralmente. Após o início dos experimentos e surgimento das primeiras formas de fundo junto à janela de observação, foram escolhidas duas delas para análise, denominadas de forma 1 e forma 2, preferencialmente posicionadas no canto esquerdo da fotografia (já que as ondulações migraram de montante para jusante). Então, ambas as formas tiveram suas dimensões η e λ registradas a cada 10 segundos, conforme apresentado nas figuras 96 a 98.

No experimento CTQ1 (Fig. 96), as primeiras formas de fundo começaram a surgir depois de, aproximadamente, 320 segundos de experimento e 1,1 cm de depósito gerado. As formas de fundo apresentaram pouca variabilidade (baixo desvio padrão) dos seus comprimentos (λ) e alturas (η), indicando ter alcançado o equilíbrio de suas dimensões. Enquanto a forma 1 já apresentou valores similares ao longo de todo o experimento, a forma² alcançou valores aproximadamente constantes após 60 segundos

do seu surgimento. As alturas (η) das formas de fundo, por outro lado, passaram por uma fase de crescimento, que durou 190 s (do 320° ao 510° s).

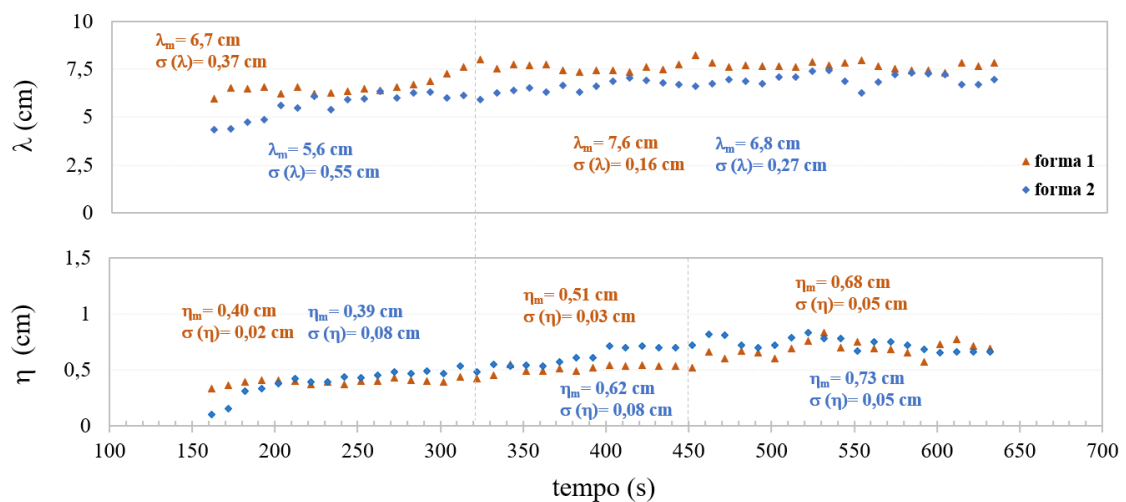
Figura 96. Variação temporal das dimensões das formas de fundo de CTQ1.



Fonte: elaboração própria.

No experimento CTQ2 (Fig. 97), as duas formas de fundo começaram a surgir depois de, aproximadamente, 160 segundos de experimento e 0,8 cm de depósito gerado. Os comprimentos aumentaram lentamente durante os 150 segundos subsequentes, apresentando valores com menores desvios padrões até o final do experimento. Já as alturas (η) das formas de fundo necessitaram de 120 segundos adicionais para, a partir de então, atingirem valores mais constantes.

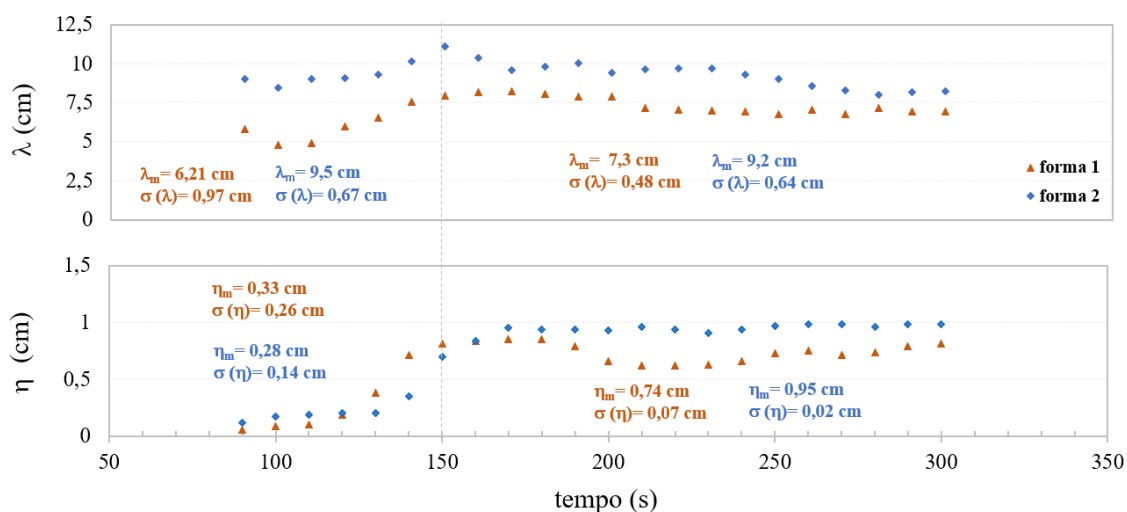
Figura 97. Variação temporal das dimensões das formas de fundo de CTQ2.



Fonte: elaboração própria.

No experimento CTQ3 (Fig. 98), as duas formas de fundo começaram a surgir depois de, aproximadamente, 90 segundos de experimento e 0,6 cm de depósito gerado. A análise da variação de η e λ ficou prejudicada pela formação de uma corrente de turbidez secundária de retorno, formada entre o canal de acrílico do experimento e a janela de observação do canal de alvenaria externo, e que afetou a visibilidade das formas de fundo a partir do 300 °segundo. De qualquer forma, identificou-se um aumento acentuado de η e λ ao longo do primeiro minuto, após o início das medições. Após esse período, as dimensões das formas de fundo apresentaram considerável baixa variação, e estima-se que esses valores tenham se conservado até o final do experimento. Isso é, os valores médios de η e λ foram de 0,91 e 8,5 cm, respectivamente, nesse mesmo enquadramento, similares aos lidos entre o tempo 150 e 300 segundos.

Figura 98. Variação temporal das dimensões das formas de fundo de CTQ3.



Fonte: elaboração própria.

As formas de fundo geradas pelas correntes de turbidez desenvolveram cristas retas e sinuosas ao longo de todo o canal, como pode ser observado nas fotografias de topo nas figuras 164 a 166 (Apêndice B).

Além da análise temporal das dimensões das formas de fundo, os valores médios de λ e η foram comparados com as equações de previsão de dimensões de equilíbrio (λ_e e η_e) de Baas (1993) (Eq. 3 e 4) e Raudkivi (1997), e apresentado nas figuras 99 e 100.

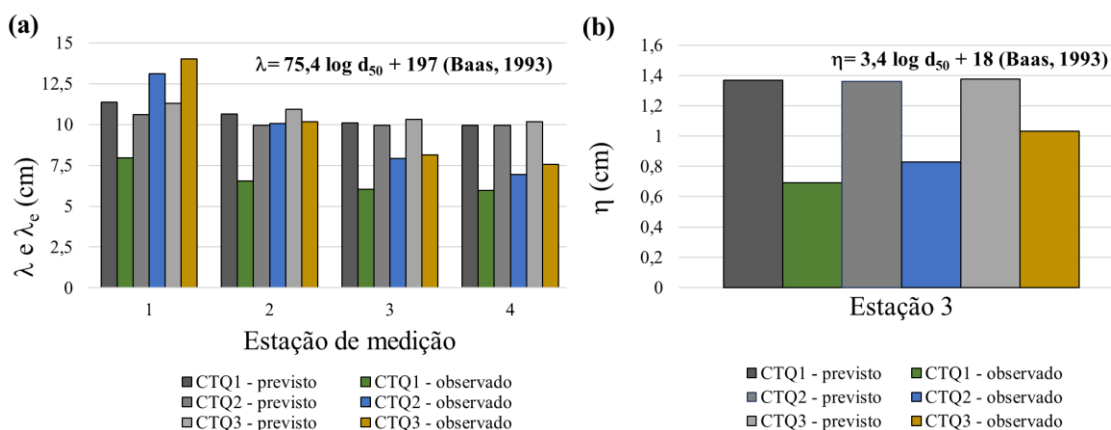
Para os experimentos CTQ2 e CTQ3, os comprimentos médios (λ) das formas de fundo desenvolvidas ao longo de todo o canal apresentaram valores médios entre 93 e 94 % daqueles previstos por Baas (1993) (Fig. 99 a). As correlações variam de montante

para jusante, em função de os comprimentos das formas de fundo diminuïrem ao longo do canal. Na região próxima à estação 1, por exemplo, ambos os experimentos, CTQ2 e CTQ3, desenvolveram valores médios de λ 24% maiores que o previsto por Baas (1993) (Fig. 99 a).

Já o experimento CTQ1 desenvolveu valores de comprimento médio (λ) entre 57 e 61 % menores do que os λ_e previstos por Baas (1993). Esse fato é atribuído aos menores valores de concentração e de tensões de cisalhamento junto ao fundo (τ_b), desenvolvidos nesse experimento, que acabaram por desenvolver ondulações com menores comprimentos de onda. Sendo assim, salienta-se a relevância de outros parâmetros na previsão do comprimento de equilíbrio (λ_e) (tais como, Reynolds do grão – Re^* e tensão de cisalhamento junto ao fundo - τ_b), além do tamanho dos grãos que compõem o leito móvel, como sugerido por Baas (1993).

As alturas médias (η) das formas de fundo foram cada vez maiores com o aumento da vazão de injeção da corrente de densidade (Fig. 99 b), e alcançaram valores de 50, 61 e 75 %, respectivamente, em relação às alturas de equilíbrio (η_e) previstas por Baas (1993). Deve-se levar em consideração que os estudos de Baas (1993 e 1994) foram realizados a partir de escoamentos à superfície livre, diferentemente do presente estudo. Além disso, as ondulações do presente estudo apresentaram variabilidade tridimensional das cristas em diversos pontos do canal. Isso é, o escoamento e, conseqüentemente, a altura da forma (η) é afetada junto à parede, onde as medições são realizadas.

Figura 99. Comparação do comprimento (λ) e altura (η) das formas de fundo geradas pelo presente estudo com o comprimento e altura de equilíbrio (λ_e e η_e) previsto por Baas (1993).

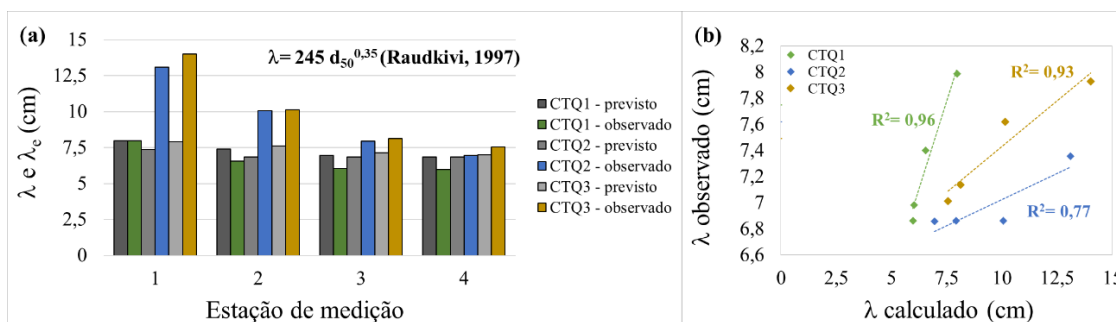


Fonte: elaboração própria.

Ao se calcular as dimensões de equilíbrio λ_e e η_e com a equação de Raudkivi (1997), observa-se um bom ajuste com os comprimentos médios (λ) das ondulações do presente estudo (Fig. 100). Com exceção da estação 1, os valores de λ observados após o experimento CTQ1 foram entre 87 e 100 % dos valores previstos. Já os experimentos CTQ2 e CTQ3 desenvolveram ondulações com comprimentos (λ) até 47 % maiores que os calculados (λ_e) (RAUDKIVI, 1997) (Fig. 100 a). A figura 100 b mostra que a correlação entre os resultados observados (λ) e calculados (λ_e) apresentou coeficientes de determinação (R^2) acima de 0,77.

Os valores médios do comprimento das formas de fundo (λ) observados na estação 1, para os experimentos CTQ2 e CTQ3 foram, respectivamente, 78 e 77 % maiores que os previstos por Raudkivi (1997). Esses resultados poderiam indicar a provável ocorrência de dunas na região inicial do canal, bem próxima à entrada. No entanto, conforme análise de parâmetros adimensionais do escoamento e do leito (apresentados no item 8.3.2), as formas de fundo nessa foram classificadas como ondulações ao longo de todo o canal.

Figura 100. (a) Comparação e (b) correlação dos comprimentos médios (λ) das formas de fundo do presente estudo com a previsão de comprimentos de equilíbrio (λ_e) de Raudkivi (1997).



Fonte: elaboração própria.

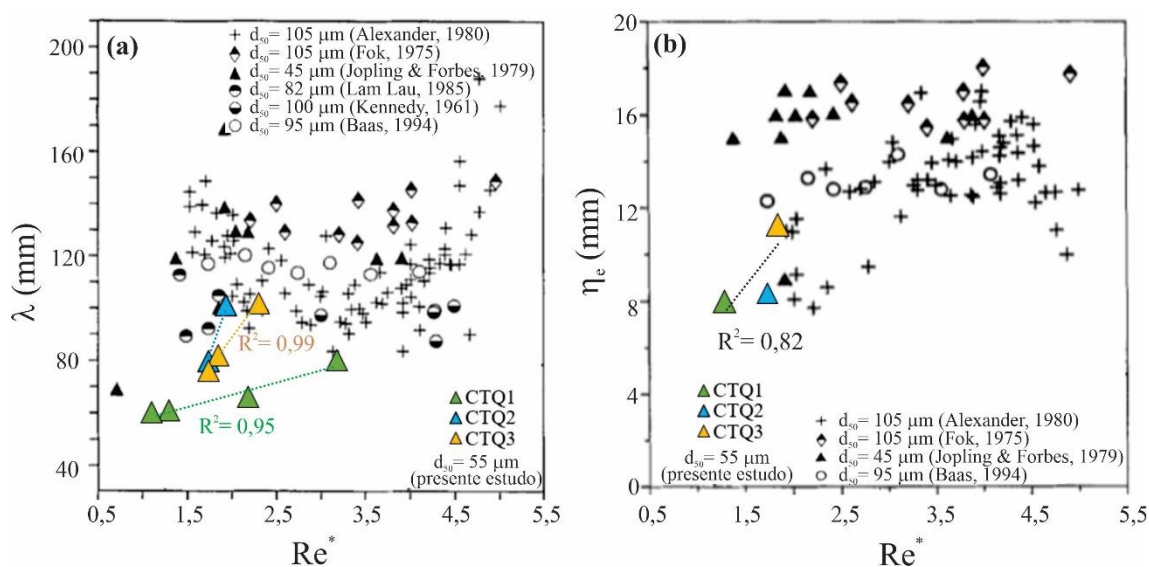
Os comprimentos (λ) e alturas (η) de onda observados no presente estudo foram plotados com os valores de Reynolds do grãos (Re_*) no diagrama de Baas (1994) (Fig. 101). Os valores de λ , η e Re_* ficaram juntos à nuvem de pontos formada por resultados de outros autores, complementando a região inferior do mesmo.

A figura 101 a mostra a existência de uma correlação entre os comprimentos de onda (λ) e os valores de Re_* , com coeficientes de determinação (R^2) de 0,95 e 0,99 para CTQ1 e CTQ3, respectivamente. Essa tendência não pode ser confirmada em CTQ2 pela falta de pontos, mas verifica-se, qualitativamente, que seus resultados estão próximos dos

demais. As alturas (η) das ondulações (Fig. 101 b) apresentaram coeficiente de correlação linear (R^2) de 0,86 com os valores de Re^* calculados. Em geral, quanto maior o valor de Re^* , maior a altura das formas de fundo.

Esses resultados estão de acordo com outros autores que não constam no diagrama da figura 96, como Yalin (1985), Raudkivi (1997) e Lapotre *et al.* (2017), que indicam a sensibilidade das ondulações à rugosidade do leito, representada do denominador do número de Reynolds do grão (Eq. 39) pelos tamanhos dos grãos (d_{50}) presentes no leito móvel.

Figura 101. Relação entre as dimensões (a) λ e (b) η com o número de Reynolds do grão (Re^*) para as correntes de turbidez CTQ1, CTQ2 e CTQ3.



Fonte: modificado de Baas (1994).

7.3.5 Velocidade de migração (u_{migr}) das formas de fundo

A velocidade de migração (u_{migr}) (Tab. 25 e Fig. 102) das formas de fundo foi determinada a partir das imagens obtidas pela câmera fotográfica instalada lateralmente ao canal a 11,7 m da entrada, na segunda seção da janela de observação. A análise foi feita por meio da marcação da crista da forma e da sua evolução ao longo do experimento, com imagens obtidas a cada segundo. Os dados hidráulicos associados a essa investigação foram aqueles obtidos na estação 3 de medição, em função da sua proximidade com as formas de fundo avaliadas lateralmente.

A tabela 25 e a figura 102 mostram que, juntamente com o aumento do comprimento das formas de fundo (λ), ocorre também um aumento nas suas alturas (η),

como já observado por Baas (1994), pois formas de fundo mais longas têm mais estrutura (uma base maior) para crescer também em altura.

Tabela 25. Dimensões (altura - η e comprimento - λ) e velocidade de migração (u_{migr}) das formas de fundo, obtidas a 11,7 m da entrada das correntes no canal experimental.

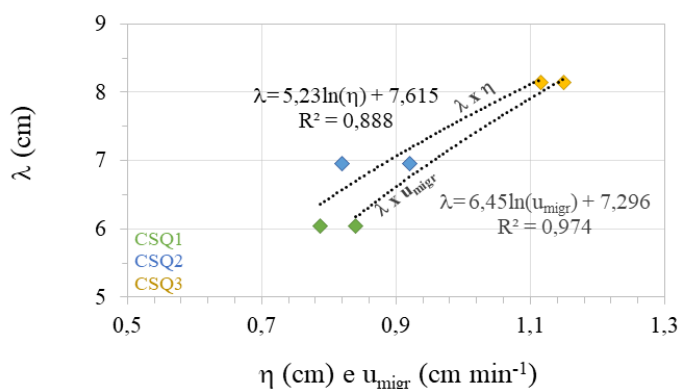
Nome	Vazão (L min ⁻¹)	λ (cm)	η (cm)	u_{migr} (cm min ⁻¹)
CTQ1	270	6,0	0,79	0,84
CTQ2	320	7,0	0,82	0,92
CTQ3	370	8,1	1,12	1,15

Fonte: elaboração própria.

Os resultados mostram que também existe uma correlação entre o comprimento das formas de fundo (λ) geradas pelas correntes de turbidez e suas velocidades de migração (u_{migr}), assim como já observado nas ondulações geradas pelas correntes salinas. Por outro lado, sabe-se que formas de fundo maiores tendem a se movimentar mais lentamente que as menores, devido a sua maior massa e volume a serem transportados. Baas (1994) e Baas e De Koning (1995) observaram que, enquanto os comprimentos em equilíbrio λ_e das ondulações (geradas por escoamento a superfícies livre) diminuíram de 13,8 para 10,3 cm, as taxas médias de migração aumentaram de 1 para 3 mm s⁻¹.

Apesar de os resultados terem sido diferentes do esperado, as diferenças entre escoamentos à superfície livre (como utilizado pelos autores) e correntes de densidade podem ser indicativos da mudança nesse comportamento previsto.

Figura 102. Correlação entre comprimento de onda das formas de fundo (λ) e (a) as suas velocidades de migração (u_{migr}) e, (b) com a altura da forma (η), para a estação de medição 3.

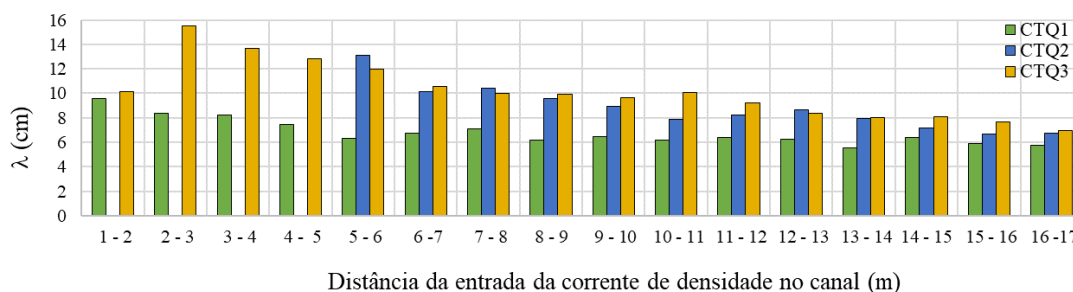


Fonte: elaboração própria.

7.3.6 Distribuição espacial do comprimento (λ) das formas de fundo

A figura 103 apresenta a variação espacial do comprimento de onda (λ) das ondulações, avaliado a cada metro de leito móvel. As formas de fundo têm seus valores de λ fortemente alterados para as três correntes de turbidez, principalmente ao longo dos primeiros 10 m do canal, por influência do acréscimo nas inclinações de leito, proporcionadas pela deposição de sedimentos dessas correntes (ver Fig. 92). Já nos últimos sete metros do canal, os valores de λ apresentam menor variabilidade, com valores médios de comprimento (λ) e desvio padrão ($\sigma(\lambda)$) de 6,1 e 0,29 cm para CTQ1, de 7,6 e 0,64 cm para CTQ2 e de 8,3 e 0,75 cm para CTQ3. Essa maior regularidade nos valores de λ está relacionada à uniformidade da espessura do depósito (e consequente manutenção da inclinação do leito) e, também, à baixa variabilidade do tamanho dos grãos, que ocorrem a partir do décimo metro do canal, como já apresentado na figura 92.

Figura 103. Valores médios de comprimentos de onda (λ) das formas de fundo geradas pelas três correntes de turbidez, ao longo do canal experimental



Fonte: elaboração própria.

A tabela 26 e a figura 104 a mostram que a diminuição dos comprimentos das formas de fundo (λ), medidos de montante para jusante, possui correlação direta com a diminuição das tensões de cisalhamento junto ao fundo (τ_b). Os parâmetros λ e τ_b (Fig. 104 a) apresentaram melhor ajuste a um modelo linear, com coeficientes de correlação (R^2) de 0,96 e 0,99 para CTQ1 e CTQ3, respectivamente. As tensões de cisalhamento junto ao fundo, por sua vez, apresentam incremento com o acréscimo da massa específica junto ao fundo (ρ_b) (Eq. 33 e Fig. 104 b).

Os parâmetros de ρ_b e τ_b apresentam ótimo ajuste a um modelo linear, com valores de R^2 de 0,93 e 0,99 para CTQ1 e CTQ3, respectivamente. No entanto, utilizando-se um modelo exponencial (Fig. 104 b), os valores de R^2 são de 0,99 para ambos os experimentos citados. Apesar de CTQ2 não apresentar um terceiro par de dados $\tau_b \times \lambda$ e

$\tau_b \times \rho_b$, para serem correlacionados, os valores obtidos estão muito próximos aos dos demais experimentos.

Tabela 26. Parâmetros referentes às formas de fundo e ao escoamento, em cada estação de medição (a 2,9, 7,8, 13,9 e 16,9 m da entrada).

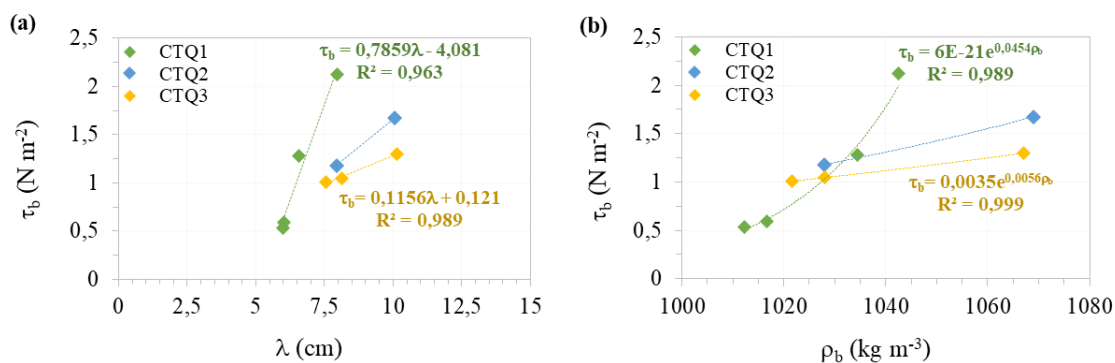
Nome	Q (L min ⁻¹)	Estação	λ (cm)	τ_b (N m ⁻²)	τ_{bf} (N m ⁻²)	ρ_b (kg m ⁻³)	u^* (cm s ⁻¹)	u^*_{f} (cm s ⁻¹)
CTQ1	270	1	7,9	2,13	1,86	1042,5	4,44	4,15
		2	6,6	1,28	1,12	1034,5	3,50	3,27
		3	6,0	0,59	0,51	1016,7	2,40	2,23
		4	6,0	0,53	0,47	1012,2	2,29	2,14
CTQ2	320	1	13,1	na	na	1076,0	na	na
		2	10,1	1,68	1,47	1069,1	3,88	3,63
		3	7,9	1,18	0,845	1027,9	3,38	3,19
		4	7,0	na	na	na	na	na
CTQ3	370	1	14,0	0,33	0,28	1068,3	1,75	1,61
		2	10,2	1,30	1,14	1067,1	3,41	3,19
		3	8,1	1,04	0,93	1028,1	3,18	3,01
		4	7,6	1,01	0,91	1021,6	3,14	2,99

na: não adquirido

Fonte: elaboração própria.

Dessa forma, o comprimento médio das ondulações (λ) varia não somente com as tensões de cisalhamento junto ao fundo (τ_b) mas, também, com a massa específica do escoamento junto ao fundo (ρ_b), estando esses valores relacionados via equação 33. Esses parâmetros, por sua vez, sofreram acréscimo durante os experimentos com correntes de turbidez, em função da deposição de sedimentos ao longa da primeira metade do canal e consequente aumento da inclinação do leito móvel e da intensificação das forças no sentido do escoamento (*driving force*).

Figura 104. Correlação entre (a) os valores de tensão de cisalhamento (τ_b) e o comprimento (λ) das formas de fundo e (b) entre τ_b e a massa específica junto ao leito (ρ_b).



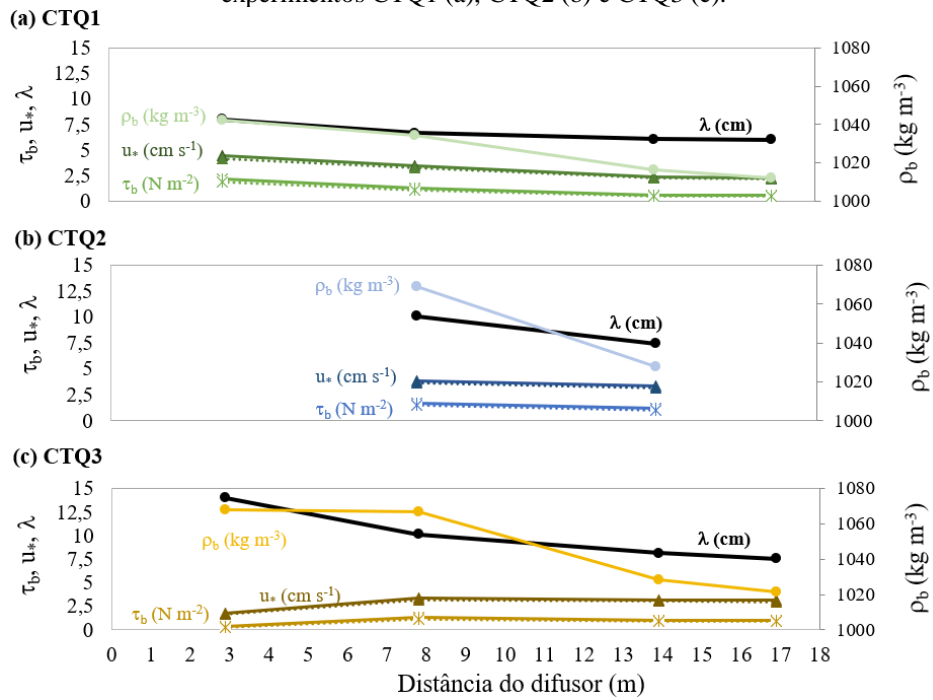
Fonte: elaboração própria.

Comparando-se diferentes experimentos, nota-se que para valores similares de τ_b , o λ varia de um experimento para outro (Tab. 26). No experimento CTQ1 (Fig. 104 a), por exemplo, o valor de $\tau_b = 1,28 \text{ N m}^{-2}$ gerou um λ de 6,7 cm, enquanto no CTQ3 (Fig. 105 c), menores τ_b geraram formas de fundo com maiores λ . Isso está relacionado à massa específica do escoamento junto ao fundo (ρ_b), com citado anteriormente, que é bem maior para o experimento CTQ3 (1068,3 a 1021,6 kg m^{-3}) (Tab. 23 e Fig. 105 c), quando comparado com CTQ1 (1042,5 a 1012,2 kg m^{-3}) (Tab. 26 e Fig. 105 a).

A tabela 26 e a figura 105 também apresentam as parcelas das tensões e velocidades de cisalhamento associadas às formas de fundo (τ_{bf} e u_{*f} , respectivamente). Esses valores indicam a grande influência que as dimensões η e λ das formas de fundo têm sobre o escoamento, no sentido de dissipação de energia. Isso é, a porção da tensão de cisalhamento responsável pelo transporte de sedimentos, a tensão de cisalhamento de superfície ($\tau_{bs} = \tau_b - \tau_{bf}$) representa uma porcentagem bastante reduzida da tensão de cisalhamento total (τ_b). Em relação à τ_b , os valores de τ_{bf} representam entre 12,6 e 14,1 para CTQ1, entre 11,0 e 12,9 % para CTQ2 e entre 9,7 e 15,2 % para CTQ3.

A tensão de cisalhamento devida à forma (τ_{bf}) da ondulação está atrelada à energia dissipada pelo escoamento devido à perturbação criada pela rugosidade que a ondulação representa.

Figura 105. Variação espacial do comprimento das formas de fundo (λ) em função da variação de ρ_b , τ_b e u_* (assim como as parcelas devidas à geometria das formas de fundo, τ_{bf} e u_{*f} , em pontilhado), para os experimentos CTQ1 (a), CTQ2 (b) e CTQ3 (c).



Fonte: elaboração própria.

8. COMPARAÇÃO ENTRE CORRENTES SALINAS E DE TURBIDEZ

Esse capítulo aponta diferenças e similaridades entre as correntes de densidade testadas e evidencia as influências dessas diferenças na geração das formas de fundo.

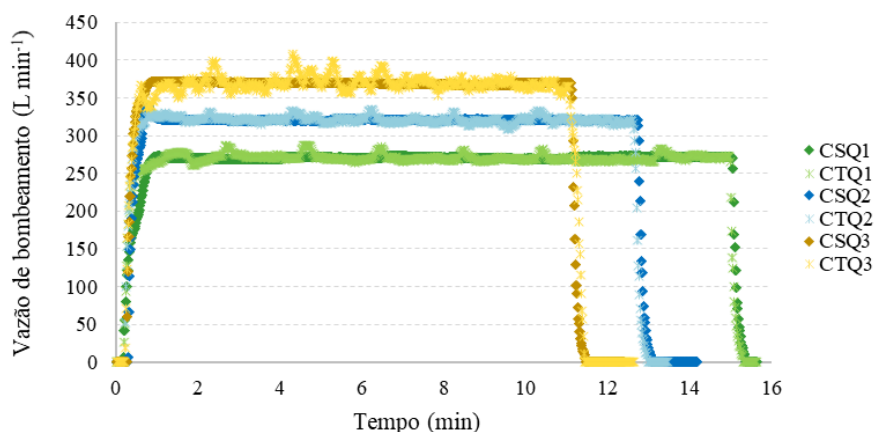
8.1 HIDRODINÂMICA

8.1.1 Vazão de injeção da corrente de densidade

A figura 106 mostra o registro temporal das vazões de injeção das misturas salinas e de sedimentos para dentro do canal experimental. Adicionalmente, a tabela 27 apresenta os valores médios e a variação das vazões de injeção, assim como o tempo de experimento e o volume de mistura utilizados.

Os resultados mostram que as correntes de densidade salinas e de turbidez apresentaram comportamento similar ao longo de todo o experimento. Os pares de experimentos, salino e de turbidez, apresentaram vazões de injeção muito similares, com médias próximas a 270, 320 e 370 L min⁻¹ (Tab. 27), que puderam ser controladas e monitoradas a partir do medidor de vazão e do inversor de frequência. Diferentemente das correntes salinas, as correntes de turbidez apresentaram maiores variações nas vazões de injeção ($\sigma(Q)$), devido à presença de sedimentos na mistura que, ao passar pelo sensor do medidor de vazão eletromagnético, gerou instabilidade nos valores lidos.

Figura 106. Variação da vazão ao longo do experimento.



Fonte: elaboração própria.

Ainda, os experimentos com os pares de correntes de densidade salinas e de turbidez tiveram a mesma duração, garantindo tempos semelhantes de interação entre escoamento e leito móvel, parâmetro relevante na evolução das formas de fundo.

Tabela 27. Valores de vazões médias ($L \text{ min}^{-1}$), desvio padrão ($\sigma(Q)$), volume (L) e tempo de injeção (s) das misturas no tanque experimental.

Ensaio	Q ($L \text{ min}^{-1}$)	$\sigma(Q)$	V _{inj} (L)	T _{inj} (s)
CSQ1	270,5	1,6	4016	890,8
CTQ1	270,0	3,9	4017	892,6
CSQ2	320,1	1,7	4005	750,8
CTQ2	321,3	3,2	4012	749,3
CSQ3	369,3	1,3	4029	654,6
CTQ3	369,6	7,0	4062	659,4

Fonte: elaboração própria.

8.1.2 Perfis de velocidade, concentração e espessura médias das correntes salinas e de turbidez

Os perfis verticais de concentração das seis correntes de densidade simuladas são apresentados na figura 107. Correntes de densidade, independentemente do material que propulsiona seu movimento, apresentam estratificação vertical (isso é, um gradiente vertical de concentrações), com uma camada mais densa junto ao fundo e outra menos densa na região superior, definindo um modelo de duas camadas, como já apontado por Britter e Simpson (1978), Middleton (1993) e Koller *et al.* (2019).

No presente estudo, tanto as correntes salinas, quanto as de turbidez, apresentaram essa tendência de distribuição vertical, mas com configurações distintas, assim como já apontado por Kneller e Buckee (2000).

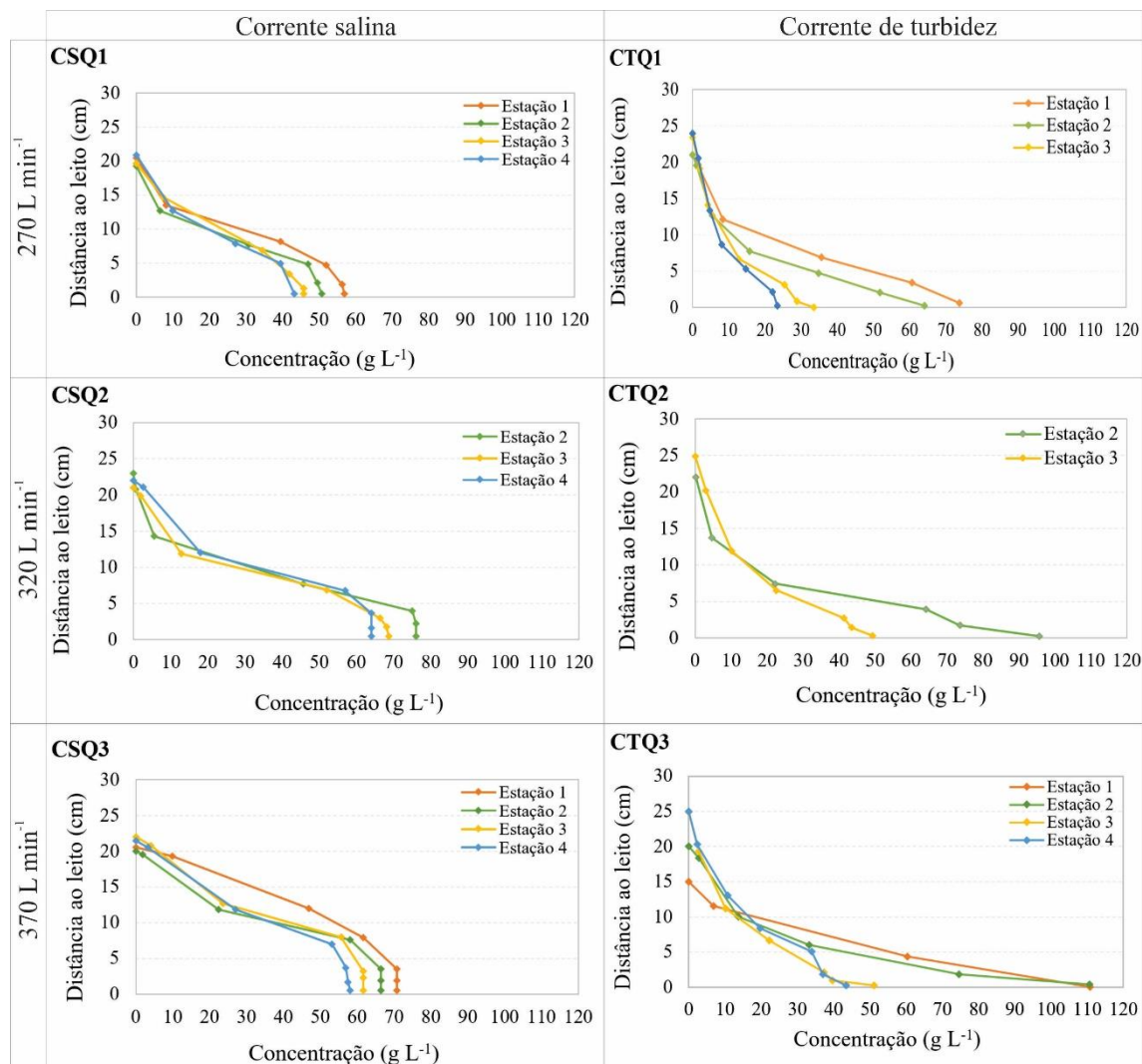
As correntes salinas CSQ1, CSQ2 e CSQ3 (misturas de 63, 85 e 86 $g \text{ L}^{-1}$, respectivamente) apresentam região inferior com valores de concentração bastante similares, desde o leito móvel até, aproximadamente, 5 cm de altura. Logo acima dessa região, ocorre uma alteração na curvatura da distribuição, ao longo da qual os valores de concentração decrescem bruscamente (com concavidade diferente da região inferior) até chegarem na região superior da camada de mistura, sem qualquer influência aparente com a vazão de injeção dessas misturas.

Diferentemente, a distribuição vertical de concentrações apresenta uma curva de forma diferente nas correntes de turbidez, desenvolvendo acentuada seleção vertical dos seus sedimentos em suspensão. Isso é, são identificados altos valores de concentração junto ao leito (c_b) e um abrupto decréscimo dos mesmos na direção vertical ascendente (Fig. 107), até alcançar a camada de mistura com o fluido ambiente.

As diferenças apontadas acima, em relação à distribuição de concentrações na região superior das correntes de densidade salinas e de turbidez, poderiam ser atribuídas

aos processos de mistura com o fluido ambiente. No entanto, os resultados de carregamento superior do presente estudo não indicaram uma relação entre as taxas de carregamento (e_w) e o tipo de corrente de densidade, se salina ou de turbidez.

Figura 107. Perfis verticais de concentração medidos nas quatro estações de medição dos seis experimentos realizados.



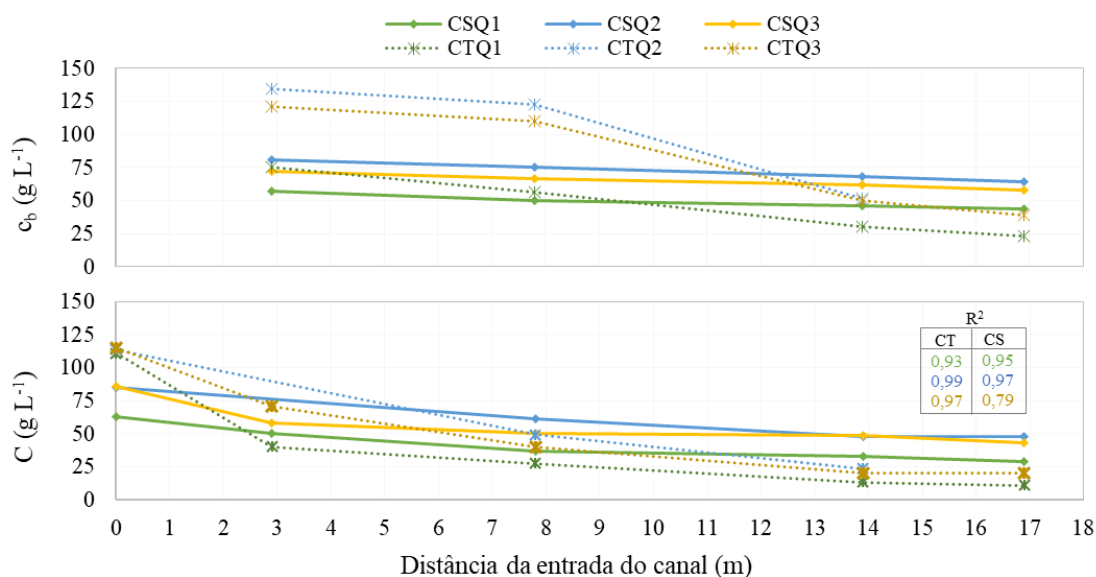
Fonte: elaboração própria.

Os perfis de concentração das correntes de turbidez localizados mais a jusante, nas estações 3 e 4, apresentam taxas de decaimento vertical mais suaves daquelas desenvolvidas a montante, como resultado da diminuição dos valores de concentração junto ao fundo (c_b). Mesmo assim, a curvatura da distribuição segue com a mesma concavidade ao longo da vertical, similar à concavidade dos perfis observados a montante e diferente dos perfis gradados pelas correntes salinas.

A figura 108 apresenta a distribuição espacial das concentrações junto ao fundo (c_b) (Fig. 108 a) e concentrações médias (C) (Fig. 108 b), que desenvolveram decaimentos exponenciais para ambos os tipos de correntes de densidade, como já apresentados nos capítulos 6 e 7. Observa-se que o decaimento foi mais acentuado nas correntes de turbidez, quando comparadas às salinas, em função da deposição dos sedimentos, mas sem comprometer os valores dos coeficientes de determinação (R^2) do decaimento exponencial.

Apesar de as concentrações junto ao fundo (c_b) terem sido maiores para as correntes de turbidez, nas estações 1 e 2, seus valores médios foram menores que os observados nas correntes de densidade salina de igual vazão, a partir da estação 2. Na estação 3, por exemplo, as correntes salinas CSQ1, CSQ2 e CSQ3 desenvolveram concentrações médias de 32,6, 48,2 e 48,5 g L⁻¹, respectivamente, enquanto as de turbidez CTQ1, CTQ2 e CTQ3 apresentaram valores bem menores, de 13,5, 23,4 e 20,6 g L⁻¹, respectivamente.

Figura 108. Distribuição espacial das concentrações junto ao fundo (a) (c_b) e das concentrações médias (b) (C) das correntes salinas (CS) e de turbidez (CT). Valores de coeficiente de determinação (R^2) obtidos para modelo exponencial.



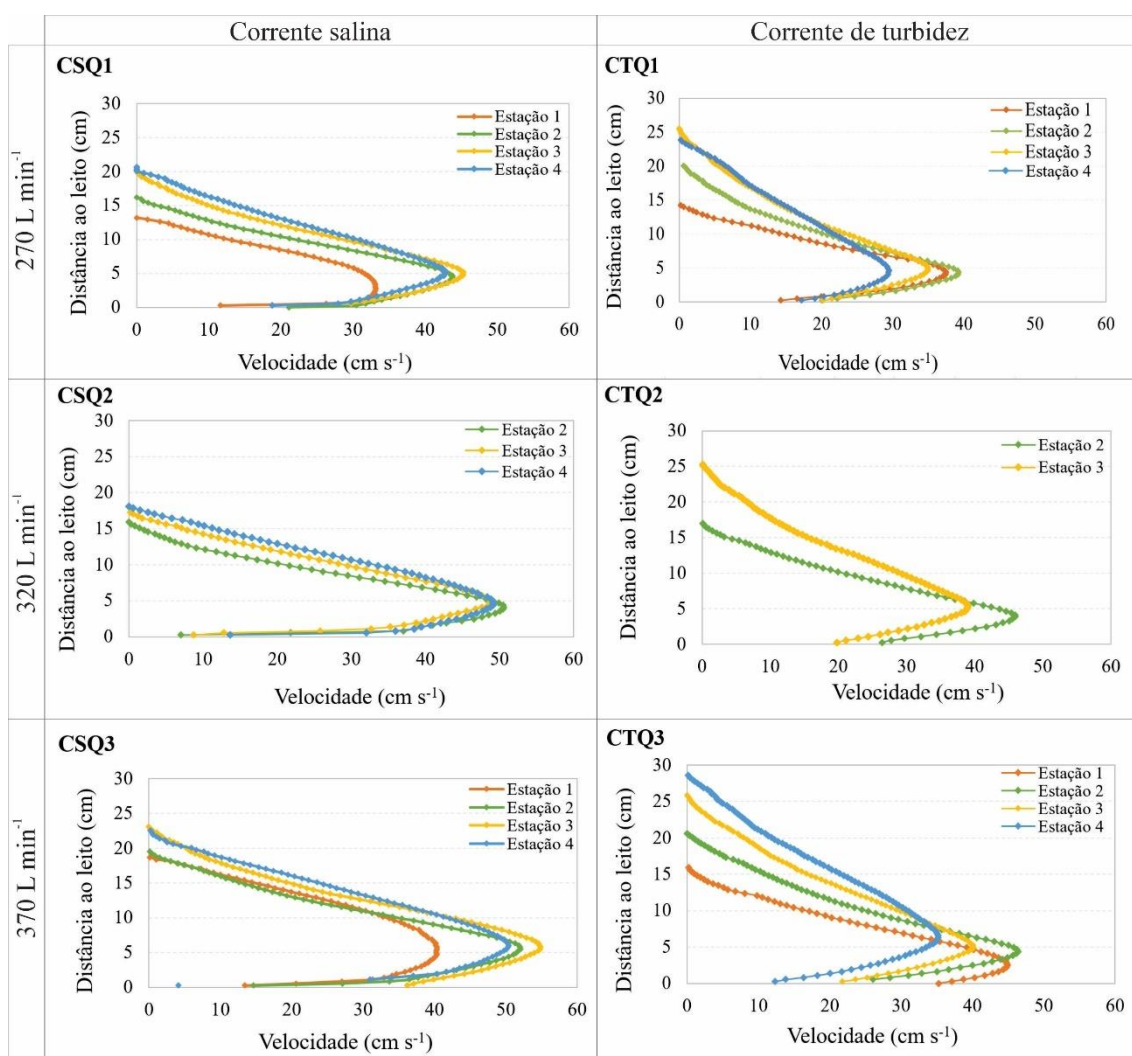
Fonte: elaboração própria.

Os resultados indicaram que as correntes salinas, pelo fato de serem escoamentos conservativos, não sofreram muita variação de concentração ao longo do canal. Diferentemente, as correntes de turbidez apresentaram características de

escoamentos não conservativos, ao depositarem seus sedimentos transportados em suspensão, material responsável pelo seu movimento.

As distribuições verticais das velocidades das correntes salinas e de turbidez, para as quatro estações de medição, podem ser observadas na figura 109. Independente, do tipo de corrente de densidade, os perfis obtidos na estação 1 de medição apresentam menores velocidades máximas, mas com valores mais bem distribuídos ao longo da vertical (taxas mais suaves de variação da velocidade), em função da sua proximidade do difusor.

Figura 109. Perfis verticais de velocidade nas quatro estações de medição dos seis experimentos realizados.



Fonte: elaboração própria.

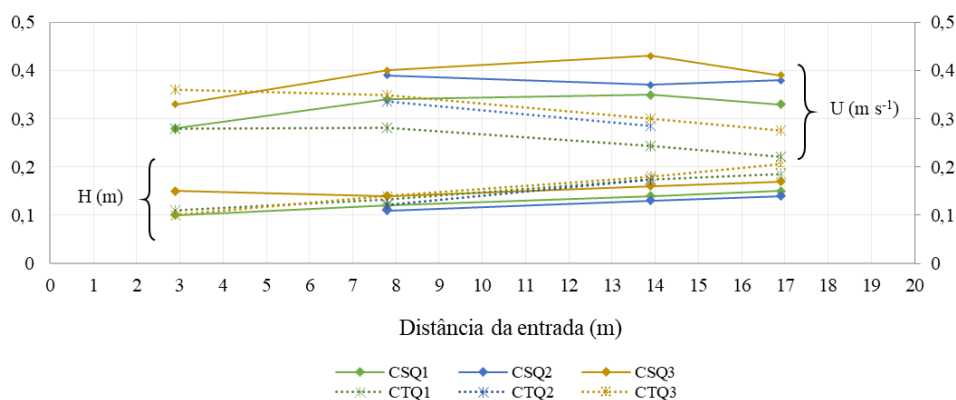
Analisando-se o restante das estações, nota-se que, enquanto o formato dos perfis de velocidade é praticamente igual na direção jusante para as correntes salinas, nas

correntes de turbidez a os valores de distribuição de velocidades rapidamente se alteram tanto ao longo da vertical, quanto ao longo do canal.

As variações verticais observadas na figura 109 têm efeitos sobre os valores médios de velocidade (U) e espessura (H) (Fig. 110) e sobre os valores médios de velocidade máxima ($u_{\text{máx}}$) e elevação da velocidade máxima ($z_{\text{máx}}$) (Fig. 111).

Os resultados mostram que, enquanto as correntes salinas (CSQ1, CSQ2 e CSQ3) apresentam um suave acréscimo nas velocidades médias (U) (Fig. 110) e máximas ($u_{\text{máx}}$) (Fig. 111), ao longo do canal, as correntes de turbidez (CTQ1, CTQ2 e CTQ3) têm esses valores rapidamente reduzidos. De montante para jusante, os valores de U aumentaram de 0,28 a 0,39 cm s^{-1} e diminuíram de 0,36 a 0,27 cm s^{-1} para as correntes salinas e de turbidez, respectivamente. O forte decaimento das velocidades médias e máximas das correntes de turbidez (Fig. 110 e 111) está relacionado ao fato de as mesmas não terem sido capazes de transportar seus sedimentos em suspensão depositando-os, assim, ao longo do canal. Isso é, a diminuição da concentração ao longo do canal (Fig. 108), e conseqüente diminuição do excesso de densidade ($\Delta\rho/\rho$), age na redução da força gravitacional que atua na propulsão do movimento dessas correntes.

Figura 110. Variação espacial da espessura (H) e velocidade média (U) das correntes de densidade salinas e de turbidez ao longo do canal (para estação 3).



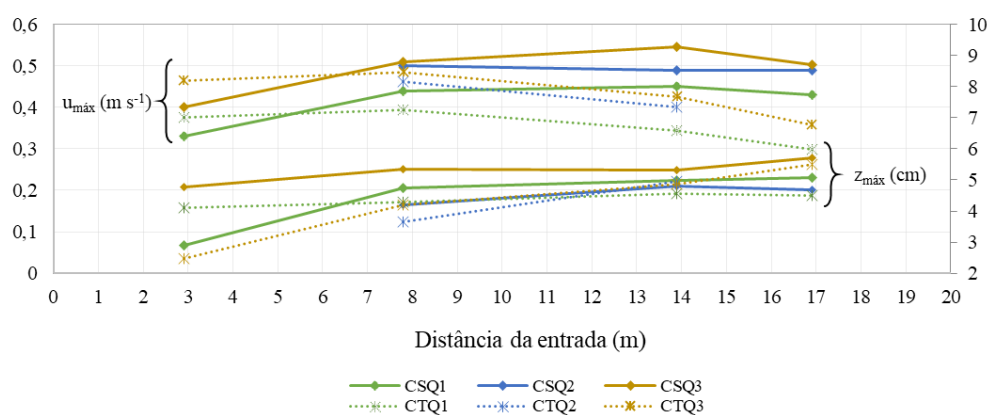
Fonte: elaboração própria.

Em relação às espessuras médias (H), as correntes de turbidez expandiram mais rapidamente e apresentaram maior variação espacial, mostrando diferente comportamento hidráulico em relação às correntes salinas. Os menores valores médios de H observados nas correntes salinas são devidos à característica conservativa desses escoamentos, em função da qual a corrente apresenta pouca diluição ao longo do canal. Enquanto os valores de H das correntes salinas variaram de 0,10 a 0,17 m (Fig. 110) de

montante para jusante, essa variação foi bastante maior para as correntes de turbidez, de 0,10 a 0,21 m. Poder-se-ia esperar que as maiores espessuras das correntes de turbidez estariam relacionadas a processos mais intensos de mistura na região superior das correntes de turbidez. No entanto, não foram observadas distinções nas taxas de carreamento de água (coeficiente e_w) entre os dois tipos de correntes de densidade.

Por fim, a figura 111 mostra a variação espacial das velocidades máximas dos perfis verticais ($u_{m\acute{a}x}$) e suas elevações ($z_{m\acute{a}x}$) em relação ao leito móvel. As velocidades máximas ($u_{m\acute{a}x}$), acompanham o comportamento velocidades médias (U) ao longo do canal, aumentando, de maneira geral, nas correntes de densidade salinas e, diminuindo, nas de turbidez. Comparando-se os experimentos CSQ1 e CTQ1, a média das $u_{m\acute{a}x}$ entre as estações 2 e 3 é de $0,45 \text{ m s}^{-1}$ para o escoamento salino e de $0,37 \text{ m s}^{-1}$ para a corrente de turbidez. Para os experimentos CSQ2 e CTQ2, as $u_{m\acute{a}x}$ são $0,50$ e $0,42 \text{ cm s}^{-1}$ e, para os experimentos de maior vazão (CSQ3 e CTQ3), esses valores são de $0,53$ e $0,46 \text{ cm s}^{-1}$, respectivamente.

Figura 111. Distribuição espacial dos valores máximos de velocidade ($u_{m\acute{a}x}$) e elevação ($z_{m\acute{a}x}$) da velocidade máximas



Fonte: elaboração própria.

Segundo Middleton (1993) e Kneller *et al.* (1997), a elevação $z_{m\acute{a}x}$ é controlada pelas taxas de carreamento superiores (devido à água ambiente) e inferiores (devido ao leito móvel e formas de fundo). Altos níveis de carreamento no limite superior do escoamento tendem a deslocar as velocidades máximas em direção ao leito móvel enquanto altas taxas de carreamento e/ou rugosidades provindas do leito móvel (pela presença de formas de fundo, por exemplo), irão atuar no distanciamento das velocidades máximas em relação ao fundo.

No presente estudo, os processos de carreamento são claramente distintos, quando se comparam os dois tipos de corrente de densidade, uma vez que as correntes de turbidez apresentaram maiores espessuras e velocidades máximas mais próximas do leito móvel, quando comparadas às correntes salinas (Fig. 111). Poder-se-ia esperar que os sedimentos em suspensão transportados pelas correntes de turbidez causariam regiões internas de estratificação e, dessa forma, redução nas trocas verticais de mistura, quando comparadas às misturas salinas, geralmente mais homogêneas.

Salienta-se, no entanto, que as concentrações são consideravelmente menores na região superior das correntes de turbidez (Fig. 107), o que, combinado com a distribuição vertical de velocidades, promoveu intensidades turbulentas mais acentuadas nesses escoamentos (Fig. 119), quando comparados às correntes salinas (Fig. 118). Além disso, a região superior das correntes de turbidez transportou grãos mais finos ($d_{50} < 40 \mu\text{m}$) em relação aos transportados junto ao fundo, o que resulta em misturas mais homogêneas, menor estratificação vertical e maiores trocas verticais de mistura.

8.1.3 Perfis de velocidade e concentração adimensionalizados

A figura 112 apresenta os perfis de velocidade e concentração adimensionalizados. A espessura do escoamento (z) foi adimensionalizada em relação à espessura média dos escoamentos (H). As concentrações (c) foram adimensionalizadas pela concentração média (C) (Fig. 112 a) e, as velocidades (u) pela velocidade máxima ($u_{\text{máx}}$) (Fig. 112 b). Para melhor visualização, a figura mostra apenas os resultados registrados na estação 3. No entanto, salienta-se que as distribuições adimensionalizadas seguem a mesma forma ao longo de todo o canal.

As distribuições verticais das velocidades e concentrações adimensionalizadas apresentam similar tendência às obtidas por outros autores, destacados na figura 113, os quais testaram diferentes materiais granulares, como microesfera de vidro, areia, carvão e plástico, assim como sal. Os resultados evidenciam a importância da estratégia de adimensionalização na comparação entre estudos e verificação dos resultados. Além disso, a adimensionalização dos valores permitiu a identificação de tendências distintas entre as correntes salinas e de turbidez do presente estudo, como apresentado a seguir.

Figura 112. Perfis adimensionalizados de velocidade (a) e concentração (b).

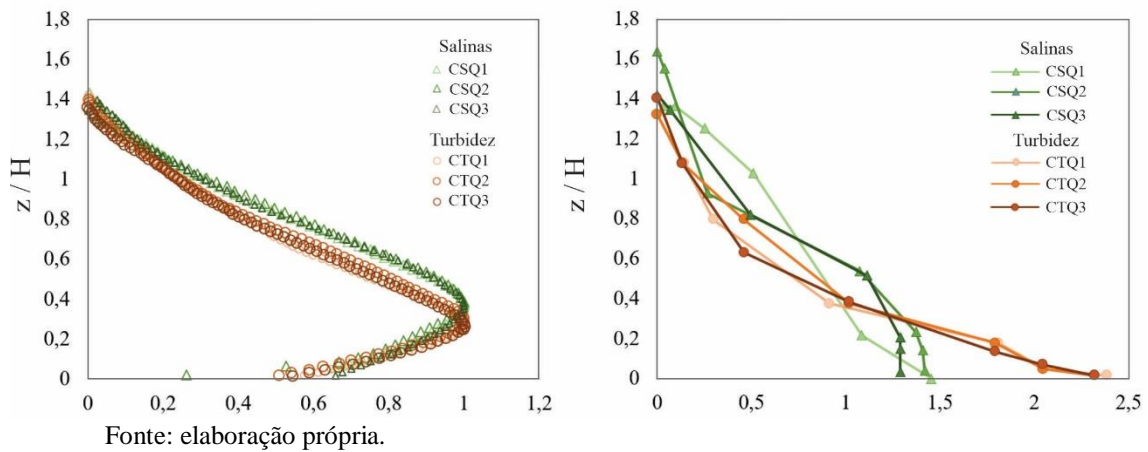
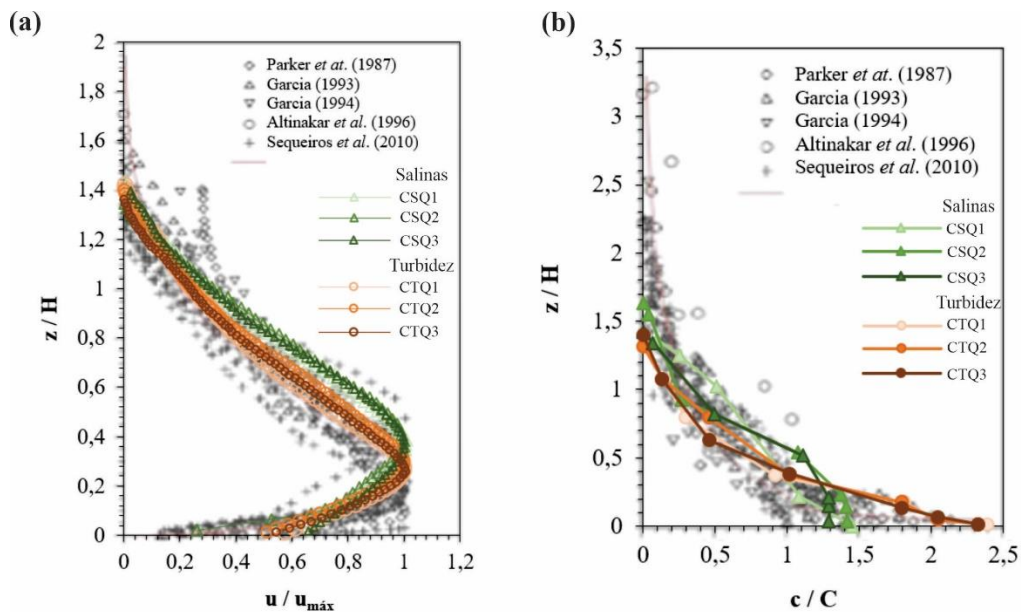


Figura 113. Perfis de velocidade e concentração adimensionalizados, plotados com outros autores.



Em função das correntes de turbidez apresentarem maiores valores médios de espessura (H), a altura adimensionalizada (z/H) (Fig. 112 a e 113 a) mostra que as correntes de turbidez seguem um padrão com uma forma pontiaguda em torno das velocidades máximas. A menor espessura relativa da região abaixo das velocidades máximas nas correntes de turbidez é reflexo da atuação da força gravitacional sobre as partículas em suspensão, empurrando-as para mais próximas ao leito. Já as correntes salinas têm a distribuição mais homogênea das velocidades ao longo da espessura média H . A altura adimensionalizada ($z/z_{máx}$) das velocidades máximas $u_{máx}$ é 1,4 vezes mais elevada para as correntes salinas.

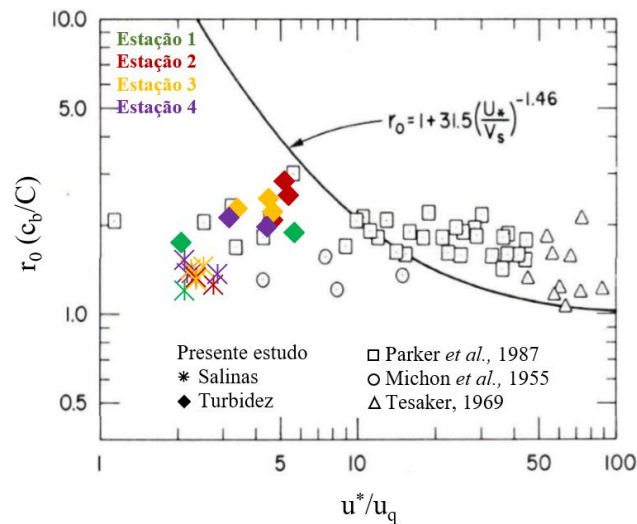
A altura das velocidades máximas em relação à espessura médias ($z_{m\acute{a}x}/H$) das correntes de turbidez segue taxas de 0,27, 0,29 e 0,25 para CTQ1, CTQ2 e CTQ3, respectivamente (avaliados na estação 3). Essas taxas são maiores para as salinas, 0,36, 0,38 e 0,32 para CSQ1, CSQ2 e CSQ3, respectivamente. Esse são valores notavelmente maiores que os já registrados por Kneller *et al.* (1999) (0,2) e por Altinakar *et al.* (1996) (0,3).

A técnica de adimensionalização destaca e reforça a grande diferença na distribuição vertical dos valores de concentração das correntes salinas para as de turbidez (Fig. 112 b e 113 b), já apresentada nas figuras 107 e 108 do item anterior. Correntes de turbidez desenvolveram concentrações junto ao fundo (c_b) substancialmente mais elevadas que as presentes nas salinas e, dessa forma, a adimensionalização da concentração junto ao fundo (c_b/C) refletiu em altos valores para as correntes de turbidez. Destaca-se, ainda, que o formato de distribuição vertical das concentrações ao longo do canal foi mantido nas correntes de turbidez, mesmo com a brusco decréscimo nos valores de c_b .

A figura 114 apresenta existência de correlação entre o c_b/C , também definida pelo adimensional r_0 por diversos autores (item 3.4.9), e o adimensional u^*/u_q , que relaciona velocidade de cisalhamento aplicada pelo escoamento junto ao fundo (u^*) e a velocidade de queda dos grãos (u_q). Para as correntes de turbidez do presente estudo, a relação c_b/C teve uma média de todas as estações dos três experimentos, de 2,18 ($\sigma(r_0)=0,24$). Esse valor se aproxima de 1,88 ($\sigma(r_0)=0,21$), encontrado por Parker *et al.* (1987) para correntes de turbidez e plotados na figura 114. Por outro lado, devido à homogeneidade vertical característica das correntes de densidade salinas, essas desenvolveram valores menores de r_0 (c_b/C), com uma média igual a 1,32 ($\sigma(r_0)=0,08$).

Analisando-se espacialmente, o parâmetro r_0 tende a diminuir na direção jusante, para as correntes de turbidez, em virtude da acentuada diminuição dos valores de concentração junto ao fundo (c_b) desses escoamentos, em comparação às correntes salinas. Uma vez que as velocidades de cisalhamento (u^*) são proporcionais à c_b , o adimensional u^*/u_q também apresenta maior variação para as correntes de turbidez (Fig. 114). Nas correntes de densidade salinas, esses comportamentos não são tão evidenciados, pois esses escoamentos apresentam menor diluição ao longo do canal. Isso é, o decréscimo dos valores de concentração junto ao fundo (c_b) e, conseqüentemente, das velocidades de cisalhamento (u^*) (ver Eq. 33) ao longo do canal são mais suaves para as correntes salinas.

Figura 114. Valores de r_0 (c_b/C) e u^*/u_q para os experimentos com correntes de densidade salinas (asterisco) e de turbidez (losango), comparado com outros estudos.



Fonte: modificado de Parker *et al.* (1987).

Apesar de o parâmetro r_0 apresentar um decrescimento com o aumento da relação u^*/u_q , certamente esse decrescimento não é tão acentuado como sugerido pela equação da curva indicada na figura 114. Os autores sugerem que o parâmetro r_0 poderia ser simplesmente aproximado à uma constante igual a 2, valor o qual o presente estudo corrobora.

8.1.4 Reynolds do grão (Re_*), velocidades de cisalhamento (u_*) e tensões de cisalhamento junto ao fundo (τ_b)

A figura 115 (a) mostra a variação espacial dos valores de Reynolds do grão (Re_*) para todos os experimentos realizados. Com exceção da primeira estação, os valores de Re_* decrescem de montante para jusante, em função, principalmente do decréscimo das velocidades de cisalhamento (u_*) ao longo do canal (Fig. 115 b), tanto para as correntes de turbidez, quanto para as salinas.

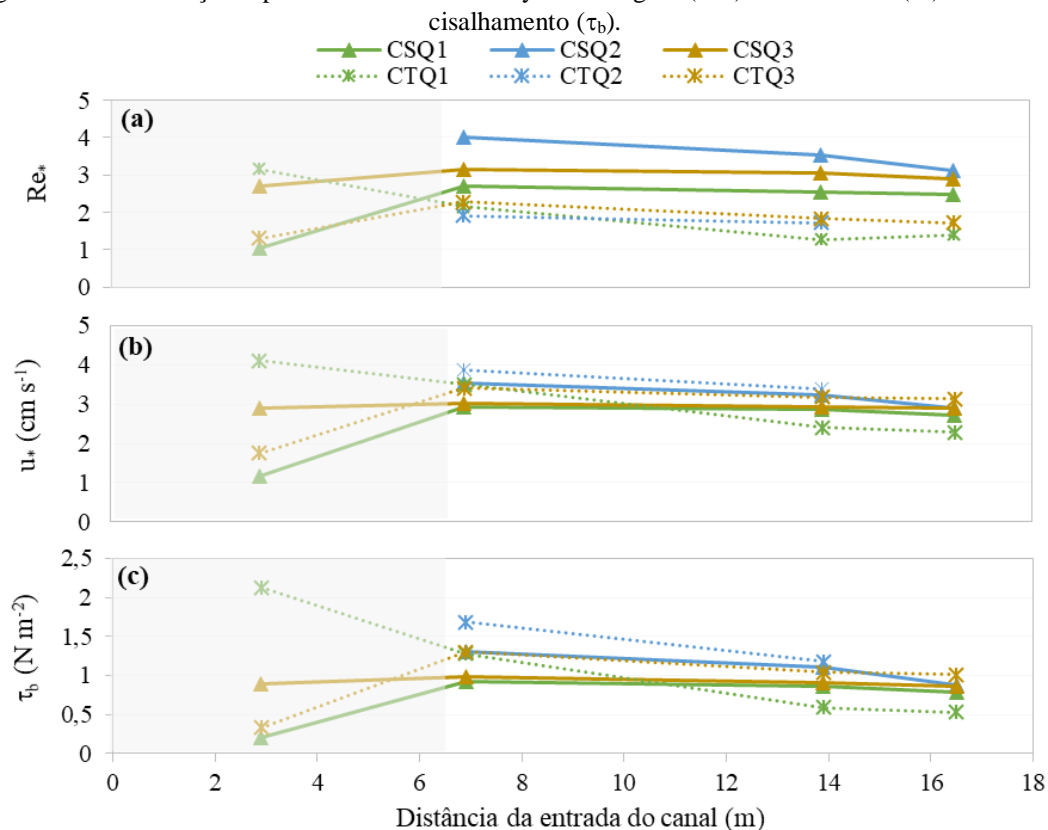
As correntes de densidade salinas apresentam valores de Re_* entre 25,1 e 109,0 % maiores que os das correntes de turbidez, em função dos maiores tamanhos de grão (d_{50}) dos sedimentos presentes no leito das correntes salinas (tem 9.2.1). Os maiores valores de Re_* indicam que a rugosidade é mais elevada nas correntes salinas e, embora ambos os tipos de escoamento tenham sido classificados como turbulentos lisos, os escoamentos salinos se aproximam bastante dos valores de Re_* para escoamentos turbulentos de

transição. Isso significa que o escoamento estava mais propenso a ser afetado pelas partículas presentes no leito móvel, o que favorece ou seu carreamento e transporte.

Tensões de cisalhamento junto ao fundo (τ_b) também decrescem devido à diminuição das velocidades de cisalhamento (u^*) e das concentrações junto ao fundo (ρ_b) ao longo do canal (Fig. 115 c).

Na região inicial do canal (a partir de dados da estação 2), apesar dos baixos valores de Re^* das correntes de turbidez, os valores de τ_b são sempre maiores para essas correntes, quando comparadas às salinas. Também é nessa região do canal que as formas de fundo geradas pelas correntes de turbidez apresentam maiores comprimentos (λ), quando comparadas as das correntes de densidade salinas.

Figura 115. Distribuição espacial dos valores de Reynolds do grão (Re^*) e velocidades (u^*) e tensões de



Fonte: elaboração própria.

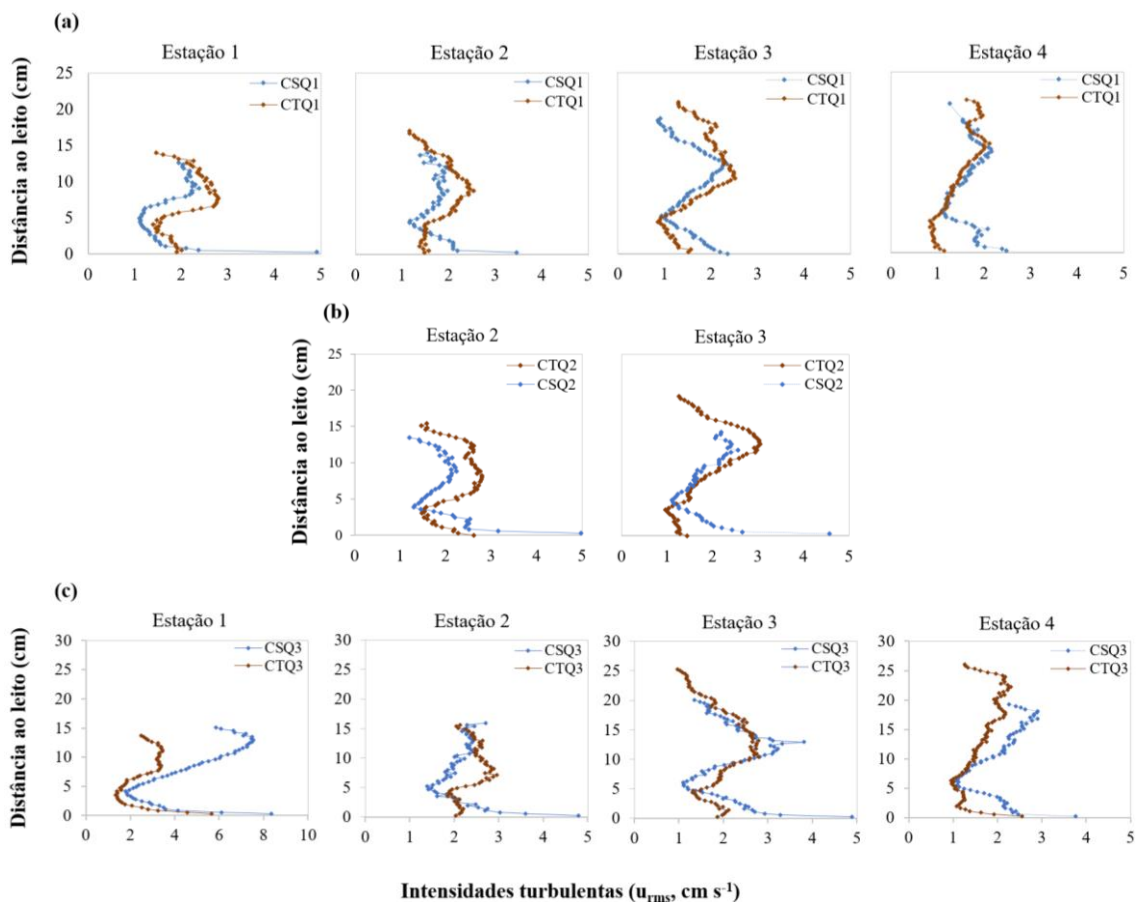
Mesmo apresentando concentrações médias menores, as altas concentrações das correntes de turbidez junto ao fundo (c_b), sempre maiores que as das correntes salinas, promoveram maiores τ_b . Os altos valores de c_b e τ_b são, por sua vez, motivados pelo aumento da inclinação do leito móvel, proporcionado pela deposição de sedimentos ao longo dos dez primeiros metros do canal.

Ao longo da segunda metade do canal, os valores da tensão de cisalhamento junto ao fundo (τ_b) foram muito similares entre correntes salinas e de turbidez (Fig. 115 c). Isso devido a taxa de deposição das correntes de turbidez, o qual foi aproximadamente constante, não alterando a inclinação inicial do leito móvel. Esses resultados, em conjunto com os menores valores de Re^* para as correntes de turbidez, explicam os maiores valores das dimensões (λ e η) das formas de fundo geradas pelas correntes salinas.

8.1.5 Intensidade turbulenta (u_{rms}) e tensões de Reynolds (τ_{Re})

A fim de realizar uma comparação da distribuição espacial dos valores de u_{rms} entre os pares de experimentos, a figura 116 mostra os perfis verticais de intensidade turbulenta para CSQ1 e CTQ1 (Fig. 116 a), CSQ2 e CTQ2 (Fig. 116 b) e CSQ3 e CTQ3 (Fig. 116 c).

Figura 116. Comparação dos valores de u_{rms} dos experimentos CSQ1 e CTQ1 ao longo do canal.



Fonte: elaboração própria.

Independente a vazão de injeção utilizada (270, 320 ou 370 L min⁻¹), identificou-se que, na região junto ao leito móvel, as velocidades u_{rms} são sempre maiores durante a passagem das correntes salinas, quando comparadas às correntes de turbidez, o que pode ser visualizado tanto nos perfis na figura 116, quanto nos mapas de cores das figuras 117, 118 e 119 (KNELLER E BUCKEE, 2000). Os valores de u_{rms} mais elevados estão relacionados ao maior tamanho dos grãos presentes no leito móvel das correntes salinas que, por sua vez, atuam no aumento da rugosidade do leito e dos processos turbulentos.

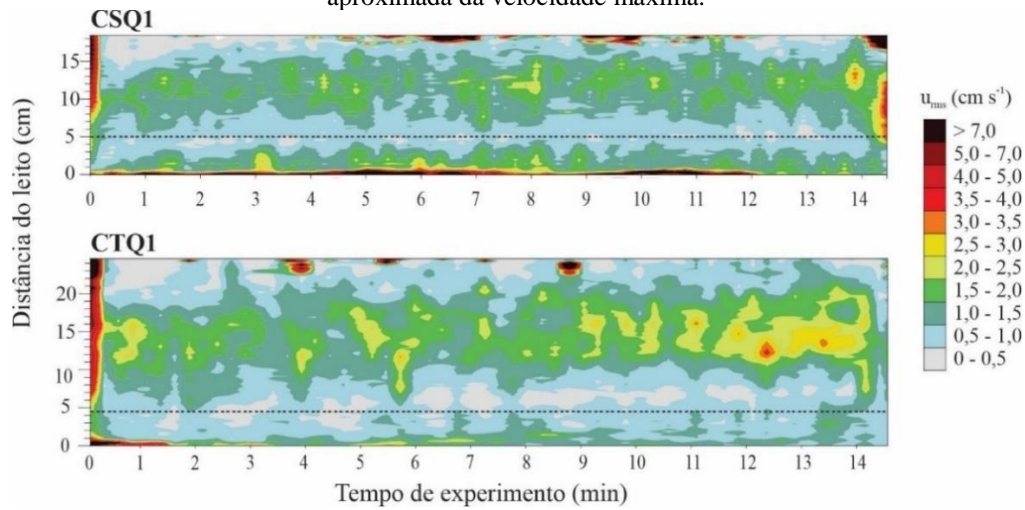
Ao contrário das correntes salinas, as correntes de turbidez apresentam intensa presença de sedimentos em suspensão, principalmente na região abaixo das velocidades máximas, em função da tendência natural de queda dos sedimentos. Dessa forma, é natural que as intensidades turbulentas u_{rms} sejam menores junto ao leito para as correntes de turbidez, já que os gradientes de densidade são altos e a estratificação vertical de sedimentos significativa nessa região, reduzindo os processos verticais de turbulência (i.e., mistura), como também apontado por Best *et al.* (2001) e Buckee *et al.* (2001).

Ainda, para ambos os tipos de escoamento, verifica-se uma segunda região de altos valores de u_{rms} , localizada na camada superior do escoamento (*outer region*), entre as velocidades máximas e a camada de mistura com a água ambiente, sendo associados ao cisalhamento entre as camadas de diferentes densidades e a geração de vórtices na região de mistura. Nessa região, as intensidades turbulentas são bastante similares para ambos os tipos de corrente de densidade, mas com valores levemente maiores (Fig. 116), e ao longo de maiores espessuras, para as correntes de turbidez (Fig. 117, 118 e 119). Esse fenômeno está relacionado ao gradiente de decaimento das concentrações ao longo da vertical, o qual é mais acentuado nas correntes de turbidez, causando estratificações na sua região superior.

De fato, as correntes salinas não apresentaram estratificações estáveis (valores de $Ri_{grad} > 0,25$) junto ao fundo para nenhuma estação de medição (Fig. 63, item 8.1.7). Por outro lado, as correntes de turbidez (Fig. 89) apresentaram valores de Ri_{grad} junto ao fundo maiores que o limiar para as estações 1 e 2. Nas estações 3 e 4, os valores de Ri_{grad} foram menores que 0,25, mas se aproximaram bastante desse limiar. Além disso, as correntes de turbidez desenvolveram camadas estavelmente estratificadas ($Ri_{grad} > 0,25$), na região das velocidades máximas, mais espessas que as observadas nas correntes salinas. Assim, pode-se sintetizar os resultados afirmando que as correntes de turbidez são estavelmente

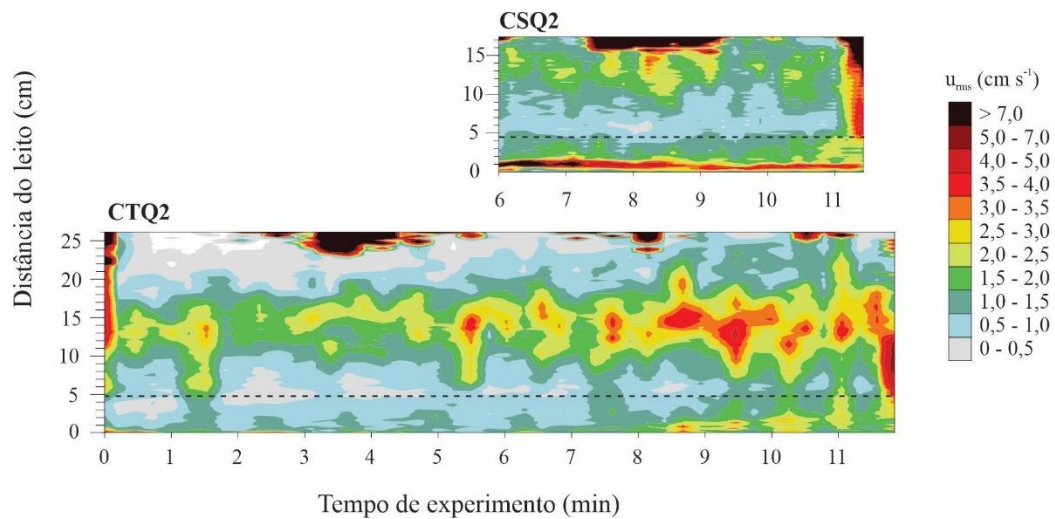
mais estratificadas que as correntes salinas, o que ocasiona uma maior dissipação da turbulência e, por conseguinte, uma diminuição dos valores de u_{rms} .

Figura 117. Variação temporal das intensidades turbulentas (u_{rms} , cm s^{-1}) medidas e calculadas na estação 3, para os experimentos de menor vazão, CSQ1 e CTQ1. A linha pontilhada corresponde à altura aproximada da velocidade máxima.



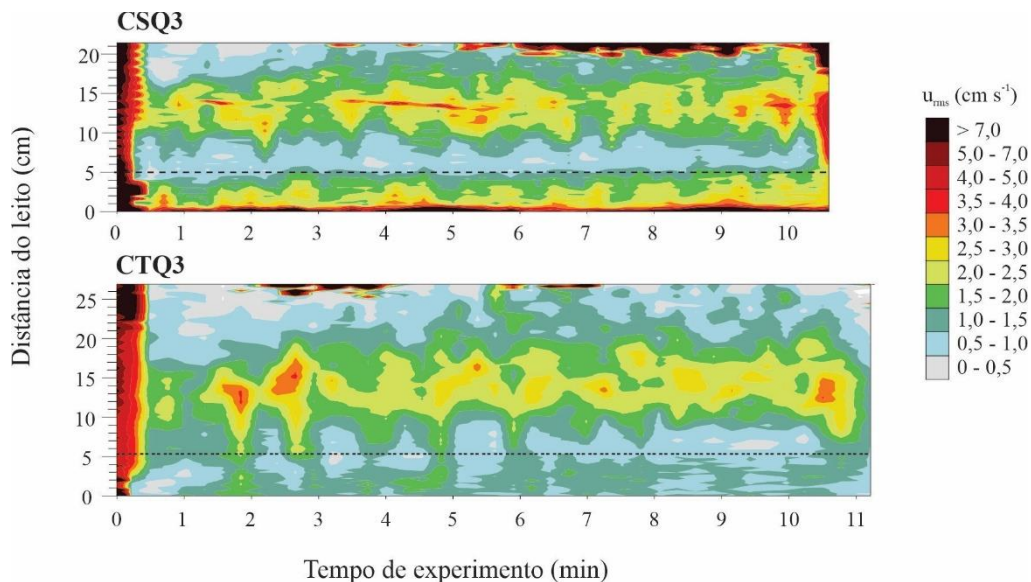
Fonte: elaboração própria.

Figura 118. Variação temporal das intensidades turbulentas (u_{rms} , cm s^{-1}) medidas e calculadas na estação 3, para CSQ2 e CTQ2 (a partir do sexto minuto, devido a falhas na aquisição de dados com o equipamento UVP). A linha pontilhada corresponde à altura aproximada da velocidade máxima.



Fonte: elaboração própria.

Figura 119. Variação temporal das intensidades turbulentas (u_{rms} , cm s^{-1}) medidas e calculadas na estação 3, para os experimentos de maior vazão, CSQ3 e CTQ3. A linha pontilhada corresponde à altura aproximada da velocidade máxima.



Fonte: elaboração própria.

Além dos valores de intensidade turbulenta (u_{rms}), foram também calculadas as tensões turbulentas (τ_{Rd}), a partir de valores obtidos com alta frequência pelo equipamento ADV - Vectrino®. Para tanto, determinou-se os valores das velocidades longo do escoamento e na direção vertical (u e v , respectivamente), registradas a 11 m da entrada das correntes no canal e a, inicialmente, 2 cm do leito móvel (apenas um sensor foi utilizado). Aplicando a decomposição de Reynolds (1895), aos valores de u e v , foram divididos em velocidades medias (\bar{U} e \bar{V}) e suas respectivas flutuações (u' e v') e, finalmente, nas tensões de Reynolds (τ_{Rd}), conforme a equação 26.

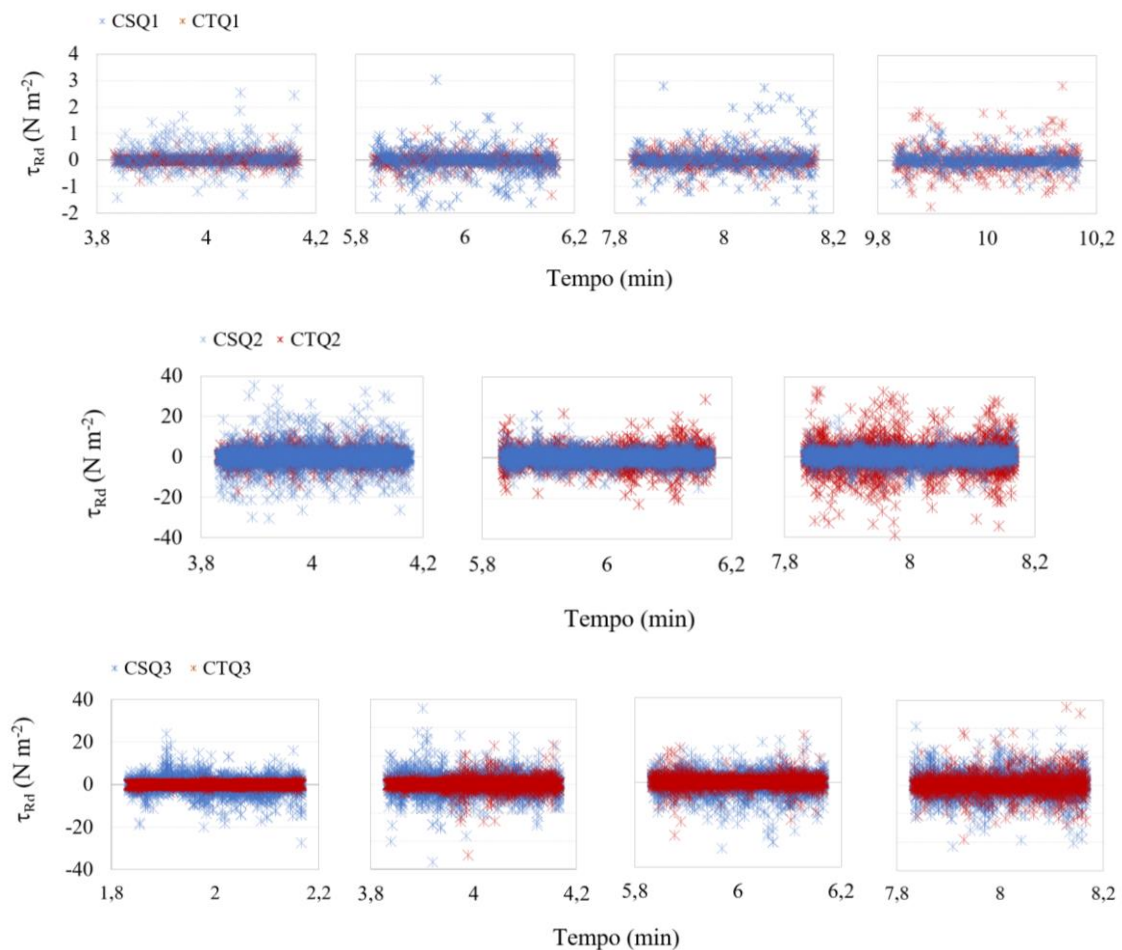
A análise das tensões de Reynolds (τ_{Rd}) foi realizada para diversos intervalos de tempo de 40 segundos, ao longo do experimento. Esses intervalos de tempo são referentes à coleta de amostras obtidas para o cálculo das concentrações (uma vez que a medição das concentrações não foi realizada em uma frequência compatível com as velocidades do aparelho vectrino® utilizado). A massa específica foi então considerada constante durante cada um desses intervalos de 40 s, sendo a média dos valores obtidos nas estações 2 e 3, já que esse equipamento foi instalado em um ponto equidistante as mesmas.

A figura 120 mostra que, quanto maior a vazão, maiores as tensões turbulentas de Reynolds (τ_{Rd}) em relação ao zero para o ponto avaliado. Em relação ao tipo de corrente de densidade, os valores de τ_{Rd} apresentam, em geral, maior dispersão para a corrente

salina, quando comparada às correntes de turbidez, indicando a ocorrência de uma maior turbulência no escoamento.

No entanto, ao longo do experimento, as correntes de turbidez geraram depósito, alterando a localização do sensor em relação a fundo móvel. Isso é, enquanto os dados das correntes salinas foram obtidos sempre a uma distância de, aproximadamente, 2 cm do leito, os valores obtidos durante a passagem das correntes de turbidez se localizavam, relativamente cada vez mais próximos ao fundo. Isso é verificado com o acréscimo da dispersão dos valores de τ_{Rd} , ao longo do tempo, principalmente nos últimos intervalos de tempo verificados da figura 120.

Figura 120. Variação das tensões de Reynolds (τ_{Rd}) registrados em intervalos de 40 s ao longo dos experimentos.



Fonte: elaboração própria.

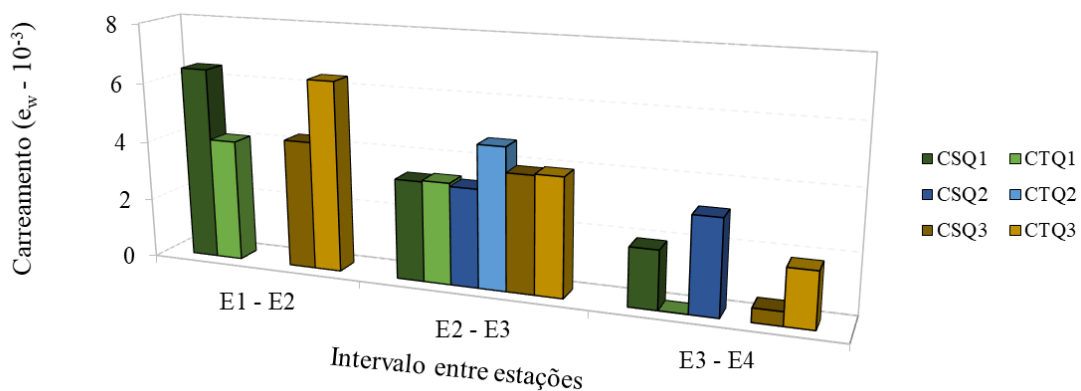
8.1.6 Coeficiente de carreamento (e_w)

Os valores de carreamento de todos os experimentos, em todas as estações de medição, foram apresentados nas sessões 6.2.3 (Tab. 14) e 7.2.3 (Tab. 23) desse trabalho e apresentados em conjunto na figura 121.

Na região inicial do canal, entre as estações 1 e 2 (separadas por 4,9 m), comparando os experimentos de menor vazão CSQ1 e CTQ1, a corrente salina mostrou maior carreamento. Por outro lado, nos experimentos de maior vazão de injeção (CSQ3 e CTQ3) a mistura com a água ambiente (expresso pelo coeficiente de carreamento e_w) foi mais intensa na corrente de turbidez. É, também, nessa região inicial do canal que as correntes de turbidez perdem grande quantidade de sedimento e, por isso, tem suas velocidades e espessuras médias rapidamente alteradas, em comparação à corrente salina.

Entre as estações 2 e 3 (distantes 6,1 m), nota-se que os valores do coeficiente de carreamento (e_w) são suavemente maiores para as correntes de turbidez CTQ1 e CTQ3, em relação aos seus pares salinos, CSQ1 e CSQ3. Já para a vazão média, e_w é maior para CTQ2 em relação à CSQ2, indicando uma tendência de maior entrada e mistura da água ambiente na região superior das correntes de turbidez. Esses processos convergem com as maiores taxas de aumento da espessura média (H), observadas nas correntes de turbidez. Considera-se que a seção delimitada entre as estações 2 e 3 a mais interessante para se realizar essa análise, uma vez que não sofre influência da entrada (estação 1) e da saída (estação 4) das correntes de densidade no canal experimental.

Figura 121. Variação dos valores de carreamento de água (e_w). Δ (E1-E2)= 4,9 m. Δ (E2-E3)= 6,1 m. Δ (E3-E4)= 3,0 m.

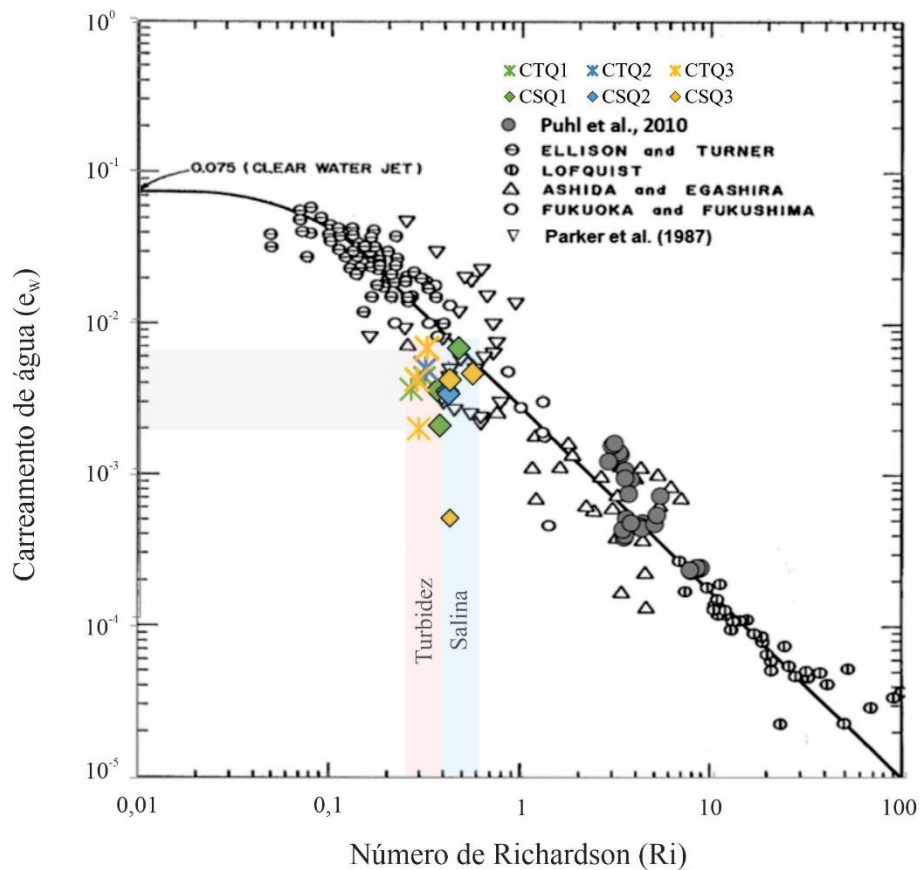


Fonte: elaboração própria.

Ao final do canal experimental, entre as estações 3 e 4, os processos de carreamento, expressos pelo coeficiente e_w , são bastante inferiores (em alguns casos, nulo) em relação ao restante do canal. Isso se deve a distância entre essas estações ser de apenas três metros, intervalo dentro do qual as variações de velocidade e espessura foram bastante reduzidas e com dados da estação 4 potencialmente afetados pela saída do canal experimental.

Por fim, a fim de verificar e comparar a relação entre os valores de Richardson global (Ri) e do coeficiente de carreamento de água (e_w), esses valores foram plotados na curva de Parker *et al.* (1987) (Fig. 122). Os valores de Ri e e_w obtidos nos seis experimentos se posicionaram dentro da nuvem de pontos formada por resultados obtidos por diversos autores.

Figura 122. Relação entre o número de Richardson (Ri) e o coeficiente de carreamento (e_w) das correntes salinas e das correntes de turbidez, plotados no ajuste de Parker *et al.* (1987).



Fonte: modificado de Parker *et al.* (1987).

Os valores de coeficiente de carreamento foram similares para ambos os tipos de corrente de densidade, variando de 1,8 a 6,5 ($\times 10^{-3}$), dependendo do trecho entre estações

analisado. Os pontos plotados referentes às correntes salinas se ajustaram ligeiramente mais próximos à curva ajustada (faixa azul da figura 122), em função dos seus maiores valores de número de Richardson (Ri), para cada intervalo de distância (dx) calculado. Os valores de Ri das correntes de turbidez foram menores, como evidenciado na coluna de cor rosada, pois esses escoamentos supercríticos desenvolveram maiores valores de Fr_d em relação às correntes salinas.

O resultado não ajustado à curva da figura 122, facilmente visualizado na região inferior da nuvem de pontos plotados, se refere ao experimento salino CSQ3 (atentar para a escala logarítmica do eixo, que mascara ainda mais essa diferença), medidos entre as estações 3 e 4. Atribui-se essa diferença ao valor de velocidade lido na estação 4 ($0,39 \text{ m s}^{-1}$) ser menor que o medido na estação 3 ($0,43 \text{ m s}^{-1}$), por efeito do desconfinamento e expansão do escoamento e da sua reflexão ao atingir a parede do canal de alvenaria. O simples acréscimo no valor de U da estação 4 de CSQ3 para $0,40 \text{ m s}^{-1}$ provocaria o aumento de e_w e a movimentação do seu ponto em direção à nuvem de pontos.

8.1.7 Estratificação vertical (Richardson gradiente – Ri_{grad})

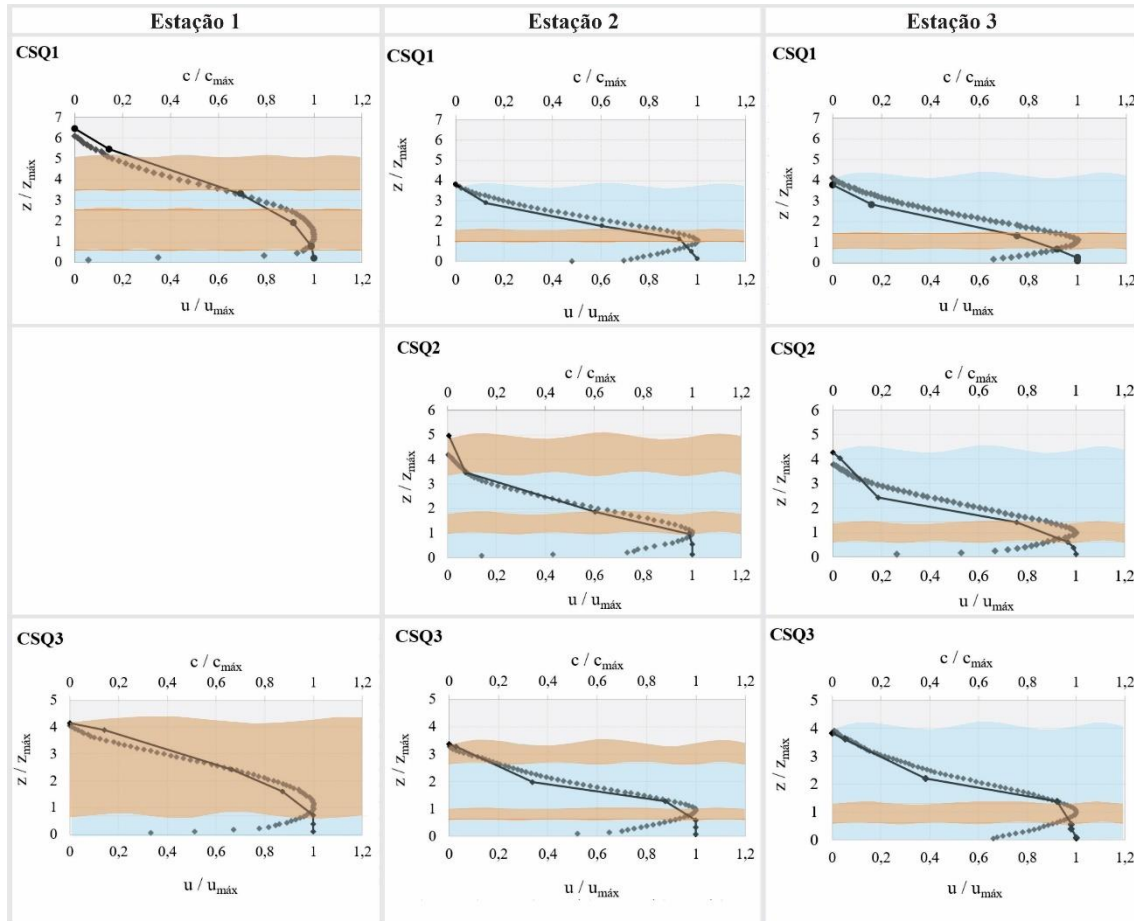
Os resultados do número de Richardson gradiente (Ri_{grad}), apresentados nas tabelas 35 a 38 (Apêndice A), são trazidos em forma de imagem (Fig. 123 e 124), para fins de comparação entre correntes salinas e de turbidez, respectivamente. Esses valores são plotados sobre os perfis verticais adimensionalizados de concentração e velocidade, para as estações 1, 2 e 3 (a estação 4 foi muito similar a 3, devido à proximidade entre essas estações, e foi omitida das imagens).

Assim como já apontado por Buckee *et al.* (2001), os valores de Ri_{grad} e, conseqüentemente, as zonas de estratificação, variam com a altura das correntes de densidade.

Avaliando-se as correntes de densidade salinas e de turbidez na estação 1, nota-se a ocorrência de estratificação estável ao longo de quase toda a vertical, para ambos os escoamentos. Nas correntes de densidade salinas (Fig. 123, primeira coluna), a região próxima ao fundo não é estratificada devido à homogeneidade das concentrações e a conseqüente baixa variação da concentração em relação à variação da velocidade $(\delta c / \delta x)(\delta u / \delta x)^{-2}$. Entre a região delimitada acima das velocidades máximas e abaixo da zona de mistura com a água ambiente, desenvolveram-se camadas de escoamento não estratificadas para ambos os tipos de escoamento (Fig. 123 e 124, primeira coluna),

sempre como resultados das taxas de decaimento vertical da velocidade e da concentração.

Figura 123. Perfis verticais adimensionalizados de concentração e de velocidade para as estações 1, 2 e 3 e regiões estavelmente estratificadas ($Ri_{grad} > 0,25$) indicadas em laranja e, não estratificadas ($Ri_{grad} > 0,25$), em azul, para as correntes salinas.



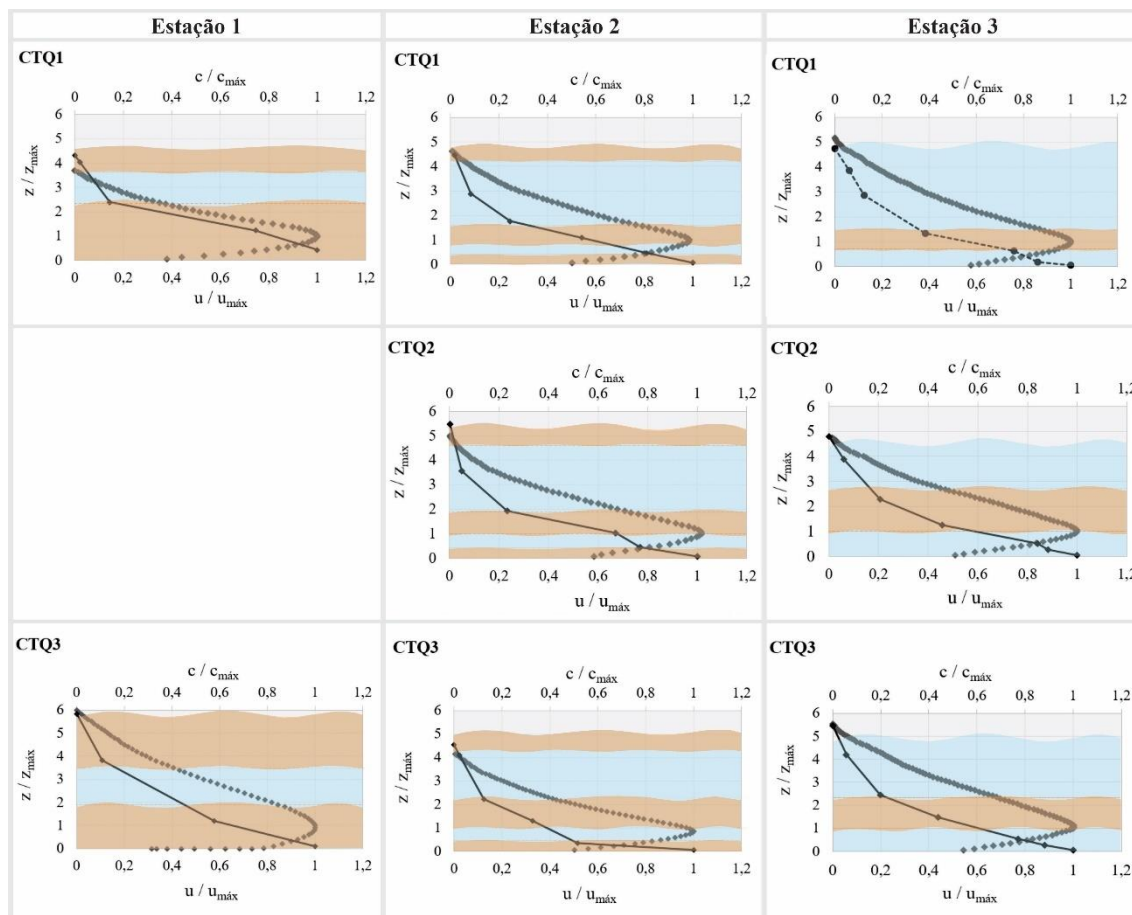
Fonte: elaboração própria.

Na estação 2, as correntes de densidade salinas apresentaram estratificação estável próximo às velocidades máximas (Fig. 123, segunda coluna), onde ocorre baixa variação das velocidades em relação à variação das concentrações, que desde o leito vinham sendo homogêneas.

Nas correntes de turbidez, além da região logo acima das velocidades máximas, formaram-se camadas estavelmente estratificadas também próximo ao fundo, devido ao brusco decaimento das concentrações, proporcionado pela deposição de sedimentos (Fig. 124, segunda coluna). A ocorrência de estratificação enfraquece os processos verticais de mistura e transporte de sedimentos, muito importantes na região

próxima ao leito móvel, onde as partículas são transportadas por arraste, rolamento e saltação e estão aptas a serem carreadas (entrarem em suspensão). Isso está de acordo com os valores das tensões turbulentas de Reynolds, calculados a 2 cm do leito móvel (item 8.1.5), que são menores para correntes de turbidez em relação às salinas.

Figura 124. Perfis verticais adimensionalizados de concentração e de velocidade para as estações 1, 2 e 3 e regiões estavelmente estratificadas ($Ri_{grad} > 0,25$) indicadas em laranja e não estratificadas ($Ri_{grad} < 0,25$), em azul, para as correntes de turbidez



Fonte: elaboração própria.

Ainda, as correntes de turbidez desenvolveram estratificação estável na camada superior de mistura das correntes com a água ambiente (Fig. 124, segunda coluna), com valores de Ri_{grad} de 0,29 para CTQ1, 1,5 para CTQ2 e 0,25 para CTQ3. Sendo assim, os resultados de Ri_{grad} mostram diferenças na estabilidade das correntes salinas em relação às de turbidez, indicando que os processos de mistura do escoamento com a água ambiente são mais intensos nas correntes salinas (para essa localidade do canal).

Na estação 3, tanto os experimentos com correntes de densidade salinas, quanto o de correntes de turbidez geraram escoamentos com duas regiões (superior e inferior) não

estratificadas, separadas por uma camada interna estavelmente estratificada. Em ambos os tipos de escoamento, a estratificação estável se dá em função dos fortes gradientes de massa específica em relação à taxa de variação da velocidade $(\delta c/\delta x)(\delta u/\delta x)^{-2}$. Para as correntes salinas, isso ocorre muito logo abaixo às velocidades máximas do escoamento, onde as concentrações deixam de ser homogêneas (Fig. 123, a direita).

Altos valores de Ri_{grad} na zona das velocidades máximas já foram identificados por estudos experimentais (ELLISON E TURNER, 1959; KNELLER E BUCKEE, 2000; BUCKEE *ET. AL.*, 2001) e teóricos (STACEY E BOWEN, 1988), em função do balanço das taxas de concentração e velocidade já citadas acima.

Nas correntes de turbidez, a camada estratificada é mais espessa e, diferente das correntes salinas, ocorre na região acima das velocidades máximas. Sabe-se que as tensões do escoamento são nulas próximo ao topo da camada limite e, portanto, não existe fonte local de energia turbulenta nessa região (ELLISON E TURNER, 1959). Logo, acima das velocidades máximas, a capacidade de transportar sedimentos é reduzida e a distribuição vertical de sedimentos apresenta um forte decaimento (Fig. 124, a direita). A presença de maiores espessuras de escoamento estavelmente estratificados nas correntes de turbidez, indica que a turbulência nesses escoamentos é significativamente mais amortecida em relação às correntes salinas.

Na região inferior não estratificada dos escoamentos, observaram-se valores de Richardson gradiente entre 0,02 e 0,08 para as correntes salinas e, entre 0,08 e 0,24 para as correntes de turbidez. Nas correntes salinas, a base dos escoamentos é marcada por valores de concentração aproximadamente constantes e, por causa disso manifestam valores bastante baixos de Ri_{grad} , definindo uma região de intensa mistura. Kneller e Buckee (2000) já haviam mostrado que, em correntes de densidade com suave gradiente de concentrações, como o caso das correntes salinas, não se observam estratificações abaixo das velocidades máximas ($Ri_{grad} < 0,25$). Por outro lado, quando o gradiente de concentrações é mais forte, como nas correntes de turbidez, pode haver regiões com estratificação estável ($Ri_{grad} > 0,25$) próximo ao leito.

Na região não estratificada acima das velocidades máximas (Fig. 123 e 124, a direita), os valores de Ri_{grad} foram similares para todos os experimentos, variando entre 0,11 a 0,24. Buckee *et al.* (2001) também encontraram regiões não estratificadas acima das velocidades máximas de escoamentos salinos para ambos regimes de escoamento, sub e supercrítico. Escoamentos supercríticos apresentaram valores de Ri_{grad} entre 0,13 e 0,23, enquanto os subcríticos apresentaram essa variação entre 0,54 e 0,84. A diferença

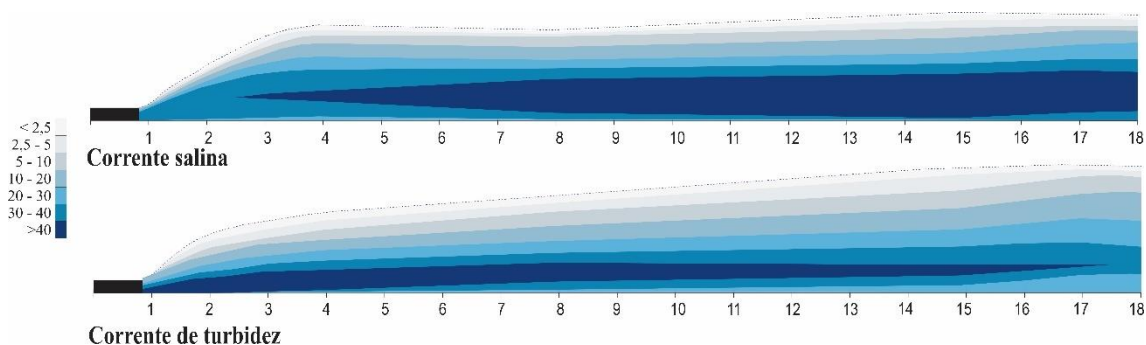
na estabilidade entre esses dois regimes de escoamentos reflete o alto grau de mistura que ocorre na região superior das correntes supercríticas.

8.1.8 Síntese dos resultados

8.1.8.1 Diferenças hidráulicas

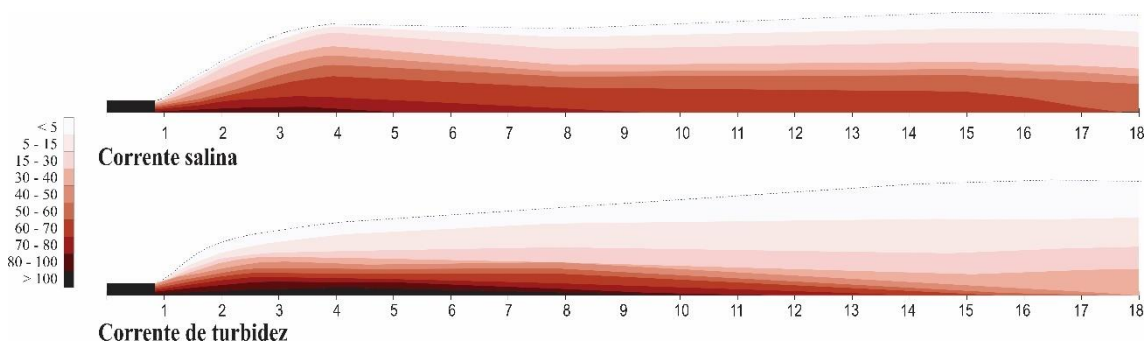
A partir do momento que as correntes de densidade passaram pelo difusor, localizado na entrada do canal experimental, e iniciaram seu escoamento junto ao leito móvel, seus parâmetros hidráulicos começaram a se ajustar, se alterando espacial e temporalmente. Enquanto as correntes salinas (Fig. 125), mantiveram variações mais suaves de velocidade, concentração e espessura, as correntes de turbidez apresentaram forte desaceleração e brusca diminuição das suas concentrações (Fig. 126), devido à deposição dos seus sedimentos em suspensão ao longo dos dez primeiros metros do canal, evidenciando sua forte característica não-conservativa.

Figura 125. Modelo de distribuição espacial da velocidade em correntes salinas e de turbidez.



Fonte: elaboração própria.

Figura 126. Modelo de distribuição espacial da concentração em correntes salinas e de turbidez.

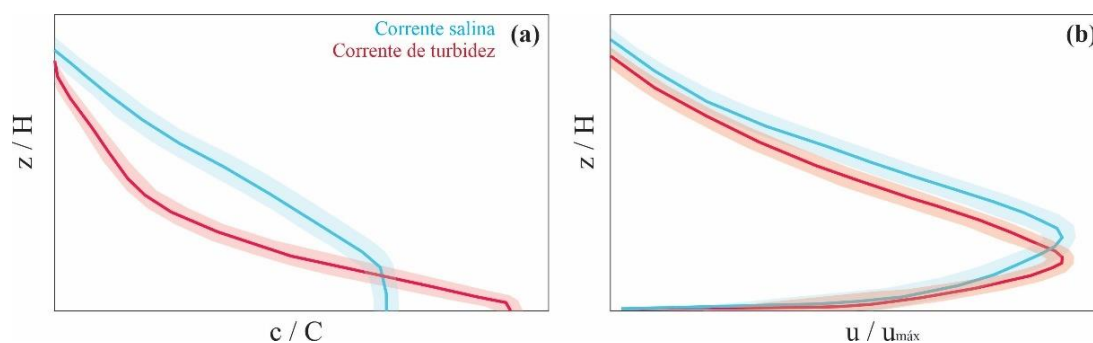


Fonte: elaboração própria.

É possível verificar que as velocidades (Fig. 125) e as concentrações (Fig. 126) junto ao fundo são maiores para as correntes de turbidez, ao longo dos primeiros metros do canal experimental. Esse fato tem direta correlação com o tamanho das formas de fundo geradas nessa região do canal, as quais apresentaram maiores comprimentos de onda quando geradas pelas correntes de turbidez. A partir da metade do canal, o oposto ocorre, sendo as correntes salinas as responsáveis pelas maiores velocidades e concentrações junto ao fundo, assim como pelas formas de fundo com maiores comprimentos.

A adimensionalização dos perfis de concentração pelas concentrações médias (c/C) (Fig. 127 a), de velocidade por suas velocidades máximas ($u/u_{\text{máx}}$) (Fig. 127 b), e da distância ao leito pela espessura média dos escoamentos (z/H), permitiu diferenciar os comportamentos hidráulicos das correntes salinas e de turbidez.

Figura 127. Modelo de distribuição de concentrações e velocidades ao longo da vertical para correntes de densidade salinas e de turbidez.



Fonte: elaboração própria.

Os perfis de concentração adimensionalizados apresentaram dois formatos distintos, um para as correntes de densidade salinas, e outro para as de turbidez, independente da estação de medição avaliada. No primeiro caso, os perfis apresentam valores de concentração constantes desde o leito até, aproximadamente, a elevação das velocidades máximas do escoamento. A partir desse ponto, as concentrações diminuem com taxas mais suaves em comparação às taxas que ocorrem nas correntes de turbidez, formando uma curva com concavidade para baixo. Próximo a metade da elevação entre as velocidades máximas e a camada superior de mistura ocorre um ponto de inflexão da curva, devido ao aumento da taxa de decrescimento das concentrações. No caso das

correntes de turbidez, as concentrações são bem mais elevadas junto ao fundo e apresentam brusca taxa de decréscimo ao longo da vertical, até atingir a região de mistura com a água ambiente. Como exceção de uma delgada camada próxima ao fundo, o perfil de concentração das correntes de turbidez apresenta a mesma concavidade ao longo da vertical, para cima, conforme a distribuição similar à de Rouse (1937, *apud* JULIEN, 2010) e já observado para correntes de turbidez experimentais (GARCIA E PARKER, 1993; KNELLER E BUCKEE, 2000).

Em relação aos perfis adimensionalizados de velocidade, também se formaram duas tendências: apesar de as correntes de turbidez apresentarem elevações ($h_{m\acute{a}x}$) das velocidades máximas ($u_{m\acute{a}x}$) similares às das salinas, desenvolveram maiores espessuras (H) médias e, ao se adimensionalizar z/H , as $u_{m\acute{a}x}$ ficaram mais próximas ao leito móvel.

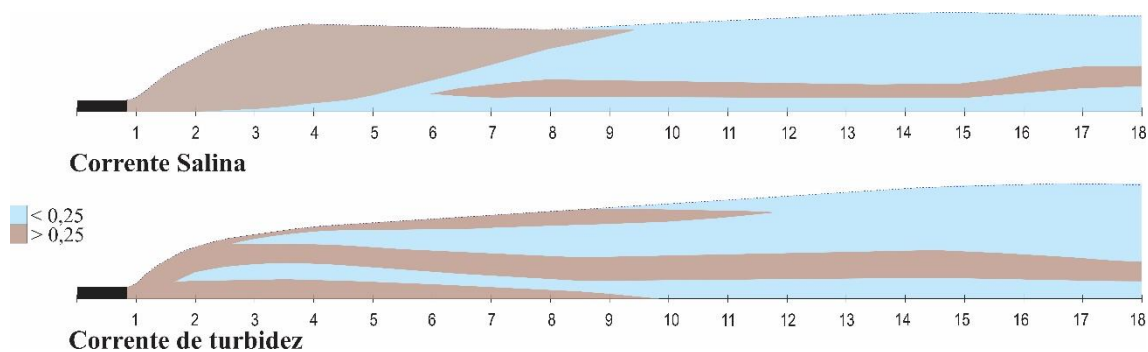
8.1.8.2 Diferenças na estratificação vertical

O conjunto das variações verticais de velocidade, concentração e espessura, apresentados anteriormente, são fatores importantes no cálculo do número de Richardson gradiente (Ri_{grad}), parâmetro utilizado na identificação de regiões estavelmente estratificadas ($Ri_{grad} > 0,25$) e não estratificadas (ou homogêneas - $Ri_{grad} < 0,25$) dentro do escoamento. No presente estudo, a intensidade da estratificação das correntes salinas e de turbidez variou ao longo da vertical e, também ao longo do canal experimental (Fig. 128).

A zona inicial do canal é bastante influenciada pela entrada das correntes através do difusor e pelos ajustes hidráulicos da mistura com a água ambiente. A distribuição vertical das velocidades nessa região do canal se comporta de maneira distinta para os dois tipos de correntes, independente da vazão de injeção: (a) as correntes salinas desenvolvem menores velocidades máximas, com suaves taxas de aumento e diminuição de du/dz (perfis mais arredondados) e; (b) as correntes de turbidez logo que entram no canal organizam verticalmente seus sedimentos, o que influencia também no desenvolvimento de perfis verticais de velocidade com região das velocidades máximas mais bicuda (maiores variações du/dz). Dessa forma, ao longo dos primeiros metros do canal (com dados medidos na estação um), identificou-se a presença de estratificação estável ($Ri_{grad} > 0,25$) ao longo de praticamente toda a espessura das correntes de densidade salinas (taxas du/dz mais suaves) (Fig. 128) enquanto, nas de turbidez, esse

fenômeno foi localizado junto ao fundo (elevadas $d\rho/dz$) e às velocidades máximas (elevadas du/dz).

Figura 128. Distribuição espacial da estratificação estável em correntes salinas e de turbidez, a partir da análise do número de Richardson gradiente (Ri_{grad}).



Fonte: elaboração própria.

Na estação dois (7,9 m da entrada), as correntes salinas já não são estratificadas junto ao leito e, assim, estão mais suscetíveis a carrear sedimentos do leito e colocá-los em suspensão. Já as correntes de turbidez ainda apresentam as mesmas áreas de estratificação estável registradas junto à entrada do canal, indicando a inibição dos processos de transporte vertical de sedimentos.

A partir do décimo metro, aproximadamente, ambos os tipos de correntes apresentam estratificação estável apenas na região próxima às velocidades máximas, onde as tensões se aproximam de zero (em função da redução de $\delta u/\delta x$) e onde ocorre redução da produção turbulenta (STACEY E BOWEN, 1988; KNELLER *ET AL.*, 2000; BUCKEE *ET AL.*, 2001).

8.1.8.3 Processos turbulentos

Independentemente da natureza da corrente de densidade, se salina ou de turbidez, os valores de intensidade turbulenta (u_{rms}) foram reduzidos na região das velocidades máximas, onde as tensões de cisalhamento se aproximam de zero por influência das altas taxas de variação vertical da velocidade. Esses valores estão de acordo com as estratificações estáveis ($Ri_{grad} > 0,25$) encontradas nessa região ao longo de todo o canal, como apresentado anteriormente.

Acima das velocidades máximas, ambos os tipos de corrente desenvolveram valores similares de intensidades turbulentas (u_{rms}), relacionado às tensões cisalhantes geradas nesses escoamentos pela interação e mistura com a água ambiente.

Já na região próxima ao leito móvel foram identificadas diferenças nos processos turbulentos presentes nos dois tipos de corrente. Os valores de u_{rms} foram menores para as correntes de turbidez, ao longo de todo o canal, quando comparadas às correntes salinas. A redução dos valores u_{rms} é relacionada à presença de sedimentos em suspensão, especialmente acentuada na região abaixo das velocidades máximas das correntes de turbidez, as quais geram estratificações internas que atuam na redução das tensões de cisalhamento entre camadas e dos processos verticais de turbulência (KNELLER *ET AL.*, 1997; KNELLER E BUCKEE, 2000; BEST *ET AL.* 2001; BUCKEE *ET AL.*, 2001).

Ainda, a partir dos dados obtidos com o equipamento ADV e do cálculo das tensões de Reynolds (τ_{Re}), obtiveram-se maiores informações sobre a habilidade das correntes de manter as partículas em suspensão, uma vez que esse parâmetro incorpora a componente vertical da turbulência (\bar{v}'), possível de ser medida com o ADV. Os resultados mostraram maior dispersão dos valores de τ_{Re} para as correntes de densidade salina, na maior parte do tempo. Conforme os experimentos com correntes de turbidez se encaminhavam para o final, a medição dos valores de u' e v' se tornava relativamente cada vez mais próxima do leito (em função da deposição dos seus sedimentos em suspensão), tornando a dispersão dos valores de τ_{Re} similar para ambos os tipos de corrente.

Os maiores valores das tensões de Reynolds (τ_{Re}) e das intensidades turbulentas (u_{rms}) junto ao leito, registrados durante a passagem das correntes salinas, indicam o maior potencial de erosão desses escoamentos (KNELLER E BUCKEE, 2000). Mesmo não tendo se comportando de forma erosiva, as correntes salinas mostraram maior habilidade de transporte de sedimentos por arraste (*bedload*), fator vinculado às maiores dimensões (λ e η) das formas de fundo geradas ao longo da segunda metade do canal experimental.

Salienta-se, no entanto, que a análise das dimensões das formas de fundo deve realizada a partir da reunião de uma série de fatores, e não somente das tensões turbulentas, conforme será explanado ao longo do próximo item.

8.2 CARACTERIZAÇÃO DEPOSICIONAL E FORMAS DE FUNDO

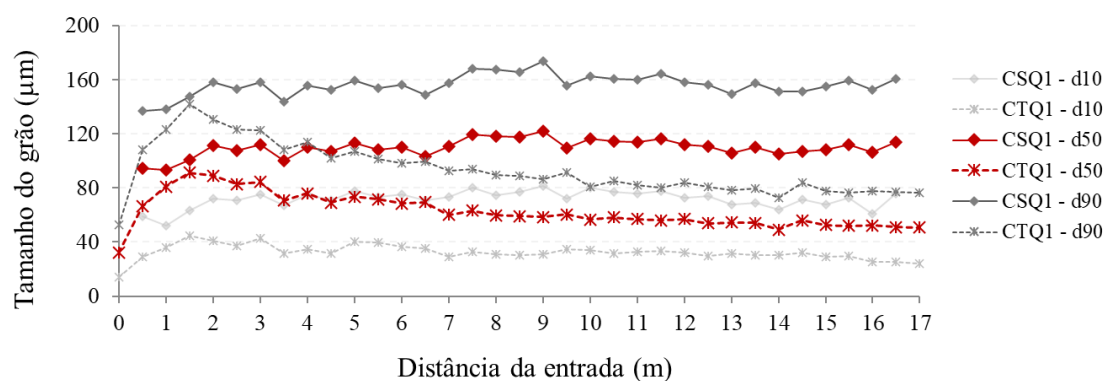
Esse subcapítulo apresentará a variação espacial das dimensões das formas de fundo geradas pelas correntes de densidade salinas e de turbidez, assim como da caracterização granulométrica dos sedimentos presentes no leito. Os valores médios de comprimento (λ) e altura (η) das formas de fundo foram medidos, respectivamente, a partir de fotografias de topo ao longo de todo o canal e laterais, através da janela de observação (ao longo de 4 m). A fim de facilitar a comparação entre experimentos salinos e de turbidez, os resultados dos depósitos e formas de fundo geradas serão mais aprofundados conforme a vazão de injeção das correntes. Após, uma síntese dos resultados será apresentada.

8.2.1 Alteração da inclinação, distribuição granulométrica e dimensões das formas de fundo em experimentos de mesma vazão

8.2.1.1 Vazão de 270 L min^{-1} (CSQ1 e CTQ1)

Após os experimentos CSQ1 e CTQ1, amostras do depósito foram coletadas para realização de análise granulométrica, resultando em um mapeamento espacial dos valores de d_{10} , d_{50} e d_{90} (Fig. 129). Ambos os ensaios foram realizados com condições iniciais de leito móvel similares, a partir do ajuste da inclinação do canal em 3° , e com o uso de microesfera de vidro com valores médios de tamanho de grão (d_{50}) próximas à $117 \mu\text{m}$. No entanto, devido à característica deposicional de CTQ1, o novo leito móvel criado deposição de sedimentos se constituiu de material mais fino quando comparado ao inicial ($49,1 < d_{50} (\mu\text{m}) < 91,4$), com relativa variabilidade de d_{50} ao longo do canal ($\sigma(d_{50}) = 10,1 \mu\text{m}$).

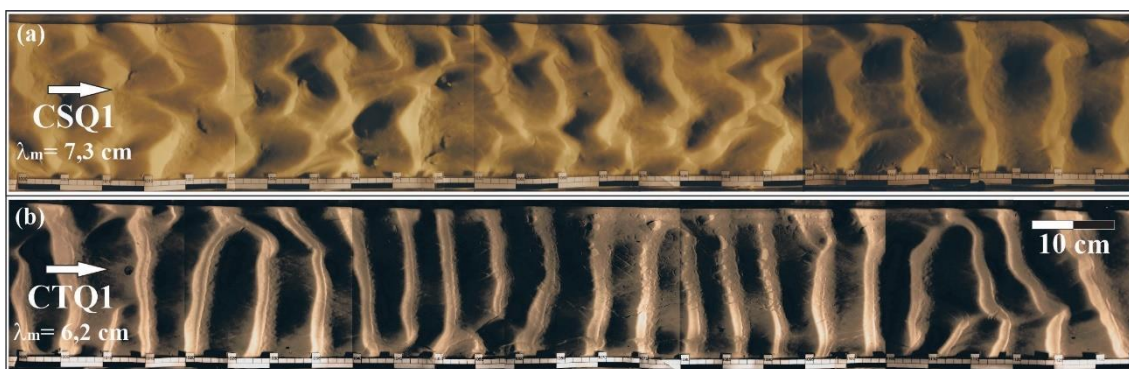
Figura 129. Distribuição granulométrica ao longo do leito móvel, analisado após experimentos CSQ1 e CTQ1. O diâmetro mediano (d_{50}) dos grãos está destacado em vermelho.



Fonte: elaboração própria.

As figuras 161 e 164 (Apêndice B) mostram as fotografias de topo utilizadas para medição e cálculo dos valores de comprimento das formas de fundo (λ). A figura 130 apresenta apenas uma seção do depósito, com as cristas das formas de fundo geradas pela corrente salina CSQ1 (a) e de turbidez CSQ1 (b), entre 10 e 11,3 m da entrada do canal experimental. É visível que, enquanto as cristas das ondulações de CTQ1 são retas, as cristas das ondulações de CSQ1 têm geometrias sinuosas e linguoides, o que caracteriza formas de fundo em estágios mais avançados de desenvolvidos (LEWIS E MCCONCHIE, 1994; BAAS, 2003).

Figura 130. Formas de fundo vistas de topo, dos ensaios de 270 L min^{-1} , CSQ1 e CTQ1 ($1027 \text{ e } 1006 \text{ kg m}^{-3}$), obtidas entre as distâncias 10 e 11,30 m da entrada.

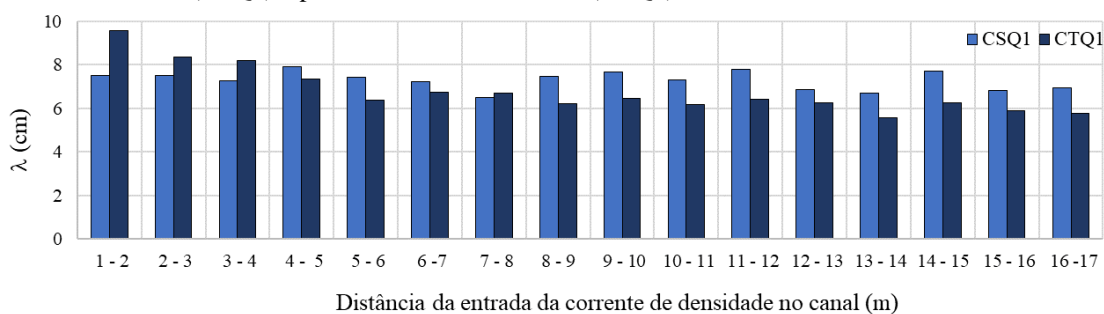


Fonte: elaboração própria.

Os valores de comprimento (λ) das formas de fundo geradas pela corrente salina se mantêm maiores que os da corrente de turbidez, praticamente em todos os intervalos de distância medidos ao longo de todo o canal (Fig. 131). A partir do décimo metro, região na qual a inclinação do leito foi similar para ambos os experimentos, pode-se afirmar que os maiores valores de d_{50} do leito do experimento CSQ1 tiveram influência nos maiores comprimentos λ gerados pela corrente salina (YALIN, 1977; BAAS, 1993; RAUDKIVI, 1997).

No intervalo definido pelo sétimo e oitavo metro, o valor médio de comprimento das formas de fundo (que vinham sendo maiores quando gerados pelas correntes salinas) são maiores para as correntes de turbidez. Esse fato é atribuído à presença da estação 2 de medição e da sua influência principalmente sobre a dinâmica do escoamento salino, que se reflete no depósito gerado.

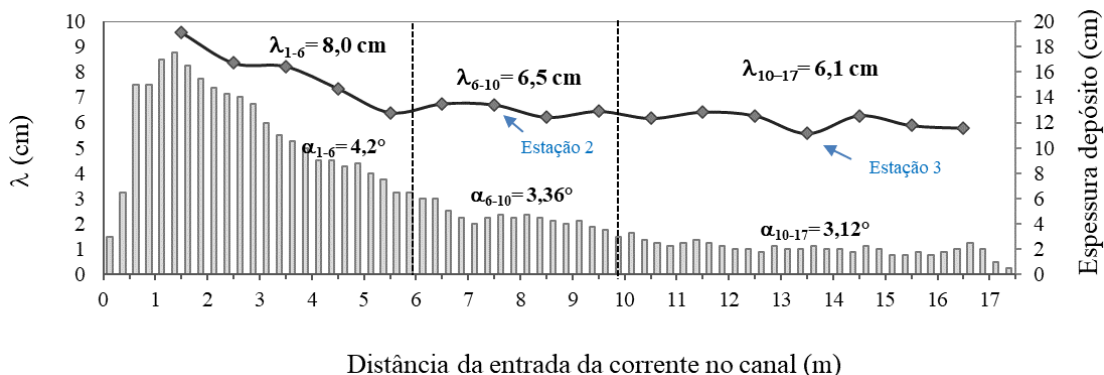
Figura 131. Comprimento das formas de fundo (λ), a cada metro ao longo do canal, para a corrente salina (CSQ1) e para a corrente de turbidez (CTQ1), com vazões de 270 L min^{-1} .



Fonte: elaboração própria.

A variação espacial dos comprimentos das ondulações (λ) é razoavelmente maior para CTQ1 ($\lambda = 6,8 \text{ cm}$ e $\sigma(\lambda) = 0,80 \text{ cm}$) em relação à CSQ1 ($\lambda = 7,3 \text{ cm}$ e $\sigma(\lambda) = 0,34 \text{ cm}$). Isso se deve ao fato de CTQ1 ter sido deposicional e ter construído um depósito com maior inclinação α (Fig. 132) ao longo dos primeiros dez metros do canal, o qual ocasionou o incremento da componente das tensões de cisalhamento junto ao fundo (τ_b) na direção do escoamento, gerando formas de fundo mais longas na região inicial do canal. Isolando-se a análise de λ em três partes do depósito ao longo do canal (Fig 132), fica mais evidente a relação da inclinação α do depósito (inicialmente de 3°) com as dimensões das formas de fundo.

Figura 132. Correlação entre a variação da espessura do depósito gerado por CTQ1 e da variação dos comprimentos de onda (λ) ao longo do canal experimental.



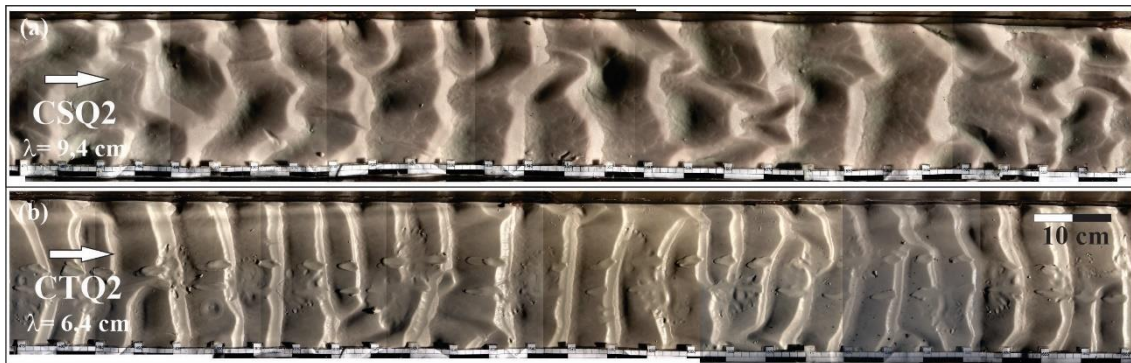
Fonte: elaboração própria.

8.2.1.2 Vazão de 320 L min^{-1} (CSQ2 e CTQ2)

A figura 133 mostra as formas de fundo geradas entre 14,6 e 16,2 m da entrada das correntes CSQ2 e CTQ2 no canal experimental.

As cristas das formas de fundo geradas pelo experimento CSQ2 são sinuosas e linguoides e mais distantes umas das outras (maior λ), enquanto as cristas das formas de fundo geradas por CTQ2 são retas.

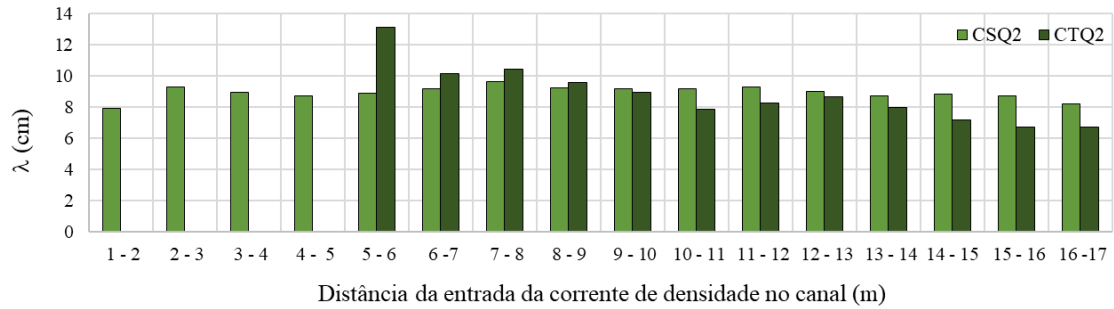
Figura 133. Formas de fundo vistas de topo, dos ensaios CSQ2 e CTQ2 (vazão de 320 L min^{-1} e ρ_{mist} de $1053,9$ e $1061,1 \text{ kg m}^{-3}$, respectivamente). Obs.: Ignorar marcas alongadas, perpendiculares às cristas de CTQ2, geradas por pegadas e pela cauda de algum animal que entrou no canal após o esvaziamento do tanque e anteriormente à obtenção das fotografias.



Fonte: elaboração própria.

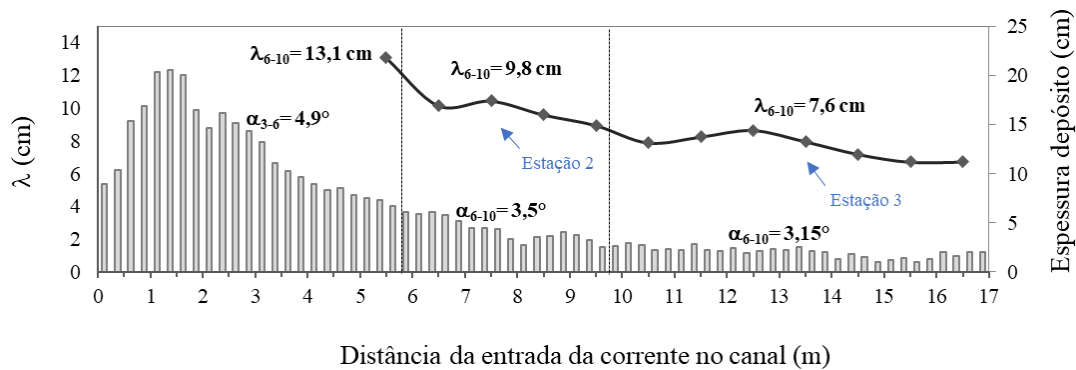
A partir das fotografias ao longo de todo o canal (Fig. 162 e 165, apêndice B), analisou-se a média dos comprimentos (λ) das formas de fundo a cada metro dentro do canal experimental (Fig. 134). Os cinco primeiros metros do depósito gerado pela corrente de turbidez CTQ2 não apresentaram formas de fundo e, a partir do seu aparecimento, os seus comprimentos diminuem de montante para jusante (Fig. 134 e 135). Mesmo diminuindo de tamanho, entre o quinto e décimo metro, os comprimentos de forma (λ) gerados por CTQ2 são maiores que os gerados por CSQ2, devido ao aumento da inclinação do leito ($3,5^\circ$ para CTQ2 e 3° para CSQ2) pela deposição dos sedimentos transportados em suspensão pela corrente de turbidez (Fig. 135). A partir do décimo metro ocorre uma estabilização nas taxas de deposição de CTQ2 e, conseqüentemente, a inclinação do leito apresenta menor inclinação ($3,15^\circ$) que à montante e similar à do experimento salino CSQ2. Nessa seção, definida a partir do décimo metro, os λ das formas de fundo geradas pelas correntes salinas foram sempre superiores aos das geradas pelas correntes de turbidez (Fig. 134).

Figura 134. Comprimento das formas de fundo (λ), a cada metro ao longo do canal, para a corrente salina (CSQ2) e para a corrente de turbidez (CTQ2), com vazões de 320 L min^{-1} .



Fonte: elaboração própria.

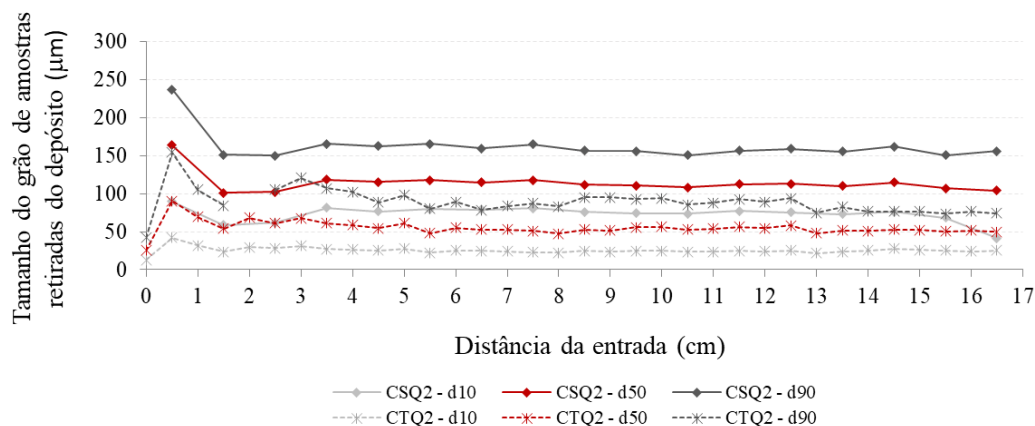
Figura 135. Variação espacial dos comprimentos (λ) das formas de fundo (linha) e da espessura (barras) do depósito ao longo do canal experimental para o experimento CTQ2.



Fonte: elaboração própria.

Analisando-se espacialmente o tamanho das formas de fundo (λ) geradas por CTQ2, não se observou correlação com o diâmetro mediano de grãos (d_{50}), que variaram moderadamente de $47,5$ a $68,3 \mu\text{m}$ (Fig. 136) ao longo do canal (ignorando-se os dois primeiros metros), com um desvio padrão de $3,9 \mu\text{m}$. O leito móvel resultante do experimento CSQ2 também apresentou baixa variação ($\sigma(d_{50})=3,8 \mu\text{m}$) espacial do tamanho dos grãos (Fig. 136), com valores de d_{50} entre $102,0$ e $118,2 \mu\text{m}$, indicado a ineficiência da corrente salina de carrear sedimentos do leito e transportá-los ao longo do canal. Note que os tamanhos médios (d_{50}) das partículas presentes no leito móvel de CTQ2 foram menores que as medidas em CSQ2 (Fig. 136), devido à característica deposicional da corrente de turbidez.

Figura 136. Tamanho de grão de amostras retiradas no depósito gerado pela corrente salina (CSQ2) e pela corrente de turbidez (CTQ2), ao longo de todo o canal experimental. O diâmetro mediano dos grãos (d_{50}) é destacado em vermelho.



Fonte: elaboração própria.

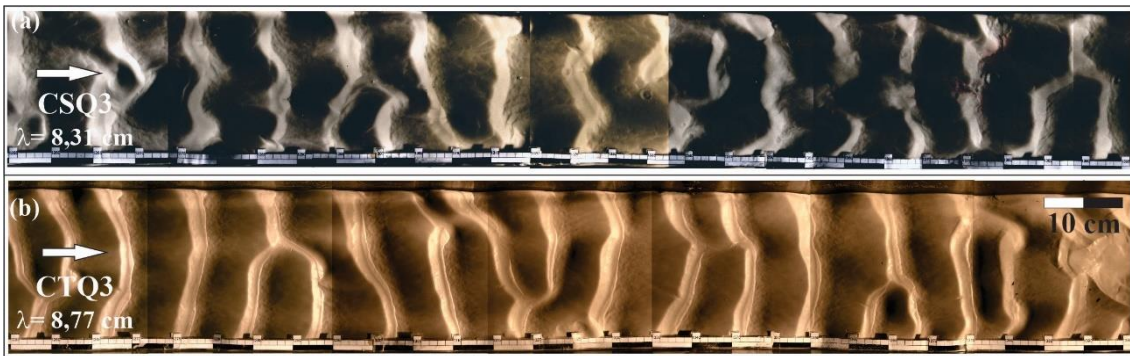
Analisando-se o depósito ao longo segunda metade do canal (região com inclinações de leito similares para ambos os experimentos), considera-se que a diferença nos valores do diâmetro mediano dos grãos (d_{50}) presentes no leito teve efeito sobre a diferença dos valores médios do comprimento médio das ondulações (λ) (YALIN, 1977; BAAS, 1993; RAUDKIVI, 1997). Nessa região, enquanto as formas de fundo geradas por CTQ2 apresentaram comprimentos variando entre 6,7 e 8,7 cm, esses valores foram maiores para CSQ2, de 8,2 a 9,3 cm.

8.2.1.3 Vazão de 370 L min^{-1} (CSQ3 e CTQ3)

A figura 137 apresenta formas de fundo vistas de topo geradas pela corrente salina CSQ3 e pela de turbidez CTQ3, entre aproximadamente 13 e 14 m a partir da entrada dessas correntes no canal experimental. Essas imagens foram obtidas ao longo de todo o depósito (figuras 163 e 166 do Apêndice B) presente dentro do canal e foram utilizadas para a medição dos comprimentos de onda (λ) das formas de fundo.

A crista das formas de fundo geradas pela corrente de turbidez (CTQ3) se mostraram mais retas e alinhadas do que as cristas das geradas pela corrente salina (CSQ3). Cristas desalinhadas são resposta de escoamentos hidraulicamente mais desenvolvidos e aparecem após a presença de cristas retas (LEWIS E MCCONCHIE, 1994).

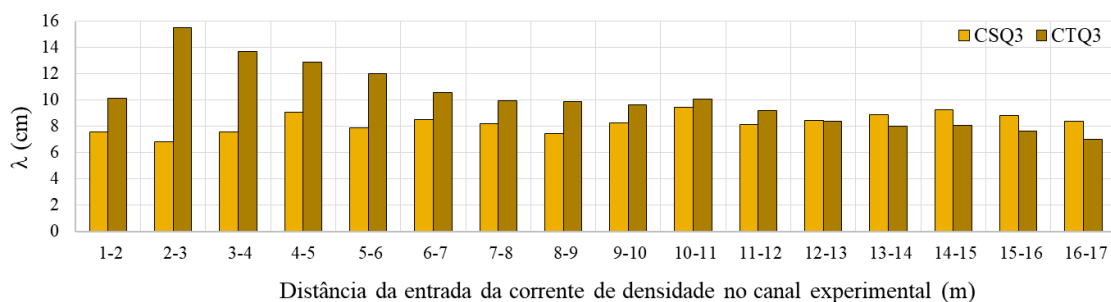
Figura 137. Fotografias de topo das formas de fundo geradas pela CSQ3 e CTQ3 (vazão de 370 L min^{-1} e ρ_{mist} de $1053,9$ e $1062,5 \text{ kg m}^{-3}$, respectivamente), entre 12,5 a 14 m a partir da entrada das correntes no canal experimental.



Fonte: elaboração própria.

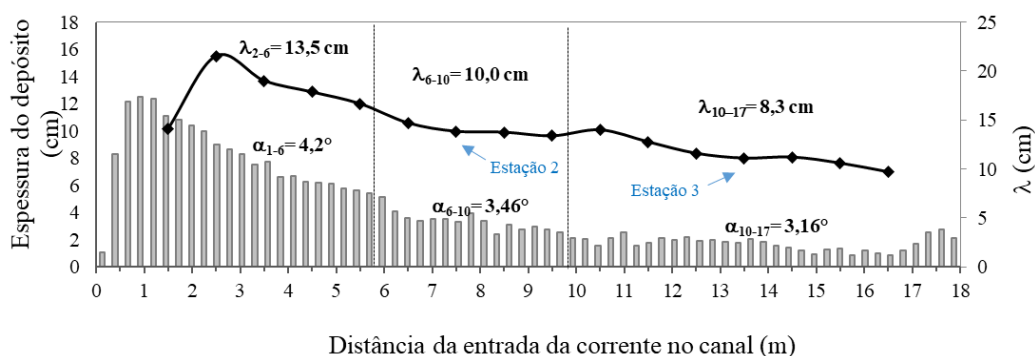
Para facilitar a análise da variação espacial dos comprimentos de onda λ , a figura 138 apresenta esses valores das formas de fundo geradas pelos experimentos CSQ3 e CTQ3, a cada metro de depósito. Assim como nos outros experimentos com correntes salinas, o comprimento λ das formas de fundo geradas por CSQ3 apresentam baixa variabilidade de montante para jusante. Já as formas de fundo geradas pela corrente de turbidez (CTQ3) diminuem rapidamente seus comprimentos (λ) na direção distal em razão da deposição de sedimentos e da criação de um leito móvel com maiores inclinações (Fig. 139), principalmente à montante (aproximadamente $4,2^\circ$ no trecho 1-6 e $3,46^\circ$ no trecho 6-10), em relação àquela estabelecida anteriormente ao experimento (de 3°). A 12 metros do início do canal, as formas de fundo geradas pelas correntes salinas apresentaram maiores comprimentos do que aquelas geradas pelas correntes de turbidez (Fig. 138).

Figura 138. Comprimento das formas de fundo (λ), a cada metro ao longo do canal, para a corrente salina (CSQ3) e para a corrente de turbidez (CTQ3), com vazões de 370 L min^{-1} .



Fonte: elaboração própria.

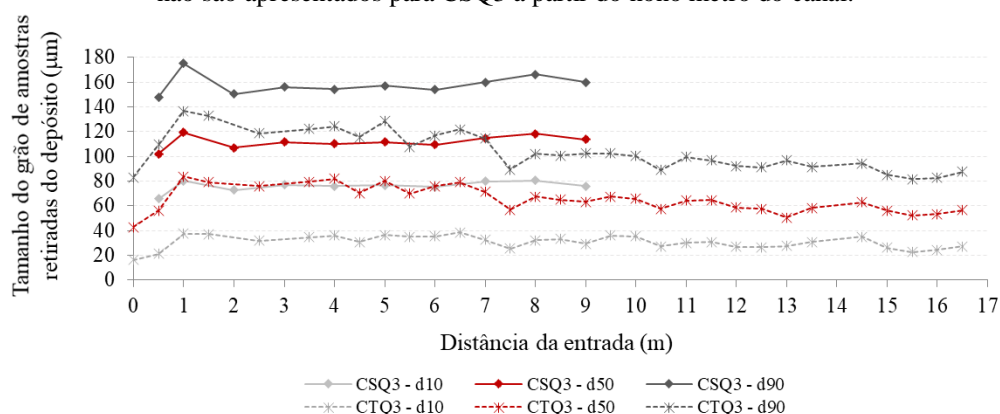
Figura 139. Variação temporal dos comprimentos de onda (λ) das formas de fundo e da espessura do depósito gerados pelo experimento CTQ3.



Fonte: elaboração própria.

Os valores de d_{50} da microesfera de vidro presente no leito após o experimento CSQ3 se mantêm similares ao longo do leito, variando entre 109,3 e 118,2 μm , com $\sigma(d_{50})$ de 2,4 μm (ignorando-se os dois primeiros metros do depósito). Para a corrente de turbidez CTQ3, os valores médios de d_{50} (Fig. 140) apresentaram suave tendência de decrescimento de montante para jusante de 83,7 a 50,5 μm , com $\sigma(d_{50})$ de 8,2 μm . Dessa forma, foi descartada a influência da variação do tamanho do grão (d_{50}) na diminuição dos comprimentos das formas de fundo (λ).

Figura 140. Tamanho do grão de amostras obtidas no depósito resultantes dos experimentos CSQ3 e CTQ3. O diâmetro mediano (d_{50}) está destacado em vermelho. Por falha operacional, os valores de d_{50} não são apresentados para CSQ3 a partir do nono metro do canal.



Fonte: elaboração própria.

Em contrapartida, a diferença dos valores de d_{50} dos sedimentos presentes no leito após a passagem de ambos os tipos de correntes teve influência nos comprimentos das formas de fundo (λ) (YALIN, 1977; BAAS, 1993; RAUDKIVI, 1997), ao se comparar valores ao longo da região de inclinações similares. Isso é, entre outros fatores, os valores

de λ das formas de fundo geradas pela CSQ3 foram entre 8,8 e 13,8% maiores que os gerados pela CTQ3 por ação dos maiores tamanhos dos grãos presentes no leito.

8.2.2 Síntese dos resultados

Com o propósito de melhor visualizar as relações apresentadas anteriormente, a tabela 28 apresenta o comprimento de onda médio (λ) das formas de fundo em três seções ao longo do canal: 1-6 m, 6-10 m e 10-17 m, juntamente com a variação da inclinação (I), conforme já apresentado na figura 94.

Tabela 28. Comprimento de onda das formas de fundo (cm) geradas nesse estudo, nas seções 3-6, 6-10 e 10-17 metros distantes da entrada da corrente no canal experimental.

Seção (m)		CSQ1	CTQ1	CSQ2	CTQ2	CSQ3	CTQ3
1 - 6	λ (cm)	7,5	8,0	8,8	13,1	7,8	13,5
	I (°)	3	4,2	3	4,9	3	4,2
6 - 10	λ (cm)	7,2	6,5	9,3	9,8	8,1	10,0
	I (°)	3	3,36	3	3,50	3	3,46
10 - 17	λ (cm)	7,2	6,1	8,9	7,6	8,8	8,3
	I (°)	3	3,12	3	3,15	3	3,16
Considerando todo o canal	$\lambda_{\text{mín}}$	6,5	5,6	7,9	6,7	6,8	7,0
	$\lambda_{\text{máx}}$	7,9	9,6	9,6	13,1	9,4	15,5
	σ (λ)	0,34	0,80	0,31	1,38	0,55	1,73

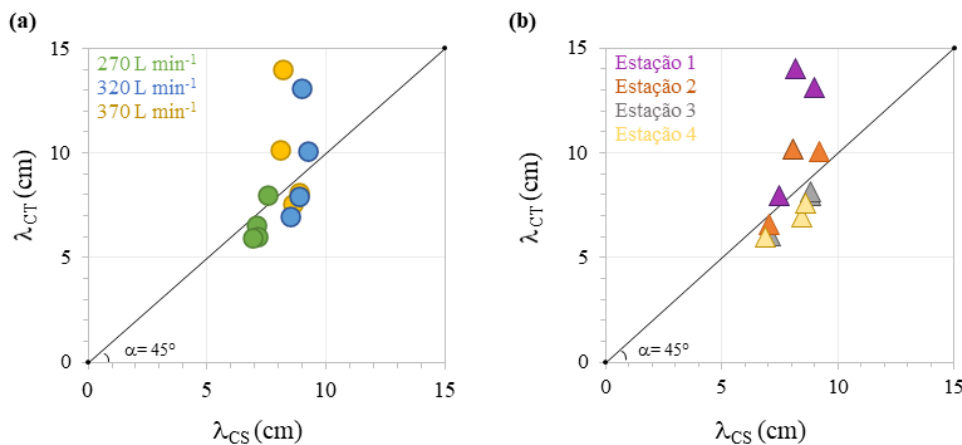
Fonte: elaboração própria.

A figura 141 apresenta a correlação entre os comprimentos (λ) das formas de fundo geradas pelas correntes de densidade salinas (CS) e de turbidez (CT) em relação à vazão de injeção (Fig. 141 a) e à estação de medição (Fig. 141 b). Os pontos mais afastados, na região superior da reta a 45°, demonstram a grande diferença entre os comprimentos das formas de fundo geradas pelas correntes de turbidez (λ_{CT}) CTQ2 e CTQ3 e das correntes salinas (λ_{CS}) CSQ2 e CSQ3, a partir de medições realizadas na proximidade da estação 1 (Fig. 141 b). Na estação 2, essa diferença diminui, mas os valores de λ_{CT} ainda permanecem maiores que os de λ_{CS} . Esse comportamento é notado para as vazões de injeção de 320 e 370 L min⁻¹ (Fig. 141 a), pois nesses experimentos as concentrações junto ao fundo (c_b), parâmetro importante no controle do tamanho das formas de fundo, foram maiores para as correntes de turbidez CTQ2 e CTQ3. Sendo

assim, a vazão de injeção das correntes de densidade não demonstra influência direta no acréscimo dos comprimentos de onda (λ) das formas de fundo.

Nos experimentos de menor vazão (CSQ1 e CTQ1) a predominância de maiores valores de λ ocorreu para CTQ1 somente na seção 1-6 m, com comprimentos apenas 5,3 % maiores que os desenvolvidos pela CQS1 no mesmo intervalo (valores mais próximos na reta a 45° na figura 141 a). Isso é, mesmo com as inclinações similares às outras correntes de turbidez na região montante do canal, e com valor de tensão de cisalhamento junto ao fundo (τ_b) 39 % maior (dados da estação 2) que CSQ1, o experimento CTQ1 não foi efetivo em gerar comprimentos λ maiores que os gerados pela corrente salina (Fig. 141 a). Atribui-se a esse fato aos baixos valores de concentração junto ao fundo (c_b) de CTQ1, fator de grande relevância no desenvolvimento de formas de fundo mais longas (KOLLER *ET AL.* 2019), como será pormenorizado nas figuras 143 e 144.

Figura 141. Correlações dos comprimentos das formas de fundo geradas pelas correntes salinas (CS) e de turbidez (CT), separadas por vazão de injeção (a) e por estação de medição (b).



Fonte: elaboração própria.

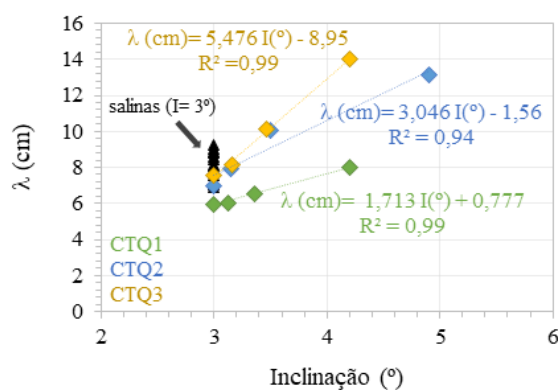
A partir do décimo metro do canal, a inclinação do leito é similar para os três pares de experimentos de mesma vazão e os valores de λ_{CS} se tornam ligeiramente maiores (em média, 17 %) que os de λ_{CT} (Fig. 141 a e b) para todos os experimentos. Ainda assim, os pontos plotados permanecem muito próximos à reta de 45° , indicando a similaridade entre os comprimentos das ondulações geradas ao longo dessa região do canal.

Ainda, analisando-se os dois tipos de correntes de densidade, separadamente, não foi identificada correlação entre o acréscimo da vazão de injeção e o aumento do comprimento (λ) das formas de fundo. Poder-se-ia esperar que maiores vazões atuariam

na intensificação das tensões de cisalhamento (τ_b) ou concentrações (c_b) junto ao fundo, mas essas tendências não foram identificadas.

A influência da inclinação do leito (I) no comprimento das ondulações (λ) é apresentada na figura 142, onde esses dois parâmetros seguem correlações lineares, com coeficientes de determinação (R^2) acima de 0,94. Enquanto os valores de λ das correntes de densidade salinas apresentaram baixa variabilidade ($\sigma(\lambda) < 0,55$ cm, como já apresentado na tabela 28), e se desenvolveram sempre em inclinações de leito de 3° , os λ das correntes de turbidez alcançaram valores maiores, acompanhando o acréscimo da inclinação. Note que os pontos plotados com os menores λ de CTQ2 e CTQ3 (Fig. 142) são referentes às ondulações geradas em inclinações próximas à 3° . Isso é, sob condições similares de declividade, o que ocorreu ao longo da segunda metade do canal experimental (> 10 m), os comprimentos das ondulações das correntes de turbidez se aproximaram daqueles gerados pelas correntes salinas. No experimento CTQ1, os valores de λ foram menores e, por isso, mais afastados dos resultados das correntes salinas, principalmente devido às menores concentrações junto ao fundo (c_b) desenvolvidas (Fig. 143 e 144).

Figura 142. Correlações entre a inclinação do leito (I°) e o comprimento (λ) das ondulações.



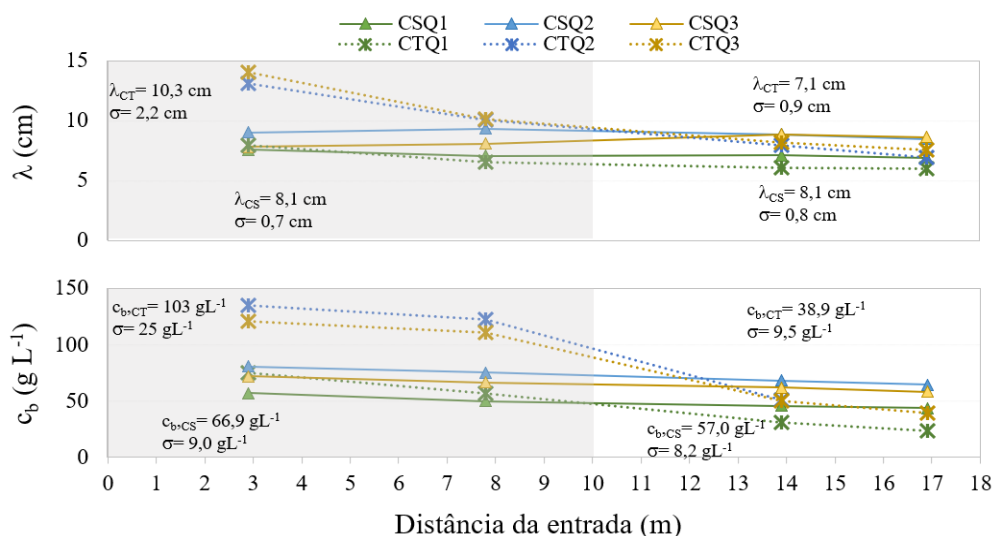
Fonte: elaboração própria.

Em conformidade com o acréscimo das inclinações do leito nas CT, as tensões de cisalhamento junto ao fundo (τ_b) aplicadas pelas correntes de turbidez foram entre 28,2 e 39,1 % maiores em relação às aplicadas pelas correntes salinas (dados da estação 2), o que está diretamente relacionado a massa específica do escoamento junto ao fundo (ρ_b) (Eq. 33) ou, à concentração junto ao fundo (c_b). Os valores de c_b ao longo da primeira metade do canal (dados das estações 1 e 2) são entre 62,7 e 68,4 % maiores para CTQ2 e CTQ3, em relação às correntes salinas de igual vazão, ao longo das seções iniciais

do canal (Fig. 143). Para as correntes de menor vazão, essas diferenças são menores, com valores de c_b entre 12,7 e 32,0 % maiores para CTQ1 ao longo da mesma região.

Os comprimentos (λ) das formas de fundo geradas por CTQ2 apresentaram valores 45,7 % e 7,8 % maiores que os das geradas pela CSQ2 entre as sessões 1-6 e 6- 10, respectivamente. Para o experimento CTQ3, as diferenças foram ainda maiores, apresentando formas de fundo 79,4 a 25,9 % maiores que as geradas pela corrente salina de igual vazão, CSQ3. Isso é, conforme a inclinação do leito gerados pelas correntes de turbidez e as concentrações junto ao fundo (c_b) diminuem, ao longo da primeira metade do canal, menor é a diferença entre os comprimentos das formas de fundo geradas por ambos os tipos de corrente.

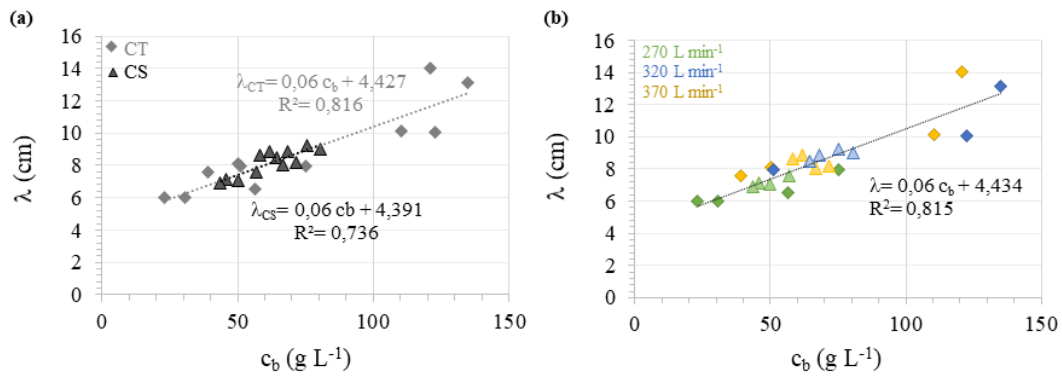
Figura 143. Variação espacial da concentração junto ao fundo (c_b) e do comprimento das formas de fundo (λ) geradas ao longo do canal pelas correntes de densidade salinas (CS) e de turbidez (CT).



Fonte: elaboração própria.

A figura 144 a apresenta a existência de correlação linear entre as concentrações dos escoamentos junto ao fundo (c_b) os comprimentos (λ) das formas de fundo, com coeficientes de determinação (R^2) de 0,82 e 0,74 nas correntes salinas e de turbidez, respectivamente. Analisando-se em conjunto os resultados obtidos para ambos os tipos de corrente de densidade, a tendência linear se mantém (Fig. 144 b), com coeficiente de determinação (R^2) de 0,82. Além disso, é possível identificar que os maiores comprimentos (λ) das formas de fundo se desenvolveram para as maiores vazões, como apresentado já na figura 141.

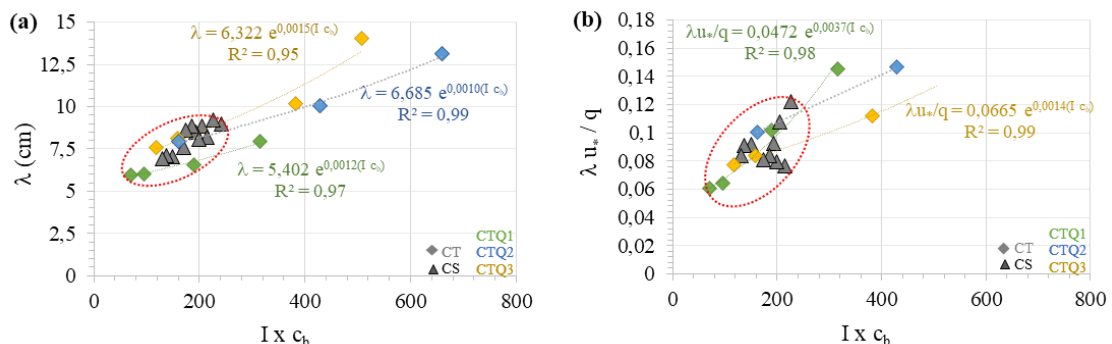
Figura 144. Correlação entre o comprimento (λ) das ondulações e a concentração do escoamento junto ao fundo (c_b) das correntes de densidade salinas (CS) e de turbidez (CT) discriminando o tipo de corrente (a) e a vazão de injeção (b).



Fonte: elaboração própria.

Dada a relevância da inclinação do leito (I) (Fig. 142) e da concentração das correntes de densidade junto ao fundo (c_b) (Fig. 144) sobre os comprimentos (λ) das ondulações geradas, esses parâmetros também foram correlacionados. Nas correntes de turbidez, a correlação entre λ e Ic_b segue tendências exponenciais, com coeficientes de determinação (R^2) maiores que 0,95 (Fig. 145 a). Os resultados das correntes salinas se encontram agrupados à esquerda da figura 145 a, em função das menores inclinações de leito. Percebe-se que os valores Ic_b relativos à região jusante do canal das correntes de turbidez se aproximam dessa região, delimitada por uma elipse pontilhada, na qual os experimentos são compatíveis em termos de comprimento (λ) das ondulações geradas.

Figura 145. Correlação do comprimento de onda das formas de fundo (λ) com a inclinação do leito e a entre concentração e massa específica do escoamento junto ao fundo (c_b/ρ_b).



Fonte: elaboração própria.

A corrente de turbidez de menor vazão (CTQ1) ficou com apenas um ponto fora dessa região de ocorrência, o qual é referente à estação 1. Isso é, apesar de ter desenvolvido inclinações de leito similares às das outras correntes de turbidez, mais uma

vez se destaca o papel da concentração junto ao fundo no desenvolvimento das formas de fundo.

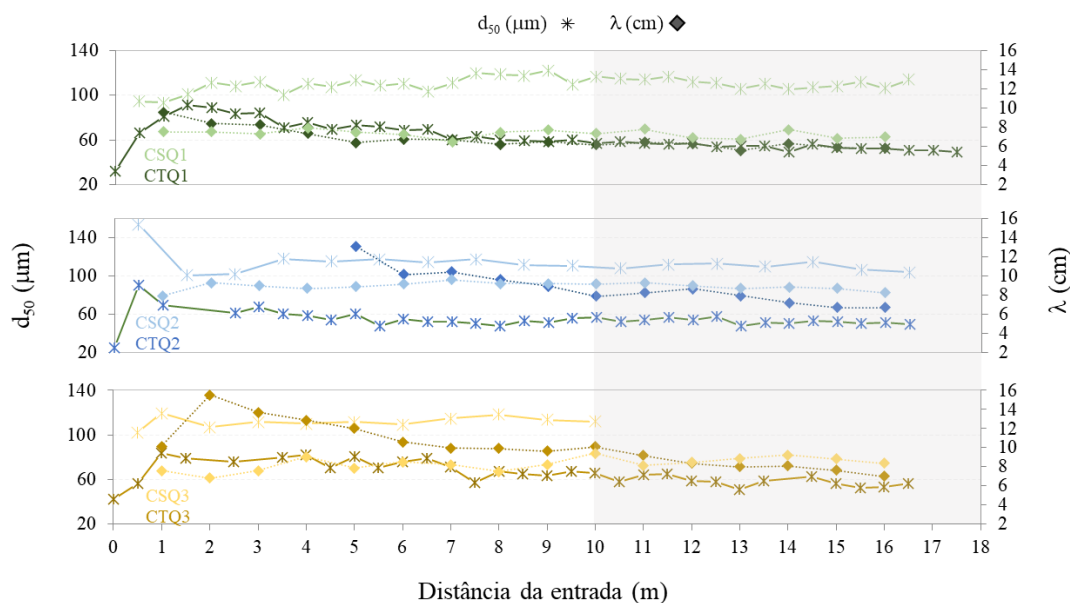
A figura 145 b apresenta o comprimento (λ) das ondulações adimensionalizado pela relação entre velocidade de cisalhamento (u^* , $m\ s^{-1}$) e vazão unitária (q , $m^2\ s^{-1}$). O termo $\lambda u^*/q$ representa uma parcela das forças do escoamento aplicadas sobre o leito móvel, responsáveis pelo transporte de sedimentos e dos comprimentos das formas de fundo. Já no eixo das abcissas, o parâmetro I_{c_b} representa a força gravitacional do escoamento sobre a massa do volume de fluido transportado (c_b), que tem sua componente na direção do escoamento intensificada pelo acréscimo de I .

O adimensional $\lambda u^*/q$ foi escolhido para correlacionar com I_{c_b} após extensa verificação e ponderação dos diversos parâmetros hidráulicos e sedimentológicos avaliados por esse trabalho. Apesar de os dados plotados na figura 145 b terem apresentado uma maior dispersão que na figura 145 a, o agrupamento dos parâmetros obtidos nas regiões montante e jusante se manteve, indicando semelhança entre os escoamentos na região jusante do canal experimental. A ausência de dados de u^* na estação 1 de medição acabou por reduzir o número de pontos plotados em CTQ2 e CTQ3. Contudo, conhecendo os elevados valores de λ na região da estação 1 (Fig. 145 a), pode-se afirmar a tendência plotada na figura 145 b se manteria.

Levando-se em consideração o tamanho dos sedimentos presentes no leito móvel, a figura 146 indica que em correntes do mesmo tipo, não ocorrem correlações entre o tamanho mediano (d_{50}) das partículas e os comprimentos (λ) das formas de fundo, ao longo do canal. Observando-se a região inicial do canal (até o décimo metro), por exemplo, nota-se a forte variação dos valores de λ , para valores muito similares de d_{50} , independente da vazão de injeção.

Apesar disso, destaca-se a relevância dos menores valores de tamanhos de grão (d_{50}) dos grãos presentes no leito das correntes de turbidez nos menores comprimentos (λ) das formas de fundo geradas por essas correntes, a partir do décimo metro do canal experimental.

Figura 146. Variação de d_{50} (μm) e comprimento das formas de fundo (λ) ao longo do canal. Dados de d_{50} referentes à CSQ3 não são apresentados a partir do décimo metro, por falha operacional.



Fonte: elaboração própria.

Levando em conta dados obtidos na estação 3 (a 14 m da entrada), a tabela 29 mostra as dimensões (η e λ) das formas de fundo e os valores associados de velocidade de migração (u_{migr}), e as concentrações (c_b) e tensões de cisalhamento (τ_b) junto ao fundo.

Tabela 29. Dimensões e velocidade de migração das formas de fundo geradas ao longo de toda janela de observação e com dados obtidos na estação 3 (E3) de medição.

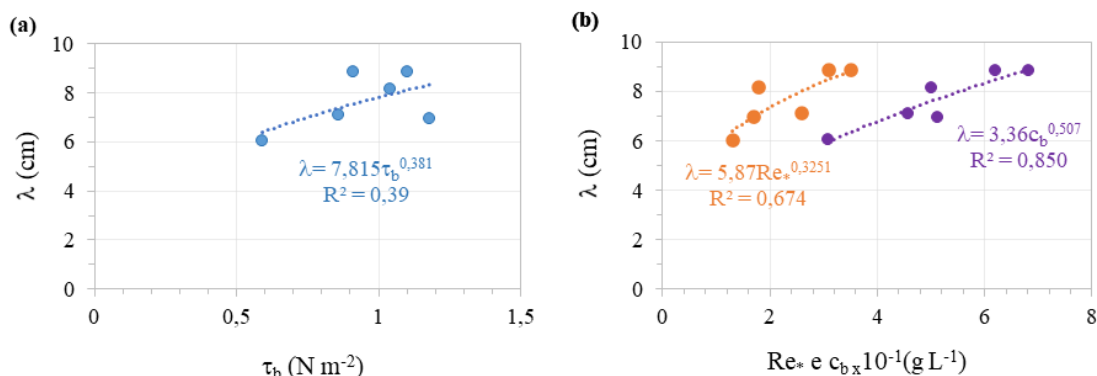
Q (L min ⁻¹)	Nome	λ (cm)	η (cm)	u_{migr} (cm min ⁻¹)	c_b (g L ⁻¹)	$\tau_b, E3$ (N m ⁻²)	Re*
270	CSQ1	7,10	1,01	1,29	45,7	0,86	2,6
	CTQ1	6,04	0,79	0,84	30,8	0,59	1,3
320	CSQ2	8,85	1,34	1,91	68,3	1,10	3,5
	CTQ2	6,95	0,82	0,92	51,2	1,18	1,7
370	CSQ3	8,86	1,22	1,51	62,0	0,91	3,1
	CTQ3	8,14	1,12	1,15	50,2	1,04	1,8

Fonte: elaboração própria.

Observa-se que as dimensões das formas de fundo nessa região do canal (com inclinação de leito similar) não estão associadas aos valores de τ_b (Fig. 147 a), uma vez que não apresentou uma boa correlação ($R^2 < 0,39$), mas sim à concentração do escoamento junto ao fundo (c_b) e ao número de Reynolds do grão (Fig. 147 b) (como já apresentado para as correntes salinas e de turbidez, com dados de todas estações, nas figuras 69 e 101, respectivamente).

Comparando-se experimentos de mesma vazão (Tab. 29 e Fig. 147 b), menores valores de Re_* resultam em formas de fundo com menores comprimentos λ , por efeito dos menores valores de d_{50} , alteram a rugosidade do leito e atenuam o transporte de sedimentos junto ao leito, interferindo no desenvolvimento da forma de fundo.

Figura 147. Correlações do comprimento de onda com as (a) tensões de cisalhamento aplicadas junto ao fundo e com (b) o número de Reynolds do grão e a concentração junto ao fundo.



Fonte: elaboração própria.

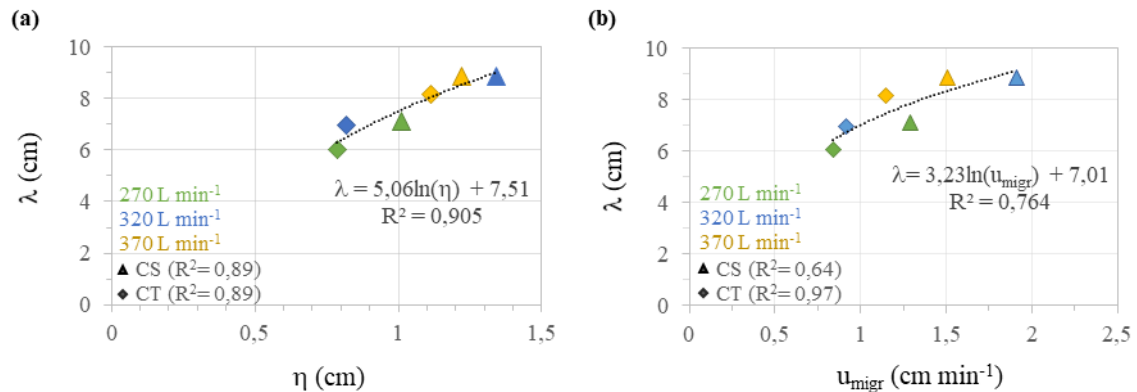
Em relação às alturas (η) das formas de fundo, a análise temporal da variação das dimensões ao longo do tempo (itens 7.3.2 e 8.3.3) mostrou que as formas de fundo desenvolvidas pelas correntes salinas são geradas logo após o início do experimento (entre 20 e 30 s). Já as formas de fundo geradas pelas correntes de turbidez necessitaram mais tempo (de 5 min e 30 s a 1 min e 30 s, em função da vazão utilizada) para criarem rugosidades iniciais, que evoluíram para ondulações. Durante esse tempo adicional, as correntes de turbidez ajustaram as condições do leito móvel, a partir da deposição de parte dos sedimentos transportados junto ao leito, criando depósitos com espessuras de 1,1 a 0,6 cm (conforme houve acréscimo da vazão).

A figura 148 a apresenta os valores de comprimento (λ) e altura (η) das ondulações medidas nas proximidades da estação 3, conforme tabela 29. Os resultados indicam haver boa correlação entre essas dimensões, coeficientes de determinação (R^2) igual a 0,905, ligeiramente maior do que o observado separadamente, para cada tipo de correntes de densidade (0,89) (Fig. 148 a).

Os valores da tabela 29 revelam que as formas de fundo geradas por correntes salinas se movimentam mais rapidamente, apresentando maiores velocidades de migração (u_{migr}), em relação àquelas geradas pelas correntes de turbidez (Fig.148 b). Os comprimentos das ondulações (λ) apresentaram boa correlação exponencial ($R^2 = 0,76$)

com as velocidades de migração das ondulações (u_{migr}) (Fig. 148 b). Essa correlação foi refinada em comparação à observada nas correntes salinas ($R^2 = 0,64$), mas diminuiu em relação à observada nos experimentos com correntes de turbidez ($R^2 = 0,97$).

Figura 148. Correlações entre (a) velocidade e migração e comprimento das ondulações ($u_{migr} \times \lambda$) e (b) altura e o comprimento das ondulações ($\eta \times \lambda$) para as correntes salinas (CS) e de turbidez (CT).



Fonte: elaboração própria.

8.3 DIAGRAMAS DE PREVISÃO

8.3.1 Movimento e transporte de sedimentos

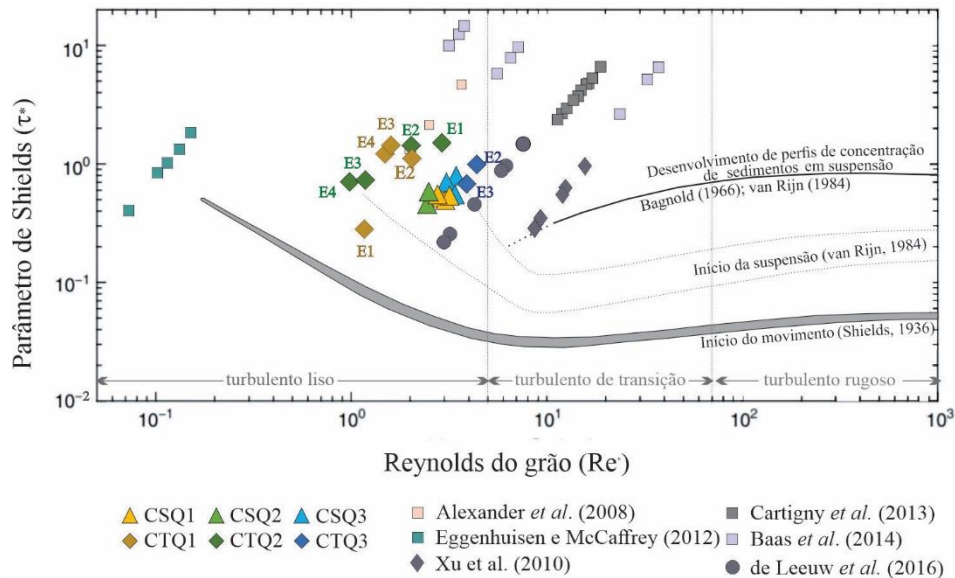
Estudos experimentais com correntes de densidade devem buscar atender a valores de diferentes parâmetros adimensionais, a fim de representar os processos da escala natural da forma mais similar possível. Assim, para garantir a semelhança dinâmica dos escoamentos, por exemplo, os valores de número de Froude densimétrico (Fr_d) e do número de Reynolds (Re), devem se aproximar dos encontrados na natureza. No presente estudo, os valores de Fr_d foram maiores que a unidade em todos os experimentos, representando regimes de escoamento supercríticos. Já os valores de número de Reynolds (Re), apesar de menores que os presentes em escala real, foram bastante elevados para simulações de laboratório em menor escala, garantindo assim, o regime turbulento do escoamento.

Já o parâmetro de Shields (1936) (τ^*) que representa a relação entre as forças de cisalhamento turbulento e a queda das partículas, induzida pela gravidade, e o do número de Reynolds do grão (Re^*), outros dois números adimensionais muito importantes no estudo das correntes de densidade, foram calculados para o presente estudo (Fig. 149).

Em todos os experimentos desenvolvidos no presente estudo, os valores do parâmetro de Shields (τ^*) do escoamento sobre o leito móvel excederam os valores

críticos propostos por Shields (1936). Isso é, houve movimentação dos grãos durante os experimentos, caso contrário, as formas de fundo não teriam se desenvolvido (SIMONS E RICHARDSON, 1961).

Figura 149. Valores de Reynolds do grão (Re_*) e parâmetros de Shields (τ^*) desse estudo e de outros autores.



Fonte: Shields (1936, *apud* Leeuw *et al.*, 2016) modificado e traduzido para o português.

Apesar de os resultados das correntes de turbidez terem se localizado na região classificada como limiar para o transporte de sedimentos por suspensão (VAN RIJN, 1984), houve grande transporte de sedimentos dessa maneira. No entanto, os sedimentos presentes na mistura foram injetados no canal pelo sistema de alimentação ao longo do tempo do experimento, e não por processos de erosão e carreamento criados pela própria corrente no interior do canal. Pelo contrário, as correntes de turbidez foram classificadas como deposicionais, apesar de terem apresentado tensões de cisalhamento junto ao fundo (τ_b) maiores que as necessárias para o movimento dos grãos. Esses resultados vão ao encontro ao estudo de Leeuw *et al.* (2016), uma vez que os autores defendem que escoamentos hidraulicamente lisos (o caso do presente estudo, $1,1 < Re_* > 3,2$) não são capazes de transportar seus sedimentos em suspensão por longas distâncias. Destaca-se, no entanto, a presença de correntes de turbidez deposicionais na natureza e a importância de se desenvolver pesquisas experimentais como a realizada no presente estudo.

Em relação às correntes salinas, não houve carreamento e transporte de sedimentos em suspensão, assim como indicado pela curva de van Rijn (1984) do

diagrama de Shields (Fig. 149) que indica uma região provável do início do transporte por suspensão. Considera-se que, valores ligeiramente mais elevados de τ^* ou Re^* promoveriam as tensões turbulentas e o suporte dos grãos necessários para o carreamento e transporte por suspensão.

Leeuw *et al.* (2016) trouxeram ao debate a importância de se atentar não somente ao cumprimento dos valores mínimos do parâmetro de Shields (τ^*) mas, também, no desenvolvimento de correntes de densidade turbulentas hidraulicamente rugosas ou, ainda, de transição ($Re^* > 4$), como registrado em corrente de turbidez na natureza (XU *ET AL.*, 2010). Dessa forma, se garantiria que os processos turbulentos junto à interface escoamento-leito seriam melhor reproduzidos e as correntes de turbidez capazes de transportar sedimentos em suspensão por longas distâncias (*bypass*). Também, Leeuw *et al.* (2016) mostraram que correntes de turbidez experimentais como as de Eggenhuisen e McCaffrey (2012) e Alexander (2008) foram hidraulicamente lisas ($Re^* < 4$) e inaptas a criar características morfodinâmicas de canalização (processo erosivo), ao contrário do apresentado por Cartigny *et al.* (2013), Baas *et al.* (2015) e pelos próprios autores (LEEUEW *ET AL.*, 2016).

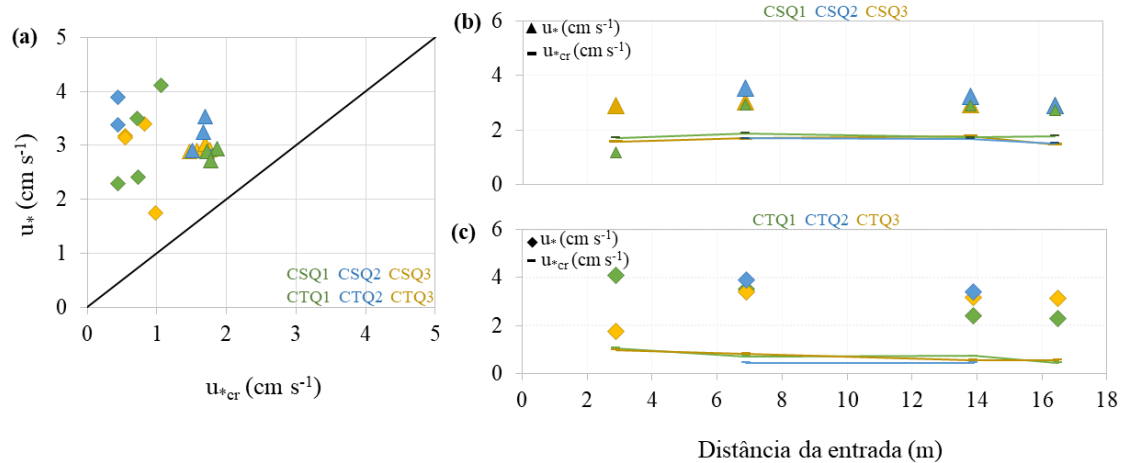
Ainda, a fim de melhor explorar essa região de interação entre escoamento e leito móvel e comparar os resultados obtidos para as correntes de densidade do presente estudo com leis desenvolvidas para escoamentos à superfície livre, foram testadas as definições de van Rijn (1984 b) e de Julien (2010).

Segundo van Rijn (1984 b), a velocidade de cisalhamento crítica (u_{*cr}) necessária para transportar sedimentos em suspensão é dependente da velocidade de queda (u_q) e do diâmetro adimensionalizado (d_{50}^*) das partículas (Eq. 20). No presente estudo, as velocidades de cisalhamento (u^*) registradas para as correntes de turbidez (Fig. 150 a e c) apresentaram valores até nove vezes acima daqueles previstos (u_{*cr}) pelo autor.

A diferença entre u_{*cr} e u^* foi um pouco menor para as correntes salinas, mas também apresentando valores (até duas vezes) acima do limiar (Fig. 150 a e b) em função dessas escoarem sobre leito composto de partículas maiores e de velocidade de queda mais elevada, em relação às partículas transportadas pelas correntes de turbidez. De fato, não houve transporte de sedimentos em suspensão pelas correntes de densidade salina, fato esse atestado qualitativamente através de observação visual durante o experimento e, também, pela inexistência de partículas de microesfera de vidro nas amostras coletadas. Observa-se um ponto de u^* , referente à estação 1 do experimento CSQ1, que se encontra abaixo do valor crítico (u_{*cr}) proposto por van Rijn (1984 b), o qual foi subestimado por

influência da sua proximidade do difusor e da precisão da metodologia de medição utilizada (ver item 6.2.2).

Figura 150. (a) Comparação entre valores de velocidade crítica de cisalhamento (u_{*cr}) previstas por van Rijn (1984 b) e velocidades de cisalhamento (u_*) referentes ao presente estudo. Distribuição espacial dos valores de u_{*cr} e u_* para (b) correntes salinas e (c) correntes de turbidez.

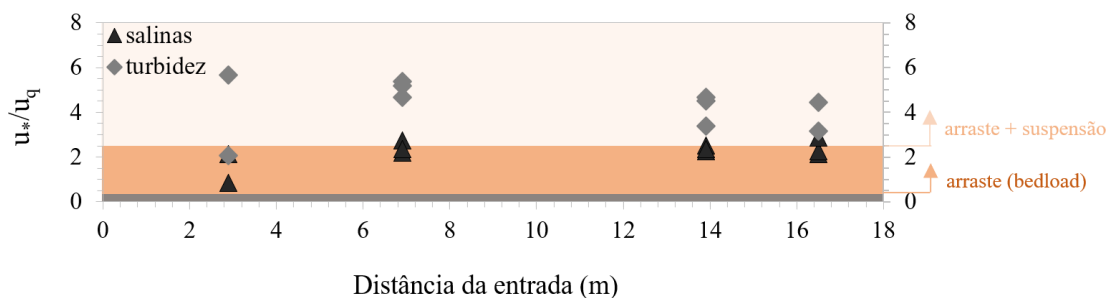


Fonte: elaboração própria.

Segundo Julien (2010), escoamentos à superfície livre que apresentam valores da relação entre velocidade de cisalhamento junto ao fundo e velocidade de queda da partícula (u_*/u_q) maiores que 2,5 indicam a ocorrência predominante de transporte de sedimentos em suspensão, onde os efeitos gravitacionais sobre as partículas são negligenciáveis quando comparados à mistura turbulenta. Para valores de u_*/u_q menores que 0,4, o transporte que domina é o por arraste ou, junto ao leito (*bedload*), existindo uma zona de transição entre 0,4 e 2,5, na qual transporte junto ao fundo e em suspensão contribuem para a carga total de sedimentos transportada.

A figura 151 mostra que, nas três correntes de turbidez, os valores de u_*/u_q foram maiores que o limiar de 2,5, variando entre 3,16 e 5,67 (com exceção da estação 1 de CTQ3). No entanto, apesar de transportarem sedimentos em suspensão, o transporte junto ao fundo também foi muito significativo, indicando que as velocidades de cisalhamento (u_*) aplicadas junto ao leito não foram superiores que as velocidades de queda dos grãos (u_q) ao longo da primeira metade do canal. A partir do décimo metro do canal experimental, após perder a parcela de sedimentos mais grossos, as correntes de turbidez apresentaram pouca deposição e maior taxa de transporte de sedimentos em suspensão, atendendo melhor à relação entre forças de u_*/u_q .

Figura 151. Variação do adimensional u_*/u_q ao longo do canal experimental e identificação dos limiares de transporte junto fundo (0,4) e em suspensão e junto ao fundo (2,5), segundo Julien (2010).



Fonte: elaboração própria.

Já as correntes de densidade salinas apresentaram valores de u_*/u_q bem menores, entre 0,81 e 2,86, sugerindo a ocorrência de transporte de sedimentos misto (Julien, 2010), tanto junto ao fundo, quanto por suspensão. Esses valores foram menores para as correntes salinas porque os grãos presentes no leito eram maiores e com u_q mais elevada. Diferente do previsto pela relação, não foi observado transporte por suspensão durante os experimentos com as correntes salinas. O transporte se deu apenas na região muito próxima ao leito, por meio do rolamento dos grãos.

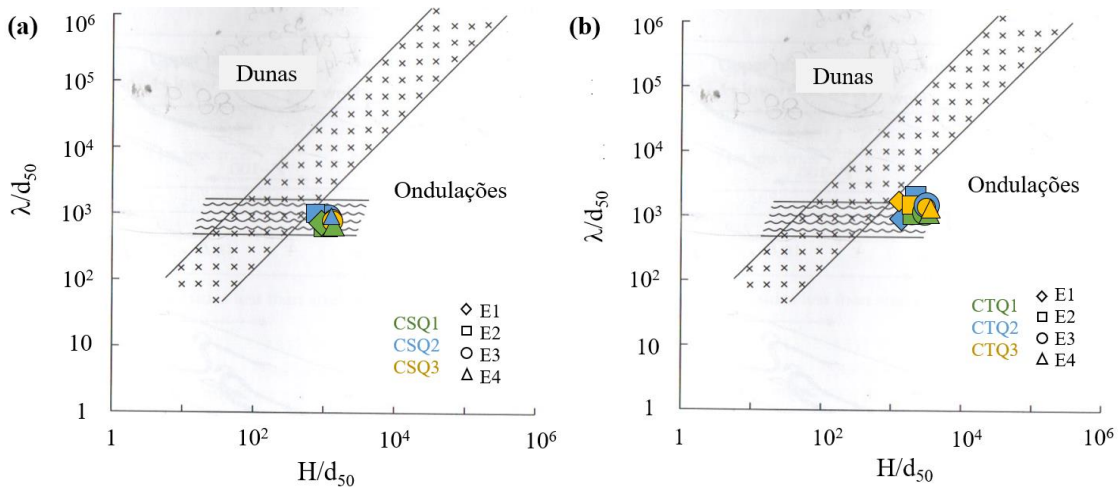
8.3.2 Formas de fundo

A fim de respaldar a classificação das formas de fundo como do tipo ondulações, os resultados de comprimento de onda (λ) e espessura média do escoamento (H), ambos adimensionalizados pelo diâmetro mediano dos grãos (d_{50}), foram plotados no diagrama de apresentado por Bridge (2003), a partir dados de Yalin (1977) (Fig. 152), para escoamentos à superfície livre. O diagrama indica regiões de provável ocorrência de dunas em equilíbrio para maiores valores de comprimento de forma (λ) em relação ao diâmetro mediano dos grãos (d_{50}), e menores espessuras de escoamento (H) (já que essas formas de fundo são sensíveis à superfície do escoamento). Diferentemente, as ondulações teriam mais chances de ocorrer para maiores espessuras (H) e menores tamanhos de grão (d_{50}).

Os resultados das correntes de densidade salinas do presente estudo (Fig. 152 a) se encontram plotados sobre a faixa de ocorrência das ondulações em equilíbrio, corroborando as informações já apresentadas até aqui. Os resultados das correntes de turbidez (Fig. 152 b) se localizam um pouco mais acima e à direita dessa faixa (devido aos menores d_{50}), mas ainda na região de ondulações e em acordo com a escala λ/d_{50} entre

500 e 1000 (YALIN, 1977 *apud* BRIDGE, 2003), desenvolvida para escoamentos à superfície livre.

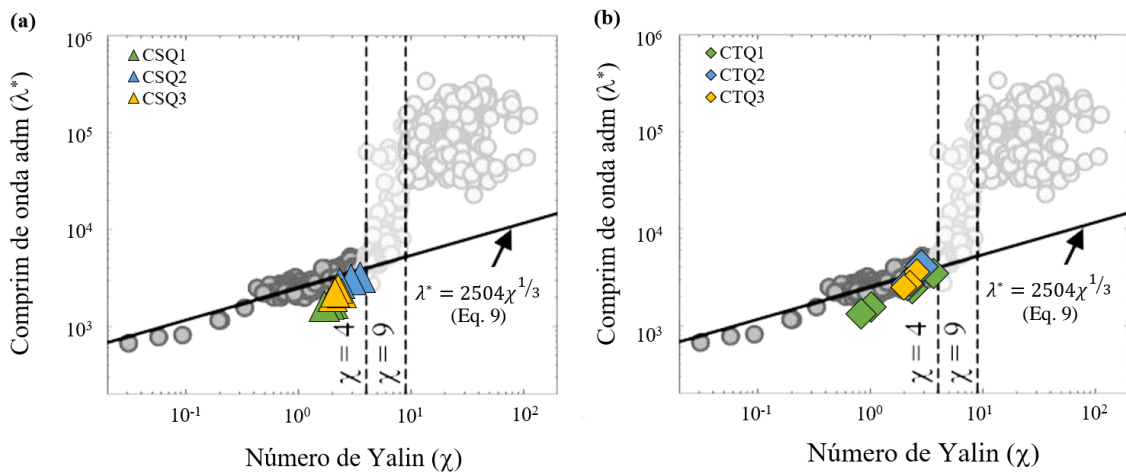
Figura 152. Resultados das correntes salinas (a) e de turbidez (b) plotados no diagrama de Yalin (1977). As faixas na diagonal e horizontal indicam a previsão de ocorrência de dunas e ondulações, respectivamente.



Fonte: Yalin (1977, *apud* Bridge, 2003), modificado e traduzido.

Mais recentemente, o estudo desenvolvido por Lapotre *et al.* (2017) tendo como base os diversos estudos de Yalin, permitiu ajustar alguns parâmetros às correntes de densidade, a fim de distinguir ondulações de dunas. A figura 153 apresenta os valores do número de Yalin (Eq. 7) e do comprimento adimensionalizado da forma de fundo (Eq. 9) no diagrama proposto por Lapotre *et al.* (2017) para os seis experimentos realizados.

Figura 153. Valores de comprimento da forma de fundo adimensionalizado (λ^*) e número de Yalin (χ) no diagrama proposto por Lapotre *et al.* (2017) para as correntes salinas (a) e de turbidez (b).



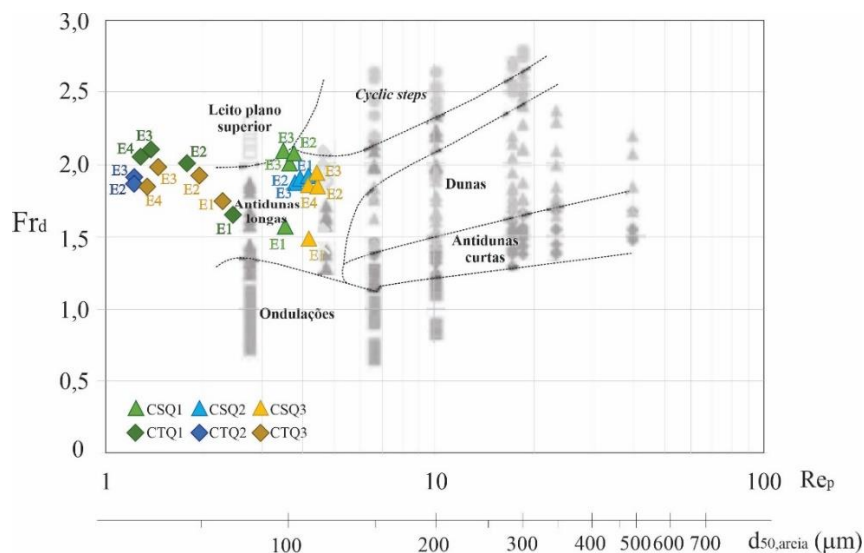
Fonte: modificado e traduzido de Lapotre *et al.* (2017).

Os resultados mostram que todas as formas de fundo geradas pelo presente estudo se localizaram na região das ondulações, de acordo com a equação 9 indicada no diagrama. Pontos mais próximos ao limiar $\chi = 4$ são, em geral, relativos aos dados obtidos nas estações posicionadas à montante dentro do canal experimental, onde os valores do parâmetro de Shields (τ^*) (parte do número de Yalin - χ) são levemente mais elevados.

Esse comportamento é mais evidenciado nas correntes de turbidez, pois nesses experimentos houve um acréscimo da declividade do canal ao longo dos dez metros iniciais (região das estações 1 e 2), o que atuou no aumento do parâmetro de Shields (τ^*) junto ao fundo. Além disso, é nessa região inicial do canal que se encontraram os maiores tamanhos de grão, fator também incluído no número de Reynolds do grão (Re^*).

Enquanto Lapotre *et al.* (2017) focaram na distinção de ondulações e dunas, outros autores desenvolveram diagramas que contemplam um maior número de tipos de formas de fundo. A figura 154 apresenta o diagrama de Fedele *et al.* (2016), que relaciona os números adimensionais de Froude densimétrico (Fr_d , Eq. 23) e de Reynolds da partícula (Re_p , Eq. 40), provindos de correntes salinas experimentais e suas formas de fundo geradas.

Figura 154. Valores de Fr_d e Re_p dos experimentos desse estudo plotados no diagrama de previsão de formas de fundo de Fedele *et al.* (2016).



Fonte: modificado e traduzido de Fedele *et al.* (2016).

Os resultados referentes às correntes de turbidez CTQ1, CTQ2 e CTQ3 se localizaram mais à esquerda do diagrama, complementando o mapeamento de uma região não definida pelos autores. Para esses escoamentos, o número de Reynolds da

partícula (R_{ep}) foi menor que o das correntes salinas, em função de ter sido calculado a partir do diâmetro mediano dos grãos (d_{50}) de amostras coletadas após os experimentos, menores que aqueles presentes no leito móvel inicial (e no leito móvel das correntes salinas). Isso ocorreu porque todas as correntes de turbidez foram deposicionais e geraram um depósito com o próprio material depositado logo nos primeiros segundos de ensaio.

As correntes de densidade salinas, por sua vez, se localizaram na região de previsão de antidunas longas (Fig. 154), próximos às regiões de leito plano superior e de *cyclic steps*, em virtude dos altos valores de número de Froude densimétrico (Fr_d) desses escoamentos. Caso as correntes salinas tivessem apresentado valores de Fr_d menores que, aproximadamente, 1,3, teriam caído na região prevista pelos autores. Isso é, as forças inerciais (basicamente regidas pela velocidade média dos deslocamentos) foram maiores perante as forças gravitacionais nas correntes salinas do presente estudo, quando comparadas ao estudo de Fedele *et al.* (2016).

Sugere-se que isso tenha ocorrido em função da escala do modelo físico utilizado, a qual, no presente estudo, permitiu o desenvolvimento de correntes com maiores velocidades médias (U), parâmetro ao qual o número de Froude densimétrico demonstra alta sensibilidade. Baixas variações de U , por sua vez, não causariam acréscimos relevantes das tensões de cisalhamento aplicadas junto ao fundo (τ_b) ou nos números de Reynolds do grão (Re_*), parâmetros relacionados ao transporte de sedimentos e à geração das ondulações.

A fim de entender melhor a sensibilidade do número de Froude densimétrico (Fr_d), a tabela 30 apresenta os valores médios de velocidade (U) e massa específica (ρ) calculados a partir dos dados experimentais de CSQ3, e os valores de U e ρ necessários para se obter valores de Fr_d menores (aproximadamente 1,3 – ver figura 154), próximo ao limite entre ondulações e antidunas longas do diagrama de Fedele *et al.* (2016). Enquanto as velocidades médias (U_{limite}) teriam de ser, pelo menos 25% menores do que as calculadas (U), os valores de massa específica média das correntes (ρ_{limite}) deveriam ser até 59% maiores, a fim de se obter valores de Fr_d compatíveis à região de geração de ondulações. Os valores das diferenças apontadas seguem similares para todos os experimentos. As pequenas diferenças de velocidade média (U) registradas são relacionadas à metodologia (decomposição da componente horizontal em relação ao ângulo do sensor com o leito) ou, até mesmo, ao próprio equipamento utilizado (Fedele *et al.*, 2016 utilizaram instrumentos ADV Sontek®).

Tabela 30. Valores médios de velocidade e massa específica do experimento CSQ3 registrados (U e ρ) e calculados como sendo limites (U_{limite} e ρ_{limite}) para se obter Fr_d de ondulações.

Estação	U	U_{limite}	%	ρ	ρ_{limite}	%
	$m\ s^{-1}$			$kg\ m^{-3}$		
1	0,336	0,310	7,7	1037,6	1048,0	20,9
2	0,396	0,305	22,9	1030,0	1069,0	55,1
3	0,426	0,318	25,3	1028,8	1073,0	59,1
4	0,394	0,302	23,3	1025,1	1059,0	55,8

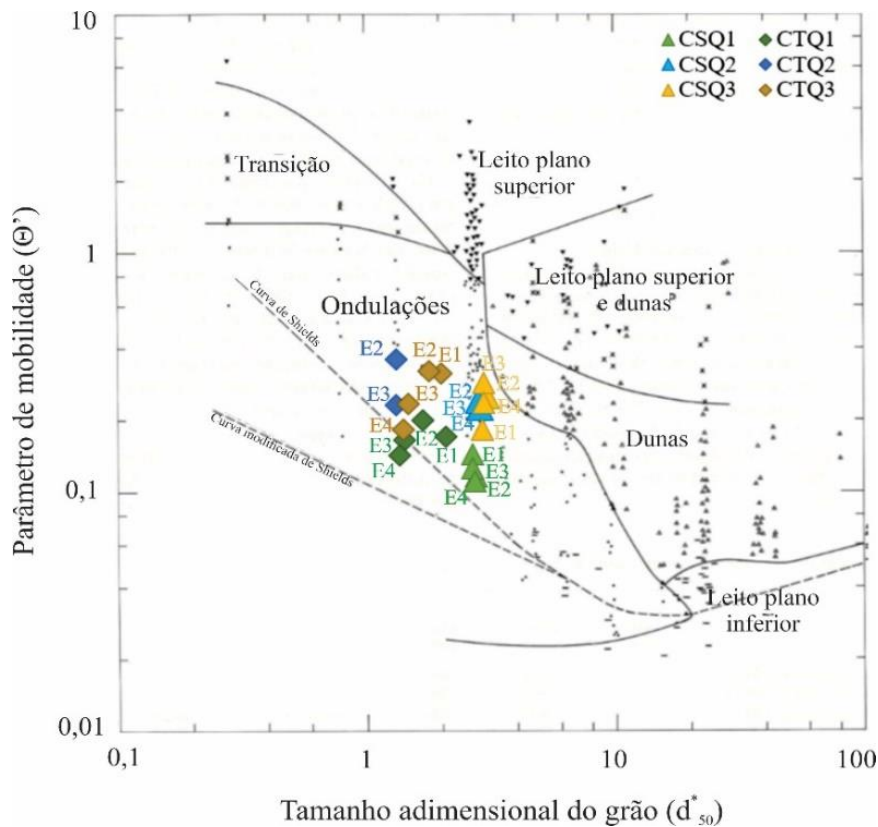
Fonte: elaboração própria.

Igualmente importante é a ponderação sobre o tipo de material utilizado em ambos os estudos, quartzo (microesfera de vidro) e plástico. Apesar de o diagrama de Fedele *et al.*, 2016 (Fig. 154) levar em consideração a adimensionalização das informações sobre o material sedimentar utilizado (em termos de Reynolds da partícula - Re_p), deve-se atentar para o fato de que quartzo e plástico apresentam diferenças de mobilidade (Θ'), perante as forças aplicadas junto ao leito, as quais podem resultar na geração de diferentes formas de fundo.

Outro diagrama de previsão muito utilizado é o de Van den Berg e Van Gelder (1993), o qual consiste em uma revisão do diagrama de van Rijn (1984), e relaciona o parâmetro de mobilidade (Θ' - Eq. 59 do Anexo B) e o tamanho adimensionalizado dos grãos (d_{50}^*) (Fig. 155). Esses parâmetros foram calculados para as correntes de densidade salinas (CSQ1, CSQ2 e CSQ3) e de turbidez (CTQ1, CTQ2 e CTQ3) e foram plotados na região compatível à previsão de ondulações.

O deslocamento vertical dos pontos se deve à variabilidade dos valores de parâmetro de mobilidade (Θ'), que é menor para os experimentos de menor vazão (CSQ1 e CTQ1), devido, principalmente, aos menores valores de velocidade média (U) desses escoamentos. Para os experimentos de vazões de média (CSQ2 e CTQ2) e máxima (CSQ2 e CTQ2) essa tendência já não é tão evidente, por influência de outros parâmetros, como o d_{50} (quanto maior d_{50} , como no caso das correntes de turbidez, menor o parâmetro de mobilidade Θ'). A diferença dos valores de d_{50}^* entre as correntes de densidade salinas e de turbidez, se devem, mais uma vez, ao tamanho dos grãos (d_{50}) do leito móvel, que foram menores para as correntes de turbidez, uma vez que essas foram deposicionais.

Figura 155. Valores de Θ' e d_{50}^* plotados no diagrama de previsão de formas de fundo de Van den Berg e Van Gelder (1993).



Fonte: modificado e traduzido de Van den Berg e Van Gelder (1993).

Em seu estudo experimental, Koller *et al.* (2017) geraram formas de fundo do tipo leito plano inferior, ondulações e dunas, a partir de correntes de densidade salinas, e aplicou esses dados em diferentes de previsão, dentre eles, o de Van den Berg e Van Gelder (1993). Os resultados de Koller *et al.* (2017) mostraram um bom ajuste aos parâmetros Θ' e d_{50}^* , tendo todas as ondulações posicionadas na região indicada no diagrama para a ocorrência dessas formas de fundo.

9. MODELO CONCEITUAL E ANÁLOGOS

Esse estudo foi capaz de modelar fisicamente correntes de densidade salinas e de turbidez com habilidade de interagir com leito móvel e de gerar formas de fundo classificadas como ondulações. Essas formas de fundo foram desenvolvidas a partir de escoamentos supercríticos ($Fr_d > 1$), condição hidráulica diferente da observada por escoamentos à superfície livre, mas com suporte científico de observações já realizadas por outros estudos com correntes de densidade.

Os dois tipos de correntes de densidade foram realizados com similares parâmetros de entrada (massa específica de mistura e vazão de injeção). Apesar de desenvolverem valores médios de U , H e $\Delta\rho$ distintos, o número Fr_d se manteve similar entre os experimentos de igual vazão. Isso é, enquanto a parcela das forças inerciais foi maior para as correntes salinas, em função dos seus maiores valores de velocidade médias, as forças gravitacionais foram maiores para as correntes de turbidez, em função das maiores espessuras médias. Ainda, todos os escoamentos apresentaram números de Reynolds acima de 30000, atendendo à semelhança dinâmica com as correntes de densidade observadas na natureza, em relação aos processos turbulentos.

Os mecanismos envolvidos na geração de formas de fundo por correntes de densidade são complexos e difíceis de serem explicados pela correlação de apenas alguns fatores. Sendo assim, o quadro 4 reúne diversas evidências, trazidas à luz do estudo, a fim de apontar as principais diferenças entre as correntes salinas e as de turbidez, uma vez que a primeira é considerada um fluxo conservativo (em relação ao sal dissolvido) e, a segunda, não-conservativo.

Quadro 4. Resumo das características das correntes de densidade salinas (CS) e de turbidez (CT).

	Correntes de densidade salinas CS	Correntes de turbidez CT
Escoamento	Aceleram suavemente espacialmente ($\delta U/\delta x > 0$)	Desaceleram bruscamente espacialmente ($\delta U/\delta x < 0$)
	Suave aumento da espessura do escoamento de montante para jusante	Aumento mais acentuado da espessura do escoamento de montante para jusante
	Suave decréscimo espacial das concentrações médias (devido ao carreamento)	Brusca diminuição espacial das concentrações médias (devido à deposição e ao carreamento)
	Estratificação estável ($Ri_{grad} > 0,25$): (a) ao longo de toda espessura do escoamento, nos primeiros 4 m do canal; (b) restrita à região das $u_{máx}$, ao longo do restante do canal.	Estratificação estável ($Ri_{grad} > 0,25$): (a) junto ao fundo e na superfície, nos primeiros 7 m do canal; (b) na região das $u_{máx}$, ao longo de todo canal.
	Maior turbulência junto ao leito	Turbulência amortecida pela presença de sedimentos em suspensão.

	Maiores valores de τ_b ao longo da segunda metade do canal (a partir do décimo metro).	Maiores valores de τ_b ao longo da primeira metade do canal (até o décimo metro).
	Escoamento turbulento hidraulicamente liso ($Re_* < 4$), mas muito próximo da transição liso-rugoso.	Escoamento turbulento hidraulicamente liso ($Re_* < 4$)
	Corrente não deposicional (<i>bypass</i>)	Corrente deposicional
	Não foi capaz de carrear sedimentos em suspensão	Apesar de transportar sedimentos em suspensão e junto ao fundo (<i>bedload</i>), não houve carreamento de sedimentos (como definido por Parker <i>et al.</i> , 1987).
Leito móvel	Inclinação do leito móvel constante (3°) ao longo do canal	Inclinação variável (de 4,9 a 3,5°) ao longo dos 10 m iniciais do canal. Após, similar à 3°.
	Diâmetro mediano dos grãos similar a 110 μm ao longo de todo canal.	Diâmetro mediano dos grãos variável ($51 < d_{50} (\mu\text{m}) < 79$) ao longo do canal
	Formas de fundo com baixa variabilidade espacial de comprimento (λ).	Elevado desvio padrão do tamanho das formas de fundo (λ) de montante para jusante, principalmente nos 10 m iniciais do canal
	Menores λ das formas de fundo ao longo dos 10 m iniciais, em relação às geradas pelas CT.	Maiores λ das formas de fundo ao longo dos 10 m iniciais, em relação às formas geradas pelas CD.
	Maiores λ das formas de fundo a partir do 10° m, em relação às formas geradas pelas CT.	Menores λ das formas de fundo a partir do 10° m, em relação às geradas pelas CD.
	Maiores alturas (η) e velocidades de migração (u_{migr}) das formas de fundo.	Menores alturas (η) e velocidades de migração (u_{migr}) das ondulações

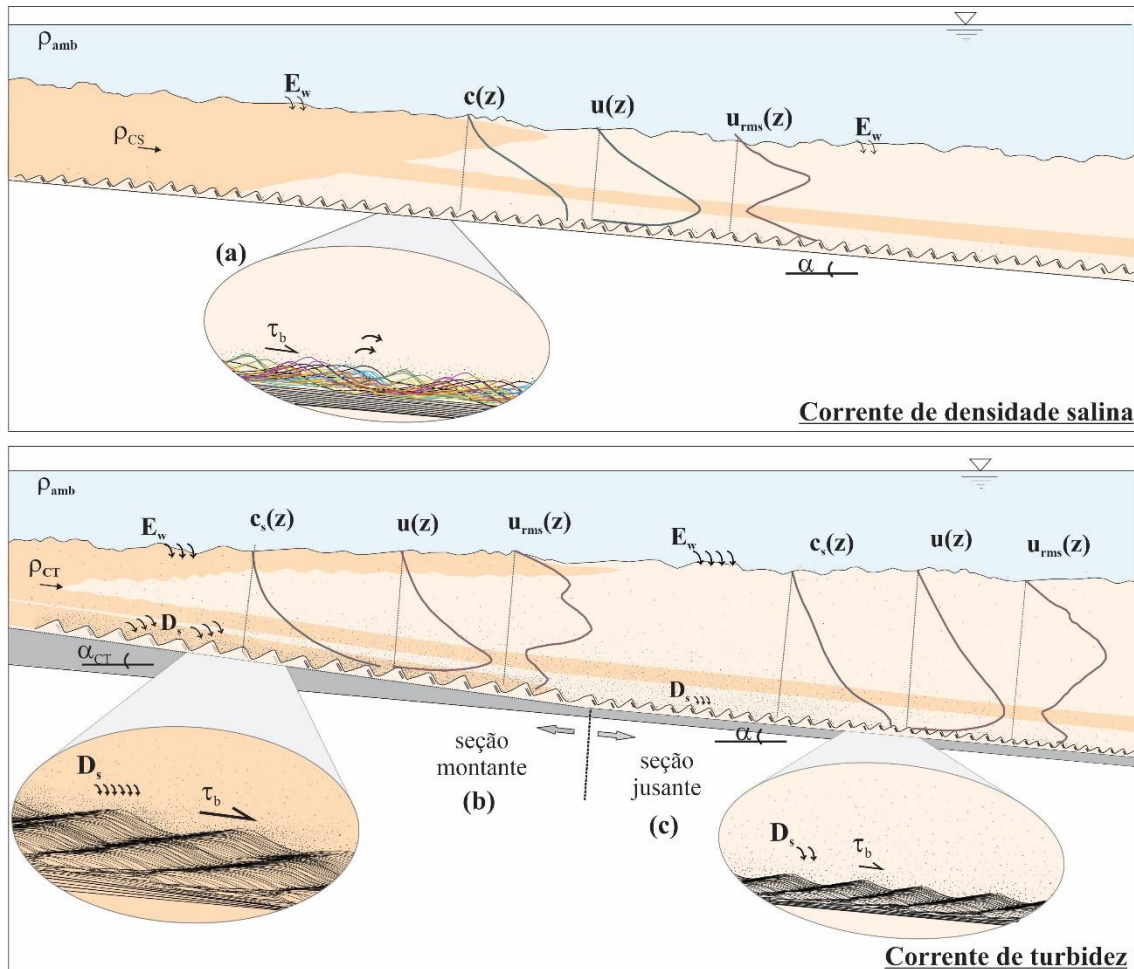
Fonte: elaboração própria.

9.1 MODELO CONCEITUAL

Com base no exposto acima e nos resultados apresentados nos capítulos 6 a 8, a figura 156 apresenta um modelo conceitual desenvolvido para a geração de formas de fundo do tipo ondulações, a partir de correntes de densidade salinas e de turbidez. Considerou-se que essas formas de fundo atingiram suas dimensões de equilíbrio, dadas as baixas variações de altura (η) e comprimento (λ), observadas nas três vazões de injeção testadas nesse estudo. Os processos de geração e as dimensões das ondulações apresentaram diferenças desde a injeção das correntes no canal, até o final dos dezoito metros do modelo físico, para ambos os tipos de corrente. Isso porque a natureza distinta das correntes salinas e de turbidez reproduziu processos hidráulicos, turbulentos e sedimentológicos característicos, especialmente acentuados nas correntes de turbidez, ao longo da primeira metade do canal experimental. A fim de possibilitar comparações entre as ondulações geradas por ambos os tipos de correntes de densidade, esse modelo

conceitual apresenta os resultados a partir da divisão do canal experimental em duas regiões, denominadas como seção montante (da entrada até o décimo metro) e seção jusante (a partir do décimo metro).

Figura 156. Modelo conceitual da geração de formas de fundo por correntes de densidade experimentais salinas (a) e de turbidez, dividido em seção montante (b) e jusante (c).



Fonte: elaboração própria.

A partir da análise conjunta de todos os resultados, o modelo apresentado propõe que, conforme as semelhanças hidráulicas estabelecidas por ambos os tipos de escoamentos ao longo da seção jusante, as correntes de densidade salinas podem ser utilizadas no estudo da geração de formas de fundo experimentais, como substituta das correntes de turbidez diluídas ($C_{vol} < 1\%$ e $C_{vol,b} < 2\%$) e compostas por material sedimentar fino (com tamanhos médios de grão em torno de 53 a 59 μm). Esses valores são resultado de um mecanismo de auto regulação das correntes de turbidez, a partir da qual esses escoamentos depositaram sua fração mais grossa ao longo da seção montante,

alcançando a seção jusante com material sedimentar de fração mais fina e de menor velocidade de queda, fatores que favoreceram o transporte por suspensão. Dessa forma, como resultado dessa regulação, as três correntes de turbidez desenvolveram perfis verticais de concentração, velocidade e intensidades turbulentas (Fig. 156 c), ao longo da seção jusante, com formatos muito similares aos observados nas correntes de densidade salinas (Fig. 156 a), o que acabou por resultar em características de estratificação vertical equivalentes em ambos os tipos de escoamento. Ainda, a seção jusante também apresentou similaridade em termos de inclinação de leito, uma vez que as taxas de deposição das correntes de turbidez (assim como as inclinações de leito) foram aproximadamente constantes (Fig. 156 c) e, conseqüentemente, e em termos de tensões de cisalhamento junto ao fundo (τ_b).

Fundamentado nas semelhanças apresentadas, considera-se ser válida a comparação das formas de fundo geradas ao longo da seção a jusante. Nessa região, os comprimentos das ondulações (λ) geradas pelos experimentos salinos foram, apenas, entre 8,8 e 22,0 % maiores que os das formas geradas pelas correntes de turbidez. Essa diferença é atribuída aos valores superiores de concentrações junto ao fundo (c_b) e à maior rugosidade do leito (d_{50}) e conseqüente acréscimo nas intensidades turbulentas (u_{rms}) nas correntes salinas (Fig. 156 a), intervindo de forma positiva nos processos de transporte de sedimentos. Como já explanado, as correntes de turbidez foram deposicionais e, dessa forma, o tamanho dos sedimentos presentes no leito da seção jusante apresentaram menores tamanhos de grãos (d_{50}) para as correntes de turbidez, fator diretamente relacionado aos menores valores de Re^* e relevante no controle do comprimento (λ) das ondulações (YALIN, 1977; BAAS, 1993; RAUDKIVI, 1997).

Analisando-se individualmente, as correntes de densidade salinas (Fig. 156 a) se comportaram de forma similar ao longo das seções montante e jusante, devido sua característica conservativa, a qual atuou na preservação das distribuições verticais de velocidade, concentração e intensidade turbulenta. Os perfis verticais de concentração desenvolveram maiores valores junto ao leito, que foram até, aproximadamente, a elevação das velocidades máximas. Acima dessa região os valores diminuíram suavemente até a camada de mistura superior. Os valores de velocidade, assim como as espessuras dos escoamentos apresentaram suave acréscimo na direção distal. As intensidades turbulentas apresentaram dois picos ao longo da vertical, separados por uma zona de valores reduzido, junto às velocidades máximas, onde as tensões cisalhantes são

próximas de zero. O transporte de sedimentos pelas correntes salinas ocorreu apenas por arraste (junto ao fundo), tendo as formas de fundo apresentado uma dinâmica de concomitante formação e destruição de seus picos e vales (Fig. 156 a), conforme migraram a jusante. Como reflexo do comportamento hidráulico e do transporte de sedimentos desses escoamentos, os processos de geração das formas de fundo se mostraram espacialmente equivalentes e as dimensões das ondulações geradas apresentaram baixa variabilidade ao longo das seções montante e jusante.

Diferentemente, durante a passagem das correntes de turbidez, o transporte de sedimentos ocorreu por suspensão e arraste (saltação e rolamento), com a concomitante deposição de parte dos sedimentos transportados e empilhamento de camadas (Fig. 156 b), formando ondulações com vales e picos se deslocando na direção do escoamento (estratificação cruzada cavalgantes), e com alta variabilidade espacial de comprimento (λ) das ondulações.

As correntes de turbidez apresentaram grande variabilidade das suas distribuições verticais de concentração, velocidade de avanço e, conseqüentemente, estratificações estáveis ao longo do canal. Ao longo da seção montante, a região inferior dos perfis de concentração das correntes de turbidez foi definida por altos valores (até 68% vezes maiores que aqueles observados nas correntes salinas). Esses valores apresentaram forte decréscimo na direção ascendente, até alcançar a região superior do escoamento, desenhando uma distribuição vertical com curvatura sempre voltada para cima. As ondulações desenvolvidas na seção montante apresentaram comprimentos maiores que os observados na seção jusante e, maiores que os observados das ondulações geradas pelas correntes salinas. As correntes de turbidez desenvolveram intensidades turbulentas junto ao leito (u_{rms}) razoavelmente inferiores às observadas nas correntes salinas ao longo de todo o canal, além de, adicionalmente, terem desenvolvido estratificações estáveis ($Ri_{grad} > 0,25$) junto ao fundo na seção montante. A análise isolada dessas características hidráulicas de ambos os tipos de correntes de densidade poderia fornecer indícios de que as formas de fundo geradas pelas correntes de turbidez teriam menores dimensões, já que os mecanismos descritos influenciam na diminuição dos processos turbulentos e do transporte de sedimentos. No entanto, deve-se somar a essa análise a característica deposicional das correntes de turbidez, que atuou na alteração da inclinação inicial do leito móvel durante os experimentos, de 3° para até 5° , no acréscimo das tensões de cisalhamento junto ao fundo (τ_b) e, conseqüentemente, no aumento dos

comprimentos (λ) das formas de fundo. Na estação 2, por exemplo, as correntes de turbidez apresentaram valores de τ_b ($N\ m^{-2}$) entre 28,4 e 39,0 % maiores em relação aos valores das correntes salinas.

Devido à perda da sua força motriz, a partir da deposição de seus sedimentos, a velocidade de propagação e as intensidades turbulentas das correntes de turbidez reduziram mais intensamente ao longo do canal, quando comparadas às correntes salinas. Além disso, apesar de terem desenvolvido coeficientes de carreamento (e_w) similares, as correntes de turbidez apresentaram maiores taxas de aumento das suas espessuras médias (Fig. 156 b). Ao alcançar a seção jusante (Fig. 156 c), o ajuste das distribuições verticais de velocidade e concentração das correntes de turbidez refletiram em baixas taxas de deposição e manutenção da inclinação do leito em 3°. Sendo assim, as tensões de cisalhamento junto ao fundo (τ_b) das correntes de turbidez e, conseqüentemente, os comprimentos das formas de fundo não sofreram influência da inclinação na seção jusante. Nos experimentos CTQ2 e CTQ3, os valores de τ_b foram apenas entre 6,9 e 14,1% maiores que seus pares salinos, CSQ2 e CSQ3. Já para a menor vazão de injeção, foi o experimento salino (CSQ1) que apresentou valores de τ_b maiores (até 32 % os observados em CTQ1), por influência dos maiores valores de concentrações junto ao fundo.

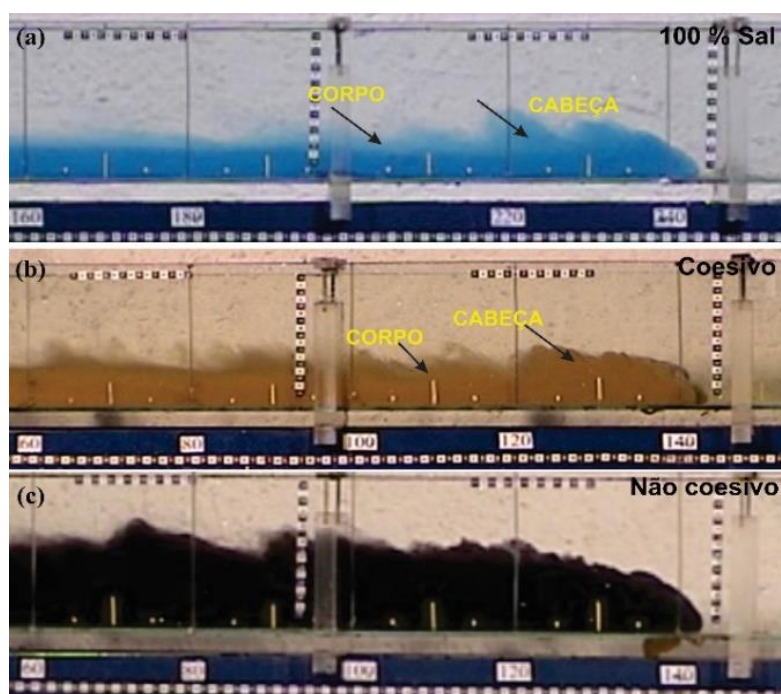
Por fim, para atingir as premissas referidas anteriormente, nas quais misturas salinas podem ser utilizadas na reprodução de formas de fundo por correntes de turbidez, o modelo físico deve apresentar escalas adequadas (longo comprimento e material com baixa densidade e velocidade de queda), que proporcionem ao escoamento capacidade adequada para transportar sedimentos em suspensão, com baixas taxas de deposição. Assim, a distribuição vertical das concentrações e velocidades serão similares para ambos os tipos de escoamentos e, dessa forma, os processos turbulentos serão respeitados, e a geração das formas de fundo ocorrerá sob condições hidráulicas equivalentes.

Autores como Dücker *et al.* (2007), Islam e Imram (2010) e Sequeiros *et al.* (2010b) defendem a possibilidade da utilização de misturas salinas como equivalentes de material sedimentar fino (argila) em suspensão, reforçando a importância da investigação realizada no presente estudo.

Apesar de não ter dado enfoque às formas de fundo, Dücker *et al.* (2007) mostraram ser legítima a premissa acima (Fig. 157) quando da reprodução de correntes

de turbidez com concentrações volumétricas (C_{vol}) menores que 2 %, ratificando os resultados encontrados no presente estudo. Infere-se que, a diferença entre a C_{vol} encontrada pelos autores e a identificada no presente estudo, seja proveniente da natureza do material utilizado. Isso é, enquanto os autores provaram que diferentes porcentagens da fração fina de correntes de turbidez podem ser substituídas por sal, no presente estudo, determinou-se que correntes puramente salinas podem ser desenvolvidas para representar correntes de turbidez compostas de material não coesivo (microesfera de vidro com $d_{50} > 50 \mu m$) com concentrações volumétricas de, até, aproximadamente, 1 %. À vista disso, o limiar de C_{vol} foi reduzido no presente estudo, pois a microesfera de vidro, material não coesivo e de maior tamanho que o utilizado pelos referidos autores, apresentou maiores taxas de deposição e desaceleração do escoamento, se afastando do comportamento observado nas correntes salinas.

Figura 157. Vista lateral da evolução das correntes de densidade a 140 cm da entrada: (a) corrente salina, (b) corrente de turbidez coesiva (carvão e bentonita) e; (c) corrente de turbidez não-coesiva (carvão).



Fonte: Dücker et al. (2007).

Islam e Imran (2010) analisaram a distribuição vertical de concentração, velocidade e energia cinética turbulenta (TKE) ao longo de um canal separado em duas declividades. Os perfis verticais de intensidade turbulenta (u_{rms}) do presente estudo seguiram a forma dos perfis de TKE desses autores, com dois picos separados por uma

zona de baixa turbulência (na altura das velocidades máximas). Além disso, os autores também identificaram que os processos turbulentos junto ao leito são menores nas correntes de turbidez, quando comparados às correntes salinas.

Sequeiros *et al.* (2010b) realizou um total de 68 correntes salinas, 5 correntes híbridas (sal e material sedimentar) e 1 corrente de turbidez. Os autores identificaram que a presença de formas de fundo atuou no deslocamento da velocidade máxima ($u_{m\acute{a}x}$) na direção ascendente, o que induziu a uniformização do excesso de densidade ($\Delta\rho/\rho$) na região próxima ao leito. Os valores do número de Richardson gradiente (Ri_{grad}) junto ao fundo foram menores que o valor crítico de 0,25, indicando que as estruturas turbulentas não foram notavelmente suprimidas, mesmo apresentando fortes gradientes de concentração nessa região do escoamento. A ausência de estratificação junto ao leito também foi observada nas correntes de densidade salinas e de turbidez do presente estudo, ao longo da seção jusante do canal experimental, como resultado da diluição dessas correntes e conseqüente aumento da homogeneidade das concentrações abaixo das velocidades máximas. Além disso, o presente estudo também observou estratificação estável ($Ri_{grad} > 0,25$) próximo ao fundo (somente nas CT) e na região superior (CS e CT) ao longo da seção montante do canal. Isso é explicado devido às altas taxas de variação da concentração desses escoamentos, pela proximidade da entrada do canal, apontando a ocorrência de amortecimento efetivo da turbulência.

9.2 ANÁLOGOS

As formas de fundo encontradas no presente estudo, classificadas como ondulações, podem ser encontradas em diversos ambientes naturais do planeta, como regiões costeiras, leitos de rios, reservatórios e no fundo dos oceanos.

Nos oceanos, as ondulações são normalmente encontradas próximo à borda de canais submarinos e em regiões de gradientes mais suaves, zonas de transições entre a plataforma continental e planícies abissais, onde potencialmente são encontrados reservatórios turbidíticos. A quebra de gradiente dessas zonas induz, muitas vezes, um ressalto hidráulico nas correntes de turbidez e, por conseqüente, a diminuição da energia desses escoamentos e a deposição dos sedimentos por elas carregados, gerando depósitos de boa porosidade e permeabilidade, dependendo do aprisionamento e da eficiência do sistema. Apesar da baixa declividade dessas regiões, o regime desses escoamentos é potencialmente supercrítico ($Fr_d > 1$) (mantendo semelhança com os experimentos do

presente estudo), já que correntes de densidade apresentam a influência da gravidade reduzida, ausente em escoamentos à superfície livre (MIDDLETON E SOUTHARD, 1984).

Além da ferramenta experimental, o conhecimento sobre as formas de fundo provém, muitas vezes, de observações realizadas em testemunhos geológicos ou em afloramentos, exposições rochosas que contêm registros sedimentares de antigos processos geológicos e hidráulicos. Os estratos gerados pelas acumulações sedimentares, denominados fácies deposicionais, podem ser observados na superfície terrestre a partir desses afloramentos sendo que, as formas de fundo neles registradas fornecem informações sobre a posição dentro da bacia sedimentar que se está avaliando, e sobre as propriedades hidráulicas e deposicionais das correntes de turbidez que ocorreram nessas zonas. As ondulações são formas de fundo geralmente associadas a regiões localizadas em regiões mais afastadas (nas bordas) da região central dos depósitos turbidíticos, onde as correntes de turbidez apresentam menor energia (mas ainda plenamente turbulentas) e maior diluição, desacelerando e depositando finas camadas de sedimentos de fração fina.

A partir das ondulações geradas pelas correntes de densidade salinas e de turbidez, e das estratificações cruzadas geradas pelas correntes de turbidez, os experimentos reportados no presente estudo correspondem a regiões distais de leques e lobos submarinos, os quais mostram fraca canalização. A fim de respaldar essa afirmação, a seguir serão apresentadas informações sobre o sistema deposicional de duas bacias sedimentares.

A figura 158 apresenta ondulações formadas na bacia de *Karoo*, África do Sul, analisadas por Fedele *et al.* (2016). Os autores sugerem que essas formas de fundo sejam ondulações e que tenham sido geradas sob condições similares de tensões de cisalhamento junto ao fundo às observadas em seu estudo experimental, uma vez que ambos apresentam sedimentos com propriedades similares de mobilidade.

Embora existam incertezas na identificação das condições hidráulicas dos escoamentos geradores dessas formas de fundo (já que ondulações não apresentam correlação com os valores médios de espessura - H - e a velocidade - U - do escoamento), é indiscutível a sua semelhança geométrica com aquelas observadas nos experimentos do presente estudo.

Figura 158. Afloramento com ondulações na Bacia do *Karoo* (África do Sul).



Fonte: Fedele *et al.* (2016).

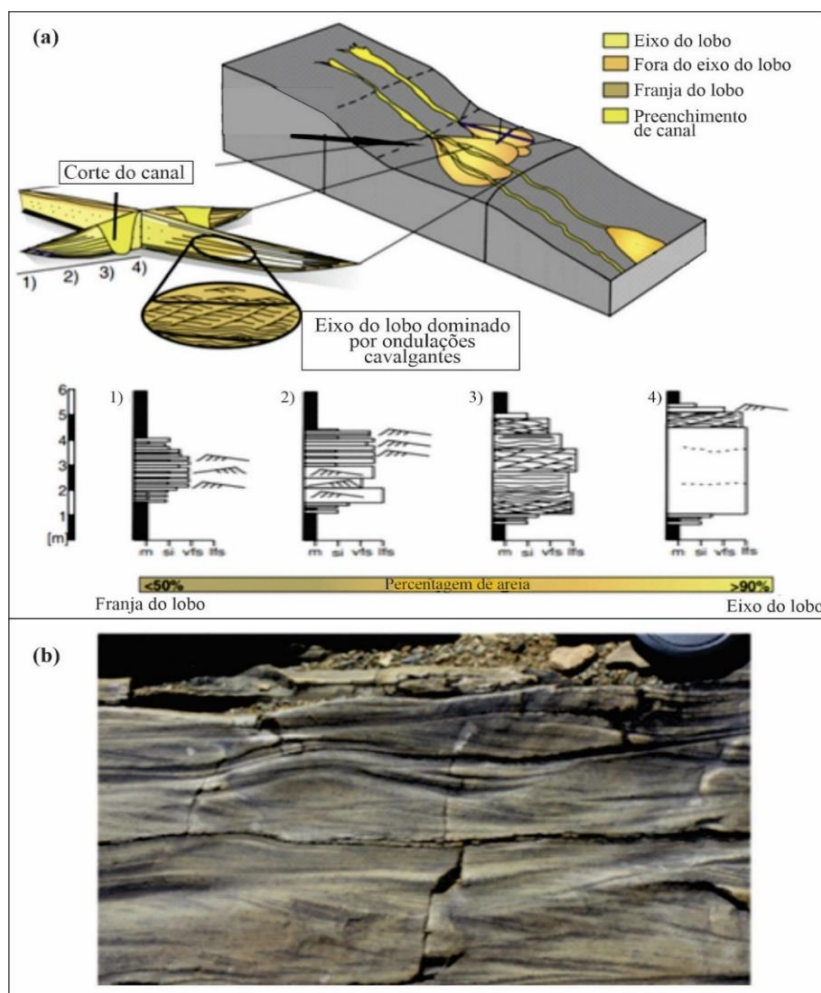
A figura 159 apresenta mais detalhes sobre o sistema deposicional onde as ondulações na figura 158 estão localizadas, conforme Sychala *et al.* (2015), a partir de 125 seções de medição de 3 a 36 m de comprimento (totalizando 2,8 km de espessura analisada), com medidas de tamanho de grãos, estruturas sedimentares e natureza e extensão das superfícies limitantes. Os autores identificaram seis tipos de associações de fácies, baseados nos processos sedimentares e ambientes deposicionais, sendo que, em duas, houve predominância de laminações de ondulações.

Uma das associações foi definida como arenito estruturado de camada média a fina (*medium- to thin-bedded structured sandstone*), que compreende camadas, entre 0,1 e 0,7 m de espessura, de arenito de grãos finos a muito finos, muito bem selecionados. As estruturas sedimentares presentes nesse depósito são laminações planas, laminações onduladas e laminações de ondulações e ondulações cavalgantes. As laminações de ondulações cavalgantes podem ser observadas com ângulos supercríticos de cavalgamento, assim como as observadas nesse estudo (Fig. 94), com a face montante preservada no depósito. Essas associações de fácies foram interpretadas como tendo sido depositadas por correntes de turbidez de baixa densidade, na região fora do eixo do lobo (Fig. 159 a). Formas de leito, como laminação planar e laminação de ondulação de corrente, são produzidas sob fluxos turbulentos diluídos, que retrabalham os sedimentos ao longo do leito, e correspondem ao intervalo Tc da sequência de Bouma (ver Fig. 7).

A segunda associação de fácies apresentada é a de arenito de camada fina (0,01 a 0,2 m) e de granulação muito fina, intercalado com siltito arenoso e siltito grosso a fino (*interbedded thin-bedded sandstones and siltstones*). Comumente, os arenitos e siltitos intercalados formam pacotes empilhados e de até 5 m de espessura, que internamente não apresentam tendências perceptíveis no tamanho do grão ou espessura do leito. As laminações de ondulações mostraram a ocorrência da preservação da face montante das

formas de fundo. Os autores interpretaram as laminações de ondulações como tendo sido formadas a partir do retrabalhamento imposto por correntes de turbidez diluídas, com taxas de agradação moderadas, enquanto as laminações das ondulações cavalgantes seriam resultado de altas taxas de agradação.

Figura 159. Arenito composto por grãos finos e laminações de ondulações cavalgantes, com um pouco de preservação da face montante, observado fora do eixo central de um lobo. Escala: tampa da lente da câmara (superior direita).



Fonte: modificado e traduzido de Spychala *et al.* (2015).

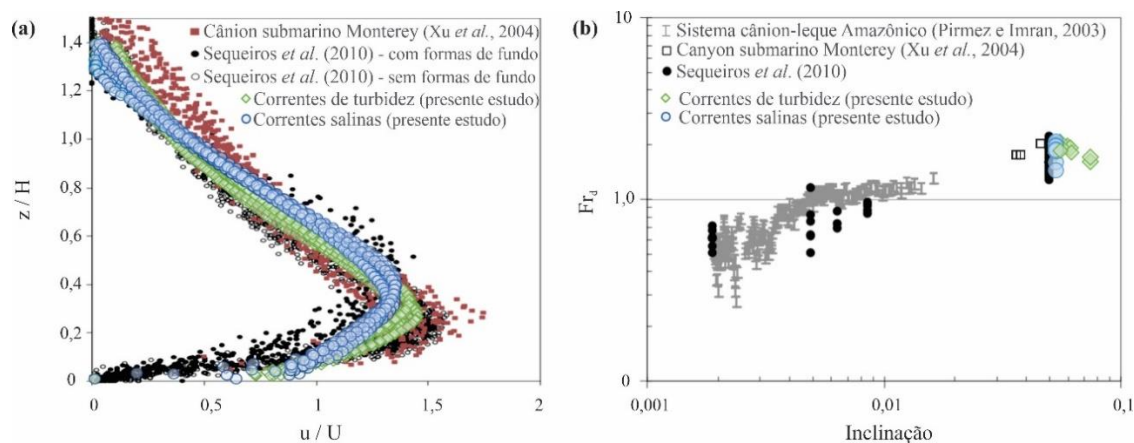
Perceba que as laminações cruzadas de ondulações cavalgantes (Fig. 159 b), similares às encontradas nos depósitos gerados pelas correntes de turbidez do presente estudo, foram encontradas em regiões laterais ao canal ou fora do eixo do lobo (franja), ou, ainda, em zonas localizadas mais a jusante do lobo. Nessas regiões os escoamentos apresentam menor energia em comparação à região do eixo do canal, onde o registro deposicional não apresenta estruturas sedimentares definidas (ver 4 da figura 159 a). Ainda, ao longo do corte localizado à direita do canal indicado na figura 159 a, nos

números 3, 2 e 1, é possível perceber que a percentagem de areia diminui conforme se afasta do canal. Isso indica um encadeamento entre a ocorrência da diminuição da energia do escoamento, da diminuição do tamanho dos grãos (material mais fino) e a ocorrência de estratificação cruzada de ondulações.

Ondulações também foram identificadas por Kane e Pontén (2012), na formação *Wilcox*, um sistema deposicional localizado no Golfo do México, composto por diversos canais e lobos deposicionais, localizados até 3 km de profundidade. A análise foi realizada a partir de mais de 915 metros de testemunhos, coletados em seis poços distribuídos espacialmente em toda área de estudo (permitindo mapeamento espacial). Ondulações foram identificadas na região desse sistema deposicional composta por grãos de tamanho predominantemente silte-areia, tendo a geração dessas formas de fundo sido atribuídas a correntes de turbidez turbulentas diluídas.

Em relação às características hidráulicas, perfis de velocidade de correntes de turbidez supercríticas medidas no Canyon submarino de Monterey (XU ET AL., 2004 *apud* SEQUEIROS ET AL., 2010 b) e os medidos experimentalmente por Sequeiros *et al.* (2010 b) (Fig. 160 a) mostram forte semelhança com as correntes de densidade salinas e de turbidez apresentadas no presente estudo. Os valores de Froude densimétrico (Fr_d) e inclinação de leito do presente estudo também correspondem à escala do cânion Monterey (à direita da figura 160 b). Isso sugere que os resultados experimentais podem ser extrapolados para o campo, auxiliando na interpretação hidráulica de fluxos como os responsáveis pela formação de sistemas sedimentares submarinos, como cânions e leques.

Figura 160. Arenito composto por grãos finos e laminações de ondulações cavalgantes, com um pouco de preservação da face montante, observado fora do eixo central de um lobo. Escala: tampa da lente da câmera (superior direita).



Fonte: modificado e traduzido de Sequeiros *et al.* (2010 b).

10. CONCLUSÕES

Esse estudo se propôs a investigar experimentalmente a viabilidade da utilização de correntes de densidade salinas como substitutas das correntes de turbidez, em termos de reprodução dos processos hidráulicos e sedimentológicos desses escoamentos e da sua habilidade em gerar e desenvolver formas de fundo de iguais tipo e dimensões.

A partir da realização de seis experimentos em um modelo físico mostrou-se ser possível a geração de formas de fundo em equilíbrio, tanto por correntes de densidade salinas (CS), quanto por correntes de turbidez (CT) deposicionais, a partir de concentrações de mistura e inclinações de leito similares, e testando-se três condições de vazão de injeção.

As correntes salinas apresentaram pouca variabilidade das suas características hidrodinâmicas de montante para jusante, com moderada alteração dos seus perfis verticais de velocidade e concentração. Por outro lado, as CT apresentaram acentuada deposição de sedimentos ao longo da seção montante (definida até o décimo metro do canal experimental), alterando, assim, a inclinação do leito inicial, intensificando as concentrações (c_b) e tensões de cisalhamento (τ_b) junto ao fundo e desenvolvendo distribuições verticais de velocidades e concentrações distintos em relação àquelas observadas nas CS. Como resultado disso, as CT produziram um maior número de zonas de estratificação vertical estável ($Ri_{grad} < 0,25$), e redução nas intensidades turbulentas junto ao fundo (u_{rms}), diferentemente do observado nas CS.

Ao alcançar à seção jusante (a partir do décimo metro do canal), as CT adquiriram taxas constantes de deposição, conservando a inclinação inicial do leito móvel. Esse comportamento hidráulico foi alcançado graças à diluição das CT, após terem depositado grande volume de sedimentos ao longo da seção montante e de terem passado por processos de carreamento da água ambiente mais intensos em relação às CS. Por conseguinte, ao longo da seção jusante, as CT manifestaram condições hidráulicas semelhantes às CS, principalmente em termos das distribuições verticais de velocidade, concentração e estratificação estável.

Ao longo de toda a extensão do canal, as formas de fundo geradas foram classificadas como ondulações, com base nas suas dimensões, diâmetro mediano dos grãos presentes no leito, classificação dos escoamentos como hidraulicamente liso ($Re_* < 4$), e a partir de diagramas de previsão de formas de fundo.

Em relação às dimensões, os comprimentos das ondulações foram consideravelmente maiores para as CT ao longo da seção montante do canal. Os

principais mecanismos de controle dos valores de λ são atribuídos ao aumento da inclinação do leito da seção montante e o consequente acréscimo da componente gravitacional na direção do escoamento e aumento das tensões de cisalhamento (τ_b) e concentrações (c_b) junto ao fundo. As inclinações acrescidas foram semelhantes nas três CT, independente da vazão de injeção das correntes de densidade, indicando ser um mecanismo intrínseco às próprias CT, como resposta às características do modelo experimental. Isso é, para os parâmetros de entrada utilizados nesse estudo, as vazões de injeção testadas não demonstram influência direta nas dimensões das formas de fundo.

Já na seção jusante, os comprimentos (λ) das formas de fundo foram semelhantes para ambos os tipos de correntes de densidade, mas, ligeiramente maiores quando gerados pelas CS. Essa diferença é atribuída ao tamanho mediano (d_{50}) dos grãos presentes no leito móvel, menores no caso das CT, por terem modificado as características iniciais do leito móvel, em função da deposição de seus sedimentos. Os menores valores de d_{50} refletiram na ligeira redução dos valores de Reynolds do grão (Re_*), parâmetro que atua no controle do comprimento de onda (λ) das formas de fundo.

Enquanto as formas de fundo geradas pelas CS surgiram logo nos primeiros segundos de experimento, nas CT, as mesmas necessitaram de mais tempo para surgir e se desenvolver, na casa dos minutos. Da mesma maneira, as formas de fundo salinas desenvolveram maiores dimensões e velocidades de migração. As formas de fundo geradas pelas CT apresentaram comportamento concomitante de geração e migração das formas de fundo no sentido do escoamento, com preservação da face jusante e desenvolvimento de depósitos com estratificação cruzada. No caso das CS, por não haver alimentação de sedimentos provindos do escoamento, as cristas e vales das formas de fundo apresentaram ciclos de construção e destruição, conforme migraram no sentido do escoamento.

À luz dos experimentos realizados (a partir do espectro de parâmetros utilizados) e dos resultados de distribuição vertical de velocidade e concentração, estratificação vertical, valores de tensão de cisalhamento e intensidade turbulenta junto ao fundo e do tamanho das formas de fundo geradas ao longo da seção jusante do canal experimental, o presente estudo mostrou ser válida a utilização de correntes de densidade salinas para representar processos de geração e desenvolvimento de formas de fundo do tipo ondulações por correntes de turbidez de baixa concentração volumétrica ($C_{vol} < 1\%$ e $C_{vol,b} < 2\%$).

Sendo assim, é interessante destacar a relevância do comprimento do canal experimental, no sentido de permitir a evolução das correntes de densidade, que desenvolvam similares características hidráulicas e sedimentológicas. Uma alternativa para acelerar a chegada das CT a essa condição de semelhança em relação às CS, é a utilização de misturas com sedimentos mais leves (como carvão) e muito bem selecionados, o que atuará na redução da velocidade de queda e nos processos de deposição das partículas.

Sugere-se a continuação desse estudo a partir da utilização de um material de menor massa específica, como substituto da microesfera de vidro utilizada no leito móvel e nas correntes de turbidez. Dessa forma, será possível utilizar material de maior tamanho de grão e reproduzir uma maior rugosidade do leito, sem implicações no aumento do peso e da velocidade de queda dos grãos. Assim, além dos números adimensionais de Reynolds (Re), Froude densimétrico (Fr_d) e número de Shields (τ^*), a escala de Reynolds do grão ($Re_* > 4$) também será respeitada (escoamentos turbulentos de transição) e os processos turbulentos reproduzidos. Ainda, sugere-se a reavaliação do posicionamento das estações 1 e 4, as quais, ao estarem posicionadas nos extremos do modelo, registraram dados das correntes de densidade com perturbações provocadas pela entrada e saída desses fluxos em relação ao canal experimental. As alterações propostas podem, também, viabilizar a modelagem de formas de fundo a partir de correntes de densidade subcríticas ($Fr_d < 1$), que apresentam dinâmica (relação entre forças cinéticas e viscosas) diferente das correntes supercríticas experimentadas nesse estudo.

Salienta-se que os resultados do presente estudo se aplicam à geração e comparação de ondulações, e que outros tipos de formas de fundo apresentam processos distintos de geração e desenvolvimento. Sabe-se, de antemão, que dunas e antidunas podem ser geradas no modelo experimental utilizado nesse estudo, a partir da sua adaptação e alteração de certos parâmetros de entrada, como o aumento da inclinação do canal e substituição do material sedimentar utilizado.

Recomenda-se o aprimoramento da metodologia de medição das alturas (η) das formas de fundo, com o intuito de aumentar o tamanho da amostra e refinar as correlações das dimensões e velocidade de migração das formas de fundo, uma vez que a visibilidade lateral das ondulações se restringiu à região da janela de observação. Outrossim, esse estudo incentiva o desenvolvimento de investigações voltadas à definição dos limiares de início de movimento dos grãos e do transporte de sedimentos por suspensão, a partir de

correntes de densidade, uma vez que a metodologia existente provém de escoamentos à superfície livre.

A metodologia experimental desenvolvida nesse estudo, que compreendeu a instalação de quatro estações de medição, possibilitou a análise espacial das características hidráulicas das correntes de densidade e da sua vinculação à variação dos comprimentos das ondulações. Destaca-se o êxito obtido e a inovação na investigação dos processos de carreamento, estratificação vertical e intensidades turbulentas dos escoamentos, como ferramenta imprescindível de estudo do transporte de sedimentos e da geração de formas de fundo por correntes de densidade.

Os resultados obtidos foram suficientes e satisfatórios no atendimento do objetivo proposto nesse trabalho, ao gerar resultados e análises adequadas, que permitiram a caracterização de diferenças e similaridades hidráulicas e sedimentológicas de correntes de densidade salinas e de turbidez, e da correlação dessas propriedades à geração das formas de fundo.

Por fim, os resultados gerados são de grande valia como base de dados para elaborar ou apoiar modelos de simulação numérica, além de produzir conhecimento e amparar estudos geológicos dos depósitos turbidíticos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AKIYAMA, J.; FUKUSHIMA, Y. Entrainment of noncohesive sediment into suspension. *3rd Int. Symp. on River Sedimentation*, S. Y. Wang, H. W. Shen, and L. Z. Ding, eds., Univ. of Mississippi, p. 804-813, 1986.
- ASHIDA, K., MICHIE, M. Study on hydraulic resistance and bedload transport rate in alluvial streams. *Trans. Jpn Soc. Civil Eng.*, 206, 59-69, 1972, apud SEQUEIROS ET AL., 2010, *Sedimentology*. v. 57, p. 1463-1490.
- ALEXANDER, J. Bedforms in Froude-supercritical flow. *Marine and River Dune Dynamics*. Leeds, United Kingdom, 2008.
- ALEXANDER, J., BRIDGE, J. S., CHEEL, R. J., LECLAIR, S. F. Bedforms and associated sedimentary structures formed under supercritical water flows over aggrading sand beds. *Sedimentology*, v. 48, p. 133-152, 2001.
- ALLEN, J. R. L., 1970. *Physical Processes of Sedimentation: an introduction*. Unwin Hyman; 4th edition, London, 248 p. ISBN-13: 978-0045510146
- ALLEN, J. R. L. Mixing at Turbidity Currents Heads, and its Geological Implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, Oklahoma, v. 41, p. 97-113, 1971.
- ALLEN, J. R. L. A classification of climbing ripple cross-lamination. *Journal. Geol. Soc. London*, v. 129, p. 537-541, 1973.
- ALLEN, J. R. L., 1982. *Sedimentary structures, their character and physical basis*, vol. I. Elsevier, Amsterdam, 593 p. ISBN: 9780080869438.
- ALLEN, J. R. L. Parallel lamination developed from upper-stage plane beds: a model based on the larger coherent structures of the turbulent boundary layer. *Sediment. Geol.*, v. 39, p. 227- 242, 1984.
- ALTINAKAR, M. S.; GRAF, W. H.; HOPFINGER E.J. Flow structure in turbidity currents. *Journal of Hydraulic Research*, v. 34, n. 5, p. 713-718, 1996.
- ASHLEY, G. M. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 60, p. 160-172, 1990.
- AZPIROZ-ZABALA ET AL. Newly recognized turbidity current structure can explain prolonged flushing of submarine canyons. *Science advances*, v. 3, n. 10, e1700200, DOI: 10.1126/sciadv.1700200, 2017.
- BAAS, J. H. *Dimensional Analysis of current ripples in recent and ancient depositional environments*. 1993. Faculteit Aardwetenschappen der Rijksuniversiteit Utrecht. 220 p. ISBN 90 71577-60-0.
- BAAS, J. H. A flume Study on the Development and Equilibrium Morphology of Small-Scale Bedforms in Very Fine Sand. *Sedimentology*. v. 41, p. 185-209, 1994.
- BAAS, J. H. Ripple, Ripple Mark, Ripple Structure. In: *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks* (Ed. by G.V. MIDDLETON), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, 565-568, 2003.
- BAAS, J. H.; DE KONING, H. Washed-out ripples: their equilibrium dimensions, migration rate, and relation to suspended-sediment concentration in very fine sand. *Journal of Sedimentary Research*, v. A65, n. 2, p. 431-435, 1995.
- BAAS, J. H.; BEST, J. L.; PEAKALL, J. Predicting bedforms and primary current stratification in cohesive mixtures of mud and sand. *Journal of the Geological Society*. doi:10.1144/jgs2015-024, 2015.
- BAGNOLD, R. A. An approach to the sediment transport problem from general physics. *U.S. Geological Survey Professional Paper 422-I*, 1966.
- BAGNOLD, R. A. The Nature of Saltation and of 'Bed-Load' Transport in Water. *Proceedings of the Royal Society of London*. Series A, Mathematical and Physical Sciences, v. 332, n. 1591, p. 473-504, 1973.
- BEHESHTI, A. A., ATAIE-ASHTIANI, B. Analysis of threshold and incipient conditions for sediment movement. *Coastal Engineering*, v. 55, p. 423-430, 2008.
- BEST, J. L., KIRKBRIDE A.D.; PEAKALL, J. Mean flow and turbulence structure of sediment-laden gravity currents: new insights using ultrasonic Doppler velocity profiling. *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.*, v. 31, p. 159-172, 2001.

- BOGRAD, S. J.; CHERESKIN, T. K.; ROEMMICH, D. Transport of mass, heat, salt, and nutrients in the southern California Current System: Annual cycle and interannual variability. *Journal of Geophysical Research*, v. 106, n. C5, p. 9255-9275, 2001.
- BOUMA, A.H., 1962. Sedimentology of some Flysch Deposits: a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam, New York, *Elsevier Pub. Co.*, 1962.
- BOZETTI, G. *Stratigraphy and Architecture of a coarse-grained deep-water system within the Cretaceous Cerro Toro Formation, Silla Syncline Area, southern Chile*. 411 p. 2017. Department of Geology and Petroleum Geology, University of Aberdeen, PhD Thesis.
- BRIDGE, J. S., 2003. Rivers and Floodplains: forms, processes, and sedimentary record. *Blackwell Science Ltd*, 504 p.
- BRITO, D. U.; MEDEIROS, D. S.; MANICA, R.; BORGES, A. L. O.; MAESTRI, R. D. Emprego de Equipamento de Visualização (Ecógrafo Médico) para o estudo de correntes de densidade não conservativas. *Revista Téc. de Energ. Petr. e Gás*, nº 2, ano 1, p. 54- 58, 2002.
- BRITTER, R.; SIMPSON, J. Experiments on the Dynamics of a Gravity Current head. *Journal of Fluid Mechanics*, v. 88, n. 2, p. 223-240, 1978.
- BROWNLIE, W. R. Prediction of flow depth and sediment discharge in open channels. Report n. KH-R-43a, 1981. Apud LAAJEUNESSE ET AL., 2010.
- BUCKEE, B. C. PEAKALL, J. Turbulence structure in steady, solute-driven gravity currents. *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.*, v. 31, p. 173-187, 2001.
- CARDOSO, A. H., 1998. *Hidráulica Fluvial*. Lisboa: Fundação Calouste Gulbenkian. 314 p.
- CARTIGNY, M. J. B.; POSTMA, G., VAN DEN BERG, J. H., MASTBERGEN, D. R. A comparative study of sediment waves and cyclic steps based on geometries, internal structures and numerical modeling. *Marine Geology*, v. 280, p. 40-56, 2011.
- CARTIGNY, M. J. B., EGGENHUISEN, J., HANSEN, E., POSTMA, G. Concentration-dependent flow stratification in experimental high-density turbidity currents and their relevance to turbidite facies models. *Journal of Sedimentary Research*, v. 83, p. 1046-1064, 2013.
- CARTIGNY, M., VENTRA, D., POSTMA, G., VAN DEN BERG, J. Morphodynamics and sedimentary structures of bedforms under supercritical-flow conditions: New insights from flume experiments. *Sedimentology*, v. 61, p. 712-748, 2014.
- CARTIGNY, M. J. B.; POSTMA, G. Turbidity current bedforms. In: GUILLEN, J. et al. *Atlas of bedforms in the Western Mediterranean*. New York: Springer. 2016.
- CHAPON, J.; MANICA, R.; MAESTRI, R. D. Inferência das Características Hidrodinâmicas de Fluxos de Densidade a Partir de Análise de Formas de Leito. In: Anais do XVI Salão de Iniciação Científica da UFRGS, Porto Alegre: UFRGS, p. 289, 2004.
- COLEMAN, S. E.; MELVILLE, B. W. Bedform development. *J. Hydraul. Eng.*, v. 120, p. 544-560, 1994.
- DEL REY, A. C. *Simulação Física de Processos Gravitacionais Subaquosos: uma aproximação para o Entendimento da Sedimentação Marinha Profunda*. 2006. 243 p. Tese (Doutorado em Geoc.) Inst. de Geociências. UFRGS, Porto Alegre, 2006.
- DIETRICH, W.E. Settling Velocity of Natural Particles. *Water Resour. Res.* v. 18(6), p. 1615-1626, 1982.
- DÜCKER, R. E. *Avaliação da Capacidade Portante de Frações Finas nas Correntes de Turbidez*. 2007. 87 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia) – Inst. de Pesquisas Hidráulicas. UFRGS, Porto Alegre, 2007.
- DÜCKER, R. E.; MANICA, R.; BORGES, A. L. DE O.; MAESTRI, R. D. Can Dissolved Material Replace Cohesive Sediment in Turbidity Current Physical Modelling? Experimental Inferences Based on Cohesive, Non-Cohesive and Mixed Low-Density Flows. *AAPG Annual Conference, California*, EUA, 2007. Disponível em: <<http://www.searchanddiscovery.com/abstracts/html/2007/annual/abstracts/lbDucker.htm>>.
- EGGENHUISEN, J. T., MCCAFFREY, W. F. D. Dynamic deviation of fluid pressure from hydrostatic pressure in turbidity currents. *Geology*, v. 40, n. 4, p. 295-298, 2012.
- EINSTEIN, H. A. The bed load function for sediment transportation in open channels. *Technical Bulletin 1026*, U.S. Dept. of Agric, Soil Conservation Service, Washington, D.C., 1950.

ELLISON, T. H.; TURNER, J. S. Turbulent entrainment in stratified flows. *Journal of Fluid Mechanics*, v.6, p.423-448, 1959.

ENGELUND, F.; FREDSE, J. A sediment transport model for straight alluvial channels." *Nordic Hydrol.*, v. 7, n. 5, p. 293-306, 1976.

ENGELUND, F.; FREDSE, J. Sediment ripples and Dunes. *Annual Review of Fluid Mechanics*, Palo Alto, v. 14, p. 13-37, 1982.

FABIAN, S. *Modelagem Física de Correntes de Densidade Conservativas em Canal de Declividade Variável*. 2002. 107 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia) - Instituto de Pesquisas Hidráulicas. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2002.

FEDELE, J. J., GUENTZEL, K., HOYAL, D. C. Experiments on Bedforms Created by Density Currents. In: *River, Coastal and Estuarine Morphodynamics Symposium*, 9., 2009. Boca Raton, Fla. Florida: CRC Press, p. 833-840, 2009.

FEDELE, J. J.; HOYAL, D. C.; DRAPER J. M. Supercritical Bedforms Under Density Currents. In: *River Coastal and Estuarine Morphodynamics*. Proceedings of RCEM, China, p. 1– 9, 2011.

FEDELE, J. J.; HOYAL, D. C.; BARNAAL, Z.; TULENKO, J.; AWALT, S. Bedforms created by gravity flows. *Autogenic Dynamics and Self-Organization in Sedimentary Systems*, SEPM Special Publication No 106, 2016.

FOLK, R. L.; WARD, W. C. Brazos River bar: a study in the significance of gran size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, Oklahoma, v. 27, p. 3-26. 1957.

GARCIA, M. H. *Depositing and eroding sediment-driven flows: Turbidity currents*, Ph.D. Thesis, Univ. of Minn., Minneapolis, 1989.

GARCIA, M. H. Hydraulic jumps in sediment-driven bottom currents. *J. Hydraul. Eng.*, v. 119, p. 1094-1117, 1993.

GARCIA, M. H.; PARKER, G. Experiments on the Entrainment of Sediment into Suspension by Dense Bottom Current. *Journal of Geophysical Research*, v. 98, n° C3, p. 4793 - 4807, 1993.

GARCIA, M. H. Sediment Transport and Morphodynamics. ASCE Manual of Practice 110, Chapter 2, Sedimentation Engineering. Chapter 2., 1st Edition. 143 p.

GRAF, W. H. Hydraulics of Sediment Transport. Water Res. Publication, 513 p, 1971.

HAIRSINE, P.; MCTAINSH, G. The Griffith Tube: A Simple Settling Tube for the Measurement of Settling Velocity of Aggregates. *School of Australian Environmental Studies*. Griffith University AES Working Paper 3/86, 1986.

HAND, B. M. Antidunes as Trochoidal Waves. *Journal of Sedimentary Petrology*. v. 39. n. 4. p. 1302-1309. 1969.

HAND, B. M. Supercritical Flow in Density Currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, Oklahoma, vol. 44, n. 3, p. 637-648, 1974.

HEEZEN B. C.; EWING, W. M. Turbidity currents and submarine slumps and the 1929 Grand Banks (Newfoundland) earthquake. *American Journal of Science*. v. 250, p.849-73, 1952.

HJÜSTROM, F. Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. 1935. Tese submetida à Universidade de Uppsala, Suécia.

IKEDA, S.; ASAEDA, T., Sediment suspension with rippled bed. *J. Hydraul. Div.*, ASCE, v. 109, n° HY8, p. 409-423, 1983.

IMRAN, J.; PARKER, G., KATOPODES, N. D. A numerical model of channel inception on submarine fans. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, v. 103, n° C1, p. 1219- 1238, 1998.

ISLAM. M. A., IMRAM, J. Vertical structure of continuous release saline and turbidity currents. *Journal of geophysical research*, v. 115, C08025, doi:10.1029/2009JC005365, 2010.

JULIEN, P.Y., 2010. *Erosion and sedimentation*. 2nd edition. Cambridge University Press. 391 p.

JOBE, Z., LOWE, D., MORRIS, W. Climbing-ripple successions in turbidite systems: depositional environments, sedimentation rates and accumulation times. *Sedimentology*, v. 59, p. 867–898, 2012. doi: 10.1111/j.1365-3091.2011.01283.x.

- KANE, I., PONTÉN, A. Submarine transitional flow deposits in the Paleogene Gulf Mexico. *Geology*, 2012. DOI:10.1130/G33410.1.
- KENNEDY, J. F. Stationary Waves and antidunes in alluvial channels. *Final Report to U. S. Department of Agriculture Agricultural Research Service*, nº KH-R-2, 1961.
- KENNEDY, J. F., 1963. The mechanics of dunes and antidunes in erodible-bed channels. *Journal of Fluid Mechanics*. Cambridge, v. 16, n. 4, p.521-546, 1963.
- KENNEDY, J. F. The formation of sediment ripples, dunes, and antidunes. *Annual Review of Fluid Mechanics*, Palo Alto, v. 1, p. 147-168, 1969.
- KEULEGAN, G. H. Thirteenth progress report on model laws for density currents. an experimental study of the motion of saline water from locks into freshwater channels. U.S. *Nati. Bur. Stand. Rept.* 5168, 1957.
- KOLLER, D. K. *Estudo experimental de formas de fundo geradas por correntes de densidade salina em canal de fundo móvel*. 2016. 133 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia) - Instituto de Pesquisas Hidráulicas. UFRGS, Porto Alegre.
- KOLLER, D. K., BORGES, A. O. L., PUHL, E., MANICA, R. Prediction of the bedforms generated by density currents based on fluvial phase diagrams. *Brazilian Journal of Water Resources*, v. 22, e 49, 2017. ISSN 2318-0331.
- KOLLER, D. K.; MANICA, R.; BORGES, A. O. L.; FEDELE, J. Experimental bedforms by saline density currents. *Brazilian Journal of Geology*. v. 49, 2019.
- KNELLER, B. C., BENNETT, S. J., MCCAFFREY, W. D. velocity and turbulence structure of density currents and internal solitary waves: potential sediment transport and the formation of wave ripples in deep water. *Sedimentary Geology*, Amsterdam, v. 112, p. 235, 1997.
- KNELLER, B. C.; BUCKEE, C. The structure and fluid mechanics of turbidity currents: a review of some recent studies and their geological implications. *Sedimentology*, Oxford, v. 47, p. 62-94, 2000.
- KONIKOW, L. F., AKHAVAN, M., LANGEVIN, C. D., MICHAEL, H. A., SAWYER, A. H. Seawater circulation in sediments driven by interactions between seabed topography and fluid density. *Water Resources Research*, v. 49, p. 1386–1399. 2013.
- KOSTIC, S., SEQUEIROS, O., SPINOWINE, B., PARKER, G. Cyclic steps: a phenomenon of supercritical shallow flow from the high mountains to the bottom of the ocean. *Journal of Hydro-environmental Research*, v. 3, p. 167-172, 2010.
- KRUMBEIN, W. C.; SLOSS, L. L. 1963. *Stratigraphy and Sedimentation*. 2. ed. Freeman, Sand Francisco, apud GRAF, W. H. *Hydraulics of Sediment Transport*. Water Res. Publication, 513 p, 1971.
- LAJEUNESSE, E.; MALVERTI, L.; CHARRU, F. Bed load transport in turbulent flow at the grain scale: experiments and modeling. *Journal of Geophysical Research*, v. 115, p. 1- 16. 2010.
- LAPOTRE, M. G. A., LAMB, M. P., MC ELROY, B. What sets the size of current ripples?. *Geology*, v. 45; n. 3; p. 243–246, 2017.
- LEEDER, M. R. *Sedimentology: Process and Product*. 6. ed. Chapman & Hall. 1994. 344p.
- LEEUW, J., EGGENHUISEN, J. T. CARTIGNY, M. J. B. Morphodynamics of submarine channel inception revealed by new experimental approach. *Nature Communications*. DOI: 10.1038/ncomms10886, www.nature.com/naturecommunications.
- LEWIS, D. W.; MCCONCHIE, D. M. *Practical Sedimentology*. 2nd edition. Springer. New York, London: Chapman & Hall, 1994.
- LODH, R, BHATTACHARYA, A. K. Turbidity Currents. MultiSpectra Consultants, 2019. Disponível em: <https://www.academia.edu/38383849/Turbidity_Currents>. Acesso em 28/Nov/2020.
- MANICA, R. *Modelagem física de correntes de densidade não conservativas em canal tridimensional de geometria simplificada*. Dissertação (Mestrado em Engenharia) - Instituto de Pesquisas Hidráulicas. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2002. 161 p.
- MANICA, R. *Geração das correntes de turbidez de alta densidade: condicionantes hidráulicos e posicionais*. Tese de Doutorado. Inst. de Pesq. Hidr., UFRGS, Porto Alegre, 2009.

- MASSACHUSETTS INSTITUTE OF TECHNOLOGY - MIT Open Courseware. Cross stratification. Chapter 16. Disponível em: <<https://ocw.mit.edu/courses/>>.
- MEYER-PETER, E.; MÜLLER, R. Formulas for Bed-Load Transport. *Proceedings of 2nd meeting of the Int. Association for Hydr. Structures Research*, Delft, p. 39- 64, 1948.
- MIDDLETON, G. V. Antidune cross-bedding in a large flume. *Journal of Petrology*. v. 35. n. 4. p. 922-927. 1965.
- MIDDLETON, G. V. Experiments on density and turbidity currents I. Motion of the head. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Ottawa, v. 3, p. 523-546, 1966a.
- MIDDLETON, G. V. Experiments on density and turbidity currents II. Uniform flow of density currents. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Ottawa, v. 3, p. 627-637, 1966b.
- MIDDLETON, G. V. sediment deposition from turbidity currents. *Annual review of earth and planetary sciences*, v. 21, p. 89-114, 1993.
- MIDDLETON, G. V.; HAMPTON, M. A. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: MIDDLETON, G. V.; BOUMA, A. H. (ed.). *Turbidites and Deep Water Sedimentation*. California, 1973. 38p. (SEPM. Short Course Notes).
- MIDDLETON, G. V., SOUTHARD, J. B. Mechanics of sediment movement. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, Short Course 3, 1984
- MIRAMONTES, E. ET AL. Channel-levee evolution in combined contour current–turbidity current flows from flume-tank experiments. *Geology*, v. 48, n 4, p. 353–357, 2020.
- MOTTA, V. F., 1972. *Curso de Teoria da Semelhança*. Editora UFRGS, Porto Alegre, 154 p.
- MULDER, T.; ALEXANDER, J. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*. v. 48, p. 269-299, 2001.
- MULDER T. ET AL. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum*, v. 20, p. 861 – 882, 2003.
- NELSON, J. M.; SMITH, J. D. Flow in meandering channels with natural topography, in River Meandering. *Water Resour. Monogr. Ser.*, edited by S. Ikeda and G. Parker, AGU, Washington, D.C., v. 12, p. 69-102. 1989.
- PARSONS, J. D.; GARCIA, M. G. Similarity of Gravity Current Fronts. *Physics of Fluids*, v. 10, nº 12, 1998.
- PARKER, G. Conditions for the ignition of catastrophically erosive turbidity currents. *Marine Geology*, v. 46, p. 307-327, 1982.
- PARKER, G.; GARCIA, M.; FUKUSHIMA, Y.; YU, W. Experiments on turbidity currents over an erodible bed. *Journal of hydraulic research*, Delft, v. 25, n. 1, p. 123-147, 1987.
- PAULL, C. K. ET AL. Powerful turbidity currents driven by dense basal layers. *Nature Communications*, v. 9, p. 1 - 9, 2018.
- PEARSON EDUCATION, INC, 2011. Chapter 3, Marine Provinces. Disponível em: <<https://slideplayer.com/slide/3908539/>>.
- PIPER, D. J., NORMARK, W. R. Processes that initiate turbidity currents and their influence on turbidites: a marine geology perspective. *J. of Sed. Research*, v. 79, p. 347-362.
- PUHL, E. *Morfodinâmica e condição de equilíbrio do leito sob a ação de correntes de turbidez*. 2012. 155 f. Tese (Doutorado em Engenharia) – Inst. de Pesquisas Hidráulicas. UFRGS, Porto Alegre, 2012.
- RAUDKIVI, A. J. *Loose boundary hydraulics*. 3.ed. Oxford: Pergamon Press, 1990. 538p.
- RAUDKIVI, A. J. Ripples on stream bed. *J. Hydraul. Eng.*, v. 123, p. 58-64, 1997.
- RAUDKIVI, A. J. Transition from ripples to dunes. *J. Hydraul. Eng.*, v. 132, p. 316- 1320, 2006.
- REYNOLDS, O. On the dynamical theory of incompressible viscous fluids and the determination of the criterion. *Philos. Trans. R. Soc.*, 186, 123–164, 1895.
- RODI, W. Turbulence Modeling and Simulation in Hydraulics: A Historical Review. *J. Hydraul. Eng.*, v. 143, n. 5, p. 1-20, 2017.
- ROUSE, H. Modern Conceptions of the Mechanics of Turbulence. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, v. 102, n. 1965, p. 463–543, 1937 *apud* JULIEN, P. Y. *Erosion and sedimentation*. 2nd edition. Cambridge University Press. 391 p., 2010.

RUBEY, W. Settling Velocities of Gravel, Sand and Silt Particles. *Am. J. Sci.*, v. 25, p. 325 – 338, 1933.

SEQUEIROS, O. E.; SPINEWINE, B.; BEAUBOUEF, R. T.; SUN, T.; GARCIA, M. H.; PARKER, G. Bedload transport and bed resistance associated with density and turbidity currents. *Sedimentology*. v. 57, p. 1463-1490, 2010a.

SEQUEIROS, O. E., SPINEWINE, B., BEAUBOUEF, R. T., SUN, T., GARCIA, M. H., PARKER, G. Characteristics of velocity and excess density profiles of saline underflows and turbidity currents flowing over a mobile bed. *J. Hydraul. Eng.*, v. 136, n. 7, p. 412-433, 2010b.

SHIELDS, A. Anwendung der Aehnlichkeitsmechanik und der Turbelens forschung auf die Geschiebebewegung. Berlin: Mitteilungen der Preussische Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau, 1936. apud CHANG, H.H. *Fluvial processes in river engineering*. New York: John Wiley, 1988. p. 432.

SIMONS, D. B.; RICHARDSON, E. V. Forms of Bed Roughness in Alluvial Channels. *Journal of the Hydraulics Division*, New York, v. 87, n.3, p. 87-105, 1961.

SIMONS, D. B., RICHARDSON, E. V., NORDIN, C. F. Bedload Equation for Ripples and Dunes. *Geological Survey Professional Paper* 462-H, U.S Government Printing Office, Washington 1965.

SIMPSON, J. E. A comparison between laboratory and atmospheric density currents. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 95, p. 758-765, 1969.

SIMPSON, J. E. Gravity currents in the laboratory, atmosphere, and ocean. *Annual Review Fluid Mechanics*, Palo Alto, v. 14, n 2, p. 213-234, 1982.

SIMPSON, J. E.; BRITTER, R. E. The dynamics of the head of a gravity current advancing over a horizontal surface. *Journal of Fluid Mechanics*, Cambridge, v. 94, n. 3, p. 477- 495, 1979.

SLOOTMAN, A.; CARTIGNY, M. J. B. Cyclic steps: Review and aggradation-based classification. *Earth-Science Reviews*, v. 201, 2019.

SOUTHARD J. B.; BOGUCHWAL, L. A. Bed Configurations in Steady Unidirectional Water Flows: Part 2. Synthesis of Flume Data. *Journal of Sedimentary Petrology*, Oklahoma, v. 60, n. 5, p. 658-679, 1990.

SPINEWISE ET AL. Experiments on wedge-shaped deep-sea sedimentary deposits in mini basins and/or on channel levees emplaced by turbidity currents. Part II. Morphodynamic evolution of the wedge and of the associated bedforms, *J. of Sed. Resear*, v. 79, p. 608-628, 2009.

SPYCHALA, Y. T., HODGSON, D. M, FLINT, S. S., MOUNTNEY, N. P. Constraining the sedimentology and stratigraphy of submarine intraslope lobe deposits using exhumed examples from the Karoo Basin, South Africa. *Sedimentary Geology*, v. 322, p. 67 - 81, 2015.

STACEY, M., BOWEN, A. The vertical structure of turbidity currents and a necessary condition for self-maintenance. *Journal of Geophysical Research*, c. 93, n C4, p. 3543-3553, 1988.

STOKES, G. G. On the Effect of the Internal Friction of Fluids on the Motion of Pendulums. *Transactions of the Cambridge Philosophical Society*, Part II, 9, 8-106.

SUN, T.; PARKER, G. Transportational cyclic steps created by flow over an erodible bed. Part 2. Theory and numerical simulation. *J. of Hydr. Research*, v. 43, n. 5, p. 502-514, 2005.

TAKI, K.; PARKER, G. Transportational cyclic steps created by flow over an erodible bed. Part 1. Experiments. *Journal of Hydraulic Research*, Delft, v. 43, n. 5, p. 488-501, 2005.

TALLING, P. J.; PAULL, C. K, PIPER, D. J. W. 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*, v. 125, p. 244 – 287, 2013.

TALLING, P. J. ET AL. Key Future Directions for Research on Turbidity Currents and Their Deposits. *Journal of Sedimentary Research*, Oklahoma, v. 85, p. 153–169, 2015.

TURNER, J. S. Buoyancy effects in fluids. Cambridge University Press. 368 p.,1973.

VAN DEN BERG, J., VAN GELDER, A. A new bedform stability diagram, with emphasis on the transition of ripples to plane bed in flows over fine sand and silt. *Spec. Publs Int. Ass. Sediment.*, v. 17, p. 11-21, 1993.

VAN RIJN, L. C. Sediment Transport, Part I: Bed Load Transport. *J. Hydraulic. Eng.*, v. 110, n°10, p. 1431-1456, 1984a.

VAN RIJN, L. C. Sediment transport, Part II: Suspended load transport. *J. Hydraulic. Eng.*, v. 110, n° 11, 1613-1641, 1984b.

VANONI, V. A. Fifty years of sedimentation. *Journal of Hydraulic Engineering*, ASCE, v. 110, n. 8, p. 1021–1057, 1984.

VELLINGA, A. J.; CARTIGNY, M. J. B.; EGGENHUISEN, J.; HANSEN, E. W. M. Morphodynamics and depositional signature of low-aggradation cyclic steps: New insights from a depth-resolved numerical model. *Sedimentology*, v. 65, p. 540-560, 2017.

WENTWORTH, C. K. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *The Journal of Geology*, 1922 apud GRAF, W. H. Hydraulics of Sediment Transport. *Water Res. Publication*, 513 p, 1971.

WINTERWERP, J. C.; BAKKER, W. T.; MASTBERGEN, D. R.; VAN, Hyperconcentrated sand-water mixture flows over erodible bed. *Journal Hydraulic engineering*, New York, v. 118, p. 1508–1525, 1992.

XU, J. P. Normalized velocity profiles of field-measured turbidity currents. *Geology*, v. 38, p. 563–566, 2010.

YALIN, M. S., 1977. The mechanics of sediment transport, second edition. Oxford: Pergamon Press, 298 p. apud BRIDGE, J. S., 2003. Rivers and Floodplains: forms, processes, and sedimentary record. *Blackwell Science Ltd*, 504 p.

YALIN, M. S. On the Determination of Ripple Geometry. *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 111, n° 8, 1985.

APÊNDICE A – Dados do número de Richardson gradiente (Ri_{grad})

A estratificação vertical das correntes de densidade salinas e de turbidez foi analisada a partir do cálculo do número de Richardson gradiente (Ri_{grad}), calculados a partir dos valores de velocidade e massa específica nos intervalos delimitados pela posição dos tubos e sifões de coleta de amostras dos escoamentos, com o uso da equação 24. Alguns pontos, indicados em azul nas tabelas desse apêndice, foram interpolados, a fim de refinar a análise dos valores de Ri_{grad} e estreitar as espessuras onde esses valores foram menores ou maiores que o limiar de 0,25. As tabelas 31, 32, 33 e 34 se referem à análise vertical de Ri_{grad} nas estações de medição 1, 2, 3 e 4, respectivamente, das correntes de densidade salinas. As tabelas 35, 36, 37 e 38 se referem às estações de medição 1, 2, 3 e 4, respectivamente, das correntes de turbidez.

Tabela 31. Dados do Richardson gradiente (Ri_{grad}) e variação vertical de massa específica ($\delta\rho/\delta z$) e velocidade ($\delta u/\delta z$) avaliados na estação 1 para as correntes salinas.

Nome	$z_{m\acute{a}x}$ (cm)	Intervalo analisado (cm)	$\delta\rho/\delta z$	$(\delta u/\delta z)^2$	Ri_{grad}
CSQ1	4,7	0,54 – 1,94	31,14	96,9	0,00
		1,94 – 3,13	93,2	0,31	2,22
		3,13 – 4,70	88,4	0,69	1,27
		4,70 – 8,20	239,3	6,95	0,41
		8,20 – 11,0	431,2	21,7	0,20
		11,0 – 13,5	413,9	5,26	0,94
		13,5 – 16,8	187,9	1,61	1,20
CSQ3	5,7	0,5 – 1,9	51,5	178,4	0,00
		1,9 – 3,5	22,8	5,38	0,01
		3,5 – 4,9	156,3	0,68	2,56
		4,9 – 7,9	101,2	0,60	1,72
		7,9 – 12,0	283,9	7,39	0,39
		12,0 – 19,3	321,1	8,32	0,38
		19,3 – 20,9	342,7	10,3	0,33

Fonte: elaboração própria.

Tabela 32. Dados do Richardson gradiente (Ri_{grad}) e variação vertical de massa específica ($\delta\rho/\delta z$) e velocidade ($\delta u/\delta z$) avaliados na estação 2, para as correntes salinas.

Nome	$Z_{m\acute{a}x}$ (cm)	Intervalo analisado (cm)	$\delta\rho/\delta z$	$(\delta u/\delta z)^2$	Ri_{grad}
CSQ1	4,9	0,50 – 2,1	37,6	80,3	0,01
		2,1 – 4,9	89,4	5,63	0,17
		4,9 – 7,7	436,4	13,1	0,34
		7,7 – 10,2	302,7	22,4	0,14
		10,2 – 12,7	296,9	19,0	0,15
		12,7 – 16,7	75,6	7,37	0,10
CSQ2	4,0	0,50 – 2,2	0,00	227,0	0,00
		2,2 – 4,2	96,9	8,36	0,12
		4,2 – 7,7	521,7	18,1	0,31
		7,7 – 9,6	402,6	45,3	0,10
		9,6 – 14,3	401,4	16,0	0,25
		14,3 – 20,8	49,8	0,74	0,67
CSQ3	5,5	0,5 – 1,9	6,93	178,1	0,00
		1,9 – 3,5	12,2	16,3	0,01
		3,5 – 5,5	208,2	4,29	0,55
		5,5 – 7,6	154,7	6,42	0,25
		7,6 – 11,8	490,4	23,3	0,21
		11,8 – 14,8	189,2	16,6	0,12
14,8 – 19,9	173,0	6,17	0,28		

Fonte: elaboração própria.

Tabela 33. Dados do Richardson gradiente (Ri_{grad}) e variação vertical de massa específica ($\delta\rho/\delta z$) e velocidade ($\delta u/\delta z$), avaliados na estação 3, para as correntes salinas.

Nome	$Z_{m\acute{a}x}$ (cm)	Intervalo analisado (cm)	$\delta\rho/\delta z$	$(\delta u/\delta z)^2$	Ri_{grad}
CSQ1	4,9	0,5 – 1,3	10,8	135,0	0,00
		1,3 – 2,2	33,9	25,6	0,02
		2,2 – 3,4	64,5	32,2	0,09
		3,4 – 4,9	283,7	2,31	1,43
		4,9 – 6,9	219,6	4,92	0,63
		6,9 – 14,7	218,0	14,9	0,14
		14,7 – 19,7	44,1	3,61	0,12
CSQ2	4,9	0,5 – 1,8	9,65	248,0	0,00
		1,8 – 2,2	105,3	41,0	0,03
		2,2 – 3,0	90,6	24,6	0,04
		3,0 – 4,9	312,5	9,28	0,33
		4,9 – 6,9	235,1	5,94	0,42
		6,9 – 11,9	506,3	20,9	0,24
		11,9 – 19,9	82,3	4,90	0,17
19,9 – 21,0	69,4	11,7	0,07		
CSQ3	5,8	0,5 – 2,3	0,00	19,8	0,00
		2,3 – 3,2	37,5	13,1	0,06
		3,2 – 5,2	128,0	3,38	0,37
		5,2 – 6,9	73,9	2,71	0,27
		6,9 – 8,0	87,0	11,3	0,08
		8,0 – 12,7	430,7	20,0	0,21
12,7 – 22,0	168,1	8,42	0,20		

Fonte: elaboração própria.

Tabela 34. Dados do Richardson gradiente (Ri_{grad}) e variação vertical de massa específica ($\delta\rho/\delta z$) e velocidade ($\delta u/\delta z$), avaliados na estação 4, para as correntes salinas.

Nome	$z_{m\acute{a}x}$ (cm)	Intervalo analisado (cm)	$\delta\rho/\delta z$	$(\delta u/\delta z)^2$	Ri_{grad}
CSQ1	5,0	0,50 – 2,0	21,6	96,0	0,00
		2,0 – 5,0	46,8	6,47	0,08
		5,0 – 7,9	296,5	2,85	1,17
		7,9 – 12,7	254,1	11,2	0,22
		12,7 – 20,9	61,3	5,38	0,11
CSQ2	4,8	0,5 – 1,7	34,3	201,6	0,00
		1,7 – 3,7	20,0	14,8	0,02
		3,7 – 4,8	141,4	1,30	1,11
		4,8 – 6,8	146,7	4,22	0,36
		6,8 – 8,5	508,6	10,9	0,46
		8,5 – 12,0	505,7	18,0	0,28
CSQ3	5,7	12,0 – 21,1	106,5	5,46	0,19
		0,5 – 1,7	20,8	419,3	0,00
		1,7 – 3,7	46,2	17,0	0,03
		3,7 – 5,7	86,6	5,27	0,20
		5,7 – 7,0	53,4	0,49	1,49
		7,0 – 11,8	297,3	5,85	1,12
		11,8 – 20,5	204,5	14,0	0,15
20,5 – 21,5	158,1	57,8	0,03		

Fonte: elaboração própria.

Tabela 35. Dados do Richardson gradiente (Ri_{grad}) referentes à variação vertical de velocidade ($\delta u/\delta z$) e massa específica ($\delta\rho/\delta z$) na estação 1, para as correntes de turbidez.

Nome	$z_{m\acute{a}x}$ (cm)	Intervalo analisado (cm)	$\delta\rho/\delta z$	$(\delta u/\delta z)^2$	Ri_{grad}
CTQ1	4,5	0,39 – 4,12	322,3	6,49	0,92
		4,12 – 7,42	490,4	13,9	0,35
		7,42 – 11,9	291,8	15,4	0,19
		11,9 – 18,1	85,90	1,36	0,61
		18,1 – 20,0	68,97	0,50	1,36
CTQ3	4,8	0,31 – 2,38	898,8	7,94	2,02
		2,38 – 4,51	548,7	4,24	1,27
		4,51 – 6,32	503,6	23,8	0,21
		6,32 – 8,78	692,5	28,6	0,23
		8,78 – 12,7	329,7	11,7	0,26
		12,7 – 17,0	104,5	4,13	0,27

Fonte: elaboração própria.

Tabela 36. Dados do Richardson gradiente (Ri_{grad}) referentes à variação vertical de velocidade ($\delta u/\delta z$) e massa específica ($\delta\rho/\delta z$) na estação 2.

Nome	$z_{m\acute{a}x}$ (cm)	Intervalo analisado (cm)	$\delta\rho/\delta z$	$(\delta u/\delta z)^2$	Ri_{grad}
CTQ1	4,4	0,28 – 1,75	1185	42,68	0,27
		1,75 – 3,39	225,4	19,12	0,12
		3,39 – 4,50	364,3	1,16	3,15
		4,50 – 6,67	439,3	11,38	0,38
		6,67 – 12,0	143,5	11,22	0,13
		12,0 – 18,1	49,89	3,26	0,16
		18,1 – 20,5	46,41	1,96	0,29
CTQ2	3,9	0,28 – 1,69	2020	49,90	0,35
		1,69 – 3,89	342,8	20,65	0,20
		3,89 – 5,17	691,3	13,16	0,66
		5,17 – 7,39	676,2	25,11	0,27
		7,39 – 13,7	166,7	13,28	0,13
		13,7 – 17,4	41,2	2,46	0,17
		17,4 – 22,0	43,8	0,17	1,53
CTQ3	4,2	0,28 – 1,6	2116	106,2	0,38
		1,6 – 4,2	369,4	17,89	0,20
		4,2 – 5,8	369,0	8,14	0,53
		5,8 – 9,8	428,4	18,80	0,23
		9,8 – 18,1	98,1	6,84	0,14
		18,1 – 20,2	98,2	4,64	0,25

Fonte: elaboração própria.

Tabela 37. Dados do Richardson gradiente (Ri_{grad}) referentes à variação vertical de velocidade ($\delta u/\delta z$) e massa específica ($\delta\rho/\delta z$) na estação 3, para as correntes de turbidez.

Nome	$z_{m\acute{a}x}$ (cm)	Intervalo analisado (cm)	$\delta\rho/\delta z$	$(\delta u/\delta z)^2$	Ri_{grad}
CTQ1	4,85	0,28 – 0,85	414,9	34,5	0,13
		0,85 – 2,20	46,93	15,3	0,03
		2,20 – 3,15	59,08	4,76	0,23
		3,15 – 4,85	249,2	5,49	0,55
		4,85 – 6,72	199,3	1,56	1,88
		6,72 – 14,2	60,49	5,63	0,11
		14,2 – 19,2	28,43	2,31	0,12
		19,2 – 22,6	34,63	3,58	0,11
CTQ2	4,3	0,31 – 1,29	347,7	44,4	0,08
		1,29 – 3,02	144,2	17,6	0,10
		3,02 – 5,08	274,4	6,03	0,46
		5,08 – 6,78	253,2	1,92	1,46
		6,78 – 11,9	156,2	6,67	0,23
		11,9 – 21,1	53,23	4,40	0,12
21,1 – 24,0	46,88	1,87	0,24		
CTQ3	4,8	0,28 – 1,07	603,5	48,7	0,12
		1,07 – 2,27	145,4	18,0	0,09
		2,27 – 4,85	210,5	9,34	0,24
		4,85 – 6,77	205,9	1,74	2,57
		6,77 – 11,3	170,3	6,78	0,26
		11,3 – 19,4	53,6	4,57	0,12
19,4 – 26,0	31,0	2,19	0,14		

Fonte: elaboração própria.

Tabela 38. Dados do Richardson gradiente (Ri_{grad}) referentes à variação vertical de velocidade ($\delta u/\delta z$) e massa específica ($\delta\rho/\delta z$) na estação 4, para as correntes de turbidez.

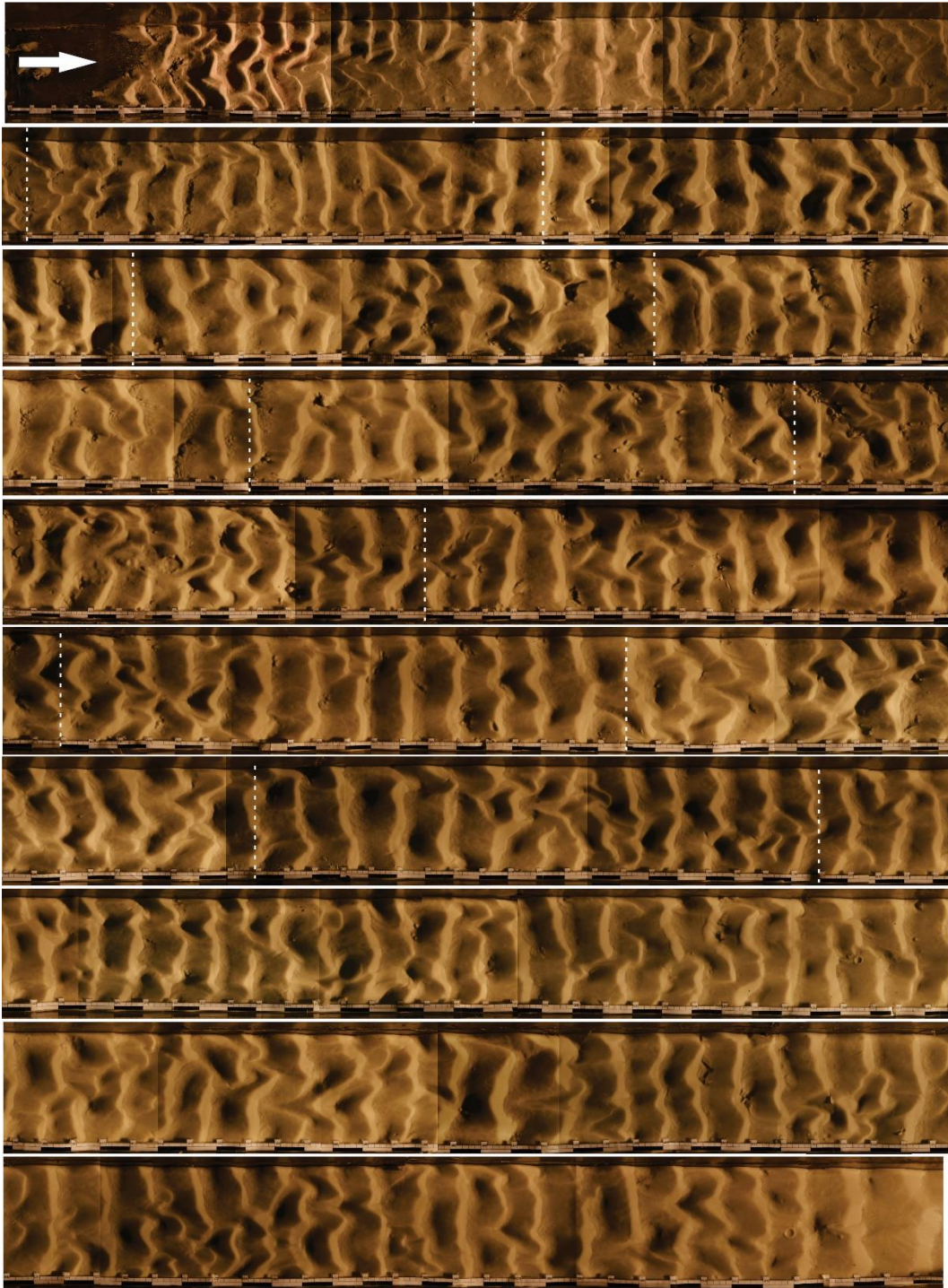
Nome	$z_{m\acute{a}x}$ (cm)	Intervalo analisado (cm)	$\delta\rho/\delta z$	$(\delta u/\delta z)^2$	Ri_{grad}
CTQ1	4,8	0,27 – 1,9	69,65	18,04	0,04
		1,9 – 2,6	132,3	9,41	0,14
		2,6 – 4,8	107,0	1,81	0,62
		4,8 – 6,3	134,2	0,74	1,90
		6,3 – 8,5	126,6	2,27	0,57
		8,5 – 13,2	42,47	2,78	0,15
		13,2 – 20,4	25,92	2,00	0,13
		20,4 – 25,0	25,21	1,98	0,13
CTQ3	5,9	2,1 – 1,71	166,8	34,41	0,03
		1,71 – 3,30	31,09	13,90	0,02
		3,30 – 5,9	95,85	4,04	0,24
		5,9 – 8,72	235,9	0,89	3,27
		8,72 – 13,3	143,0	3,34	0,48
		13,3 – 20,6	54,53	3,59	0,16
		20,6 – 27,0	29,21	2,49	0,12

Fonte: elaboração própria

APÊNDICE B – Fotografias de topo

Nas figuras 161 a 166 são apresentas as vistas de topo das formas de fundo geradas ao longo de todo o canal, para todos os experimentos realizados.

Figura 161. Vista superior das formas de fundo do experimento CSQ1 ($Q= 270 \text{ L min}^{-1}$; $Fr_{d,E3}= 2,08$; $\rho_{mist}= 1039,1 \text{ kg m}^{-3}$; $\lambda_{1-10 \text{ m}}= 7,4 \text{ cm}$; $\lambda_{10-17 \text{ m}}= 7,2 \text{ cm}$).



Fonte: elaboração própria.

Figura 162. Vista superior das formas de fundo do experimento CSQ2 ($Q= 320 \text{ L min}^{-1}$; $Fr_{d,E3}= 1,88$; $\rho_{mist}= 1053,7 \text{ kg m}^{-3}$; $\lambda_{1-10 \text{ m}}= 9,0 \text{ cm}$; $\lambda_{10-17 \text{ m}}= 8,9 \text{ cm}$).



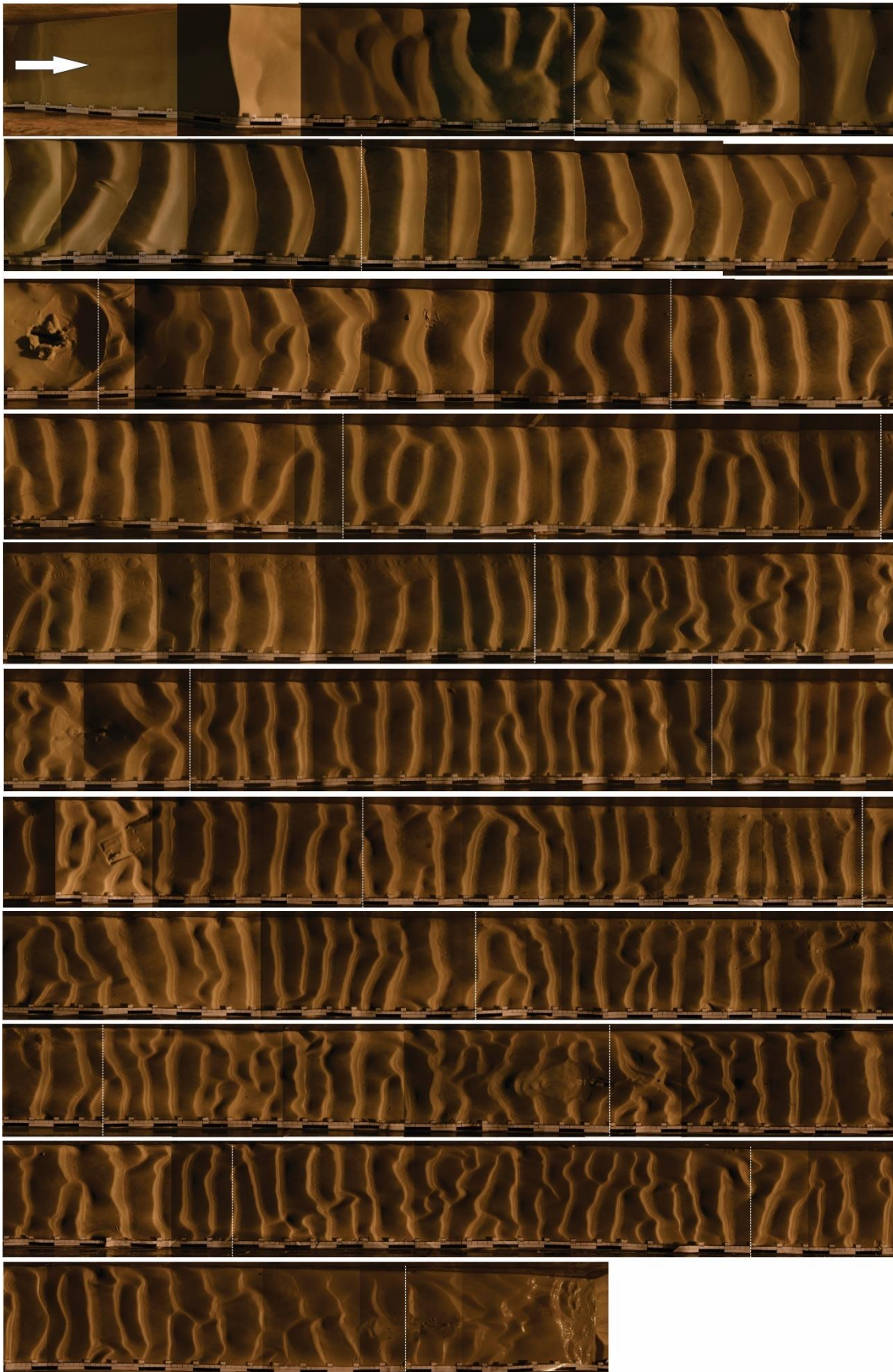
Fonte: elaboração própria.

Figura 163. Vista superior das formas de fundo do experimento CSQ3 ($Q= 370 \text{ L min}^{-1}$; $Fr_{d,E3}= 1,97$; $\rho_{mist}= 1053,9 \text{ kg m}^{-3}$; $\lambda_{1-10 \text{ m}}= 8,0 \text{ cm}$; $\lambda_{10-17 \text{ m}}= 8,8 \text{ cm}$).



Fonte: elaboração própria.

Figura 164. Vista superior das formas de fundo do experimento CTQ1 ($Q= 270 \text{ L min}^{-1}$; $Fr_{d,E3}= 2,07$; $\rho_{mist}= 1061,9 \text{ kg m}^{-3}$; $\lambda_{1-10 \text{ m}}= 7,4 \text{ cm}$; $\lambda_{10-17 \text{ m}}= 6,1 \text{ cm}$).



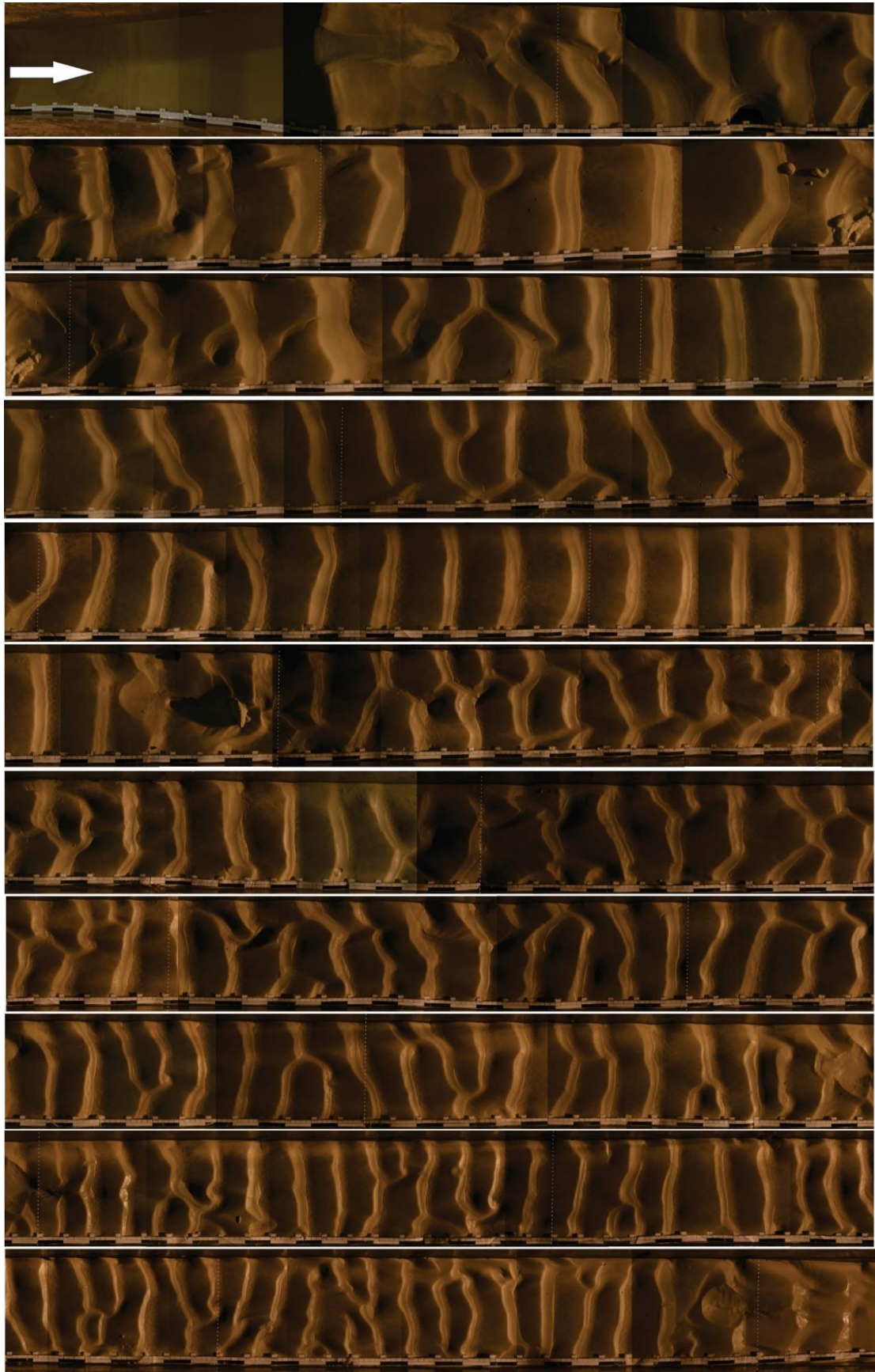
Fonte: elaboração própria.

Figura 165. Vista superior das formas de fundo do experimento CTQ2 ($Q= 320 \text{ L min}^{-1}$; $Fr_{d,E3}= 1,86$; $\rho_{mist}= 1061,1 \text{ kg m}^{-3}$; $\lambda_{5-10 \text{ m}}= 10,5 \text{ cm}$; $\lambda_{10-17 \text{ m}}= 7,6 \text{ cm}$).



Fonte: elaboração própria.

Figura 166. Vista superior das formas de fundo do experimento CTQ3 ($Q= 370 \text{ L min}^{-1}$; $Fr_{d,E3}= 1,94$; $\rho_{mist}= 1062,5 \text{ kg m}^{-3}$; $\lambda_{1-10 \text{ m}}= 11,6 \text{ cm}$; $\lambda_{10-17 \text{ m}}= 8,3 \text{ cm}$).



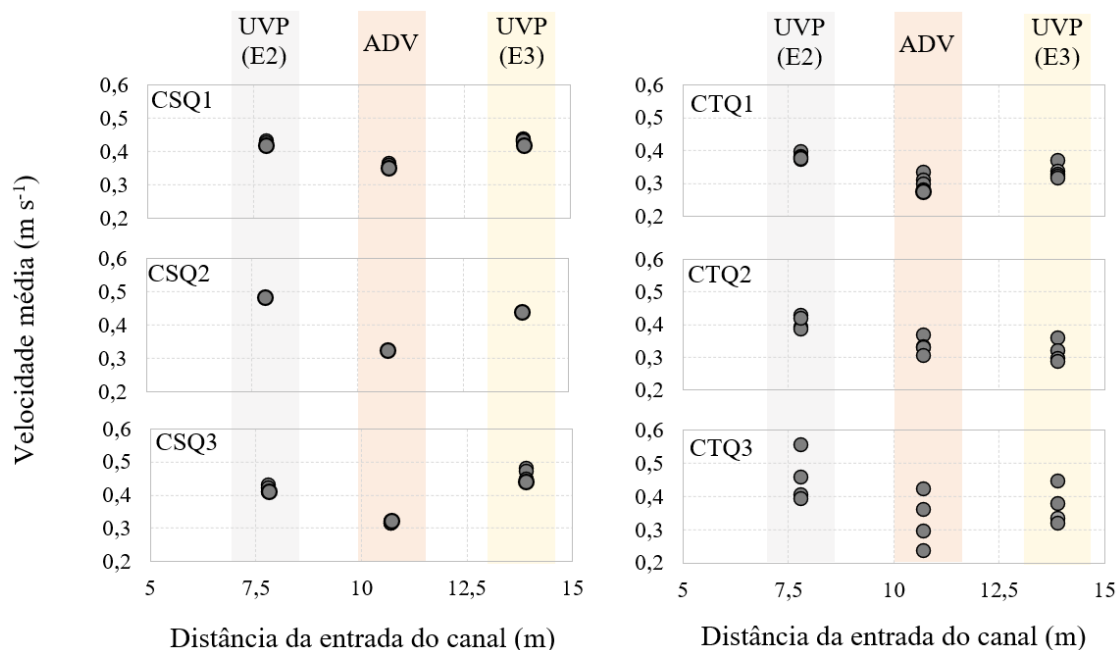
Fonte: elaboração própria.

APÊNDICE C – Comparação velocidades ADV e UVP

O sensor UVP realiza medições de velocidade que consistem em valores combinados das componentes vertical (v) e na direção do escoamento (u). Isso é, ao se instalar o sensor UVP em um ângulo de 45° em relação ao leito, assumiu-se que a componente vertical da velocidade seria desprezível, perante a magnitude da componente da velocidade na direção do escoamento. Uma vez que o sensor ADV mediu os valores das componentes v e u separadamente, seus dados foram utilizados para se avaliar essa representatividade e a conjectura realizada com os dados do UVP. De todos os experimentos, os valores da componente vertical da velocidade (v) registrados pelo ADV representaram, no máximo, 4,6 % da componente das velocidades na direção do escoamento (u), indicando a incorporação de um erro reduzido ao se desprezar a componente vertical da velocidade, na análise dos dados registrados com o aparelho UVP.

Além disso, a figura 167 apresenta uma análise de comparação entre os dados do ADV e do UVP. O ADV foi instalado a 10,7 m da entrada das correntes de densidade no canal, entre as estações 2 e 3. Os valores de velocidade do UVP, utilizados nessa comparação, foram àqueles registrados em elevação em relação ao fundo similar à do sensor ADV.

Figura 167. Valores de velocidade medidos pelo aparelho UVP (estações 2 e 3) na mesma elevação do sensor ADV (posicionado entre essas estações).



Fonte: elaboração própria

Poderia se esperar que os valores lidos pelo ADV fossem menores (se a corrente desacelera - de turbidez) ou maiores (se acelera - salinas) que aqueles registrados na estação 2, com o uso do UVP.

Em geral, no entanto os valores do ADV são ligeiramente menores que aqueles esperados para se seguir as tendências apresentadas na figura 167. Considera-se essa variação pequena e atribuída à diferença nas taxas de aquisição de dados entre ambos os equipamentos e, também, à leve superestimação dos dados de velocidade registrados pelo UVP, por não haver separação de componentes de velocidade, como no ADV (diferença que, apesar de pequena, como indicado anteriormente, existe). Além disso, deve-se levar em consideração que a elevação do ADV variou ao longo do experimento influenciando, assim, na precisão da comparação dos dados registrados por esse equipamento, quando comparado aos obtidos pelo UVP.

ANEXO A – Determinação do Grau de Seleção dos Grãos e Esfericidade

O grau de seleção dos sedimentos ($\sigma(\Phi)$) foi desenvolvido por Folk e Ward (1957), a partir da unidade fi (Φ), que equivale ao valor negativo do logaritmo na base dois do diâmetro mediano de uma partícula qualquer (d_{50} , mm), conforme a equação 58 e tabela 39, apresentadas a seguir.

$$\sigma(\Phi) : \left(\frac{\%84 - \%16}{4} \right) \times \left(\frac{\%95 - \%5}{6,6} \right), \text{ sendo } \Phi : -\log_2(d) \quad (58)$$

Onde % 84, % 16, %95 e 5% são, respectivamente, os percentis 84, 16, 95 e 5 da amostra de sedimentos.

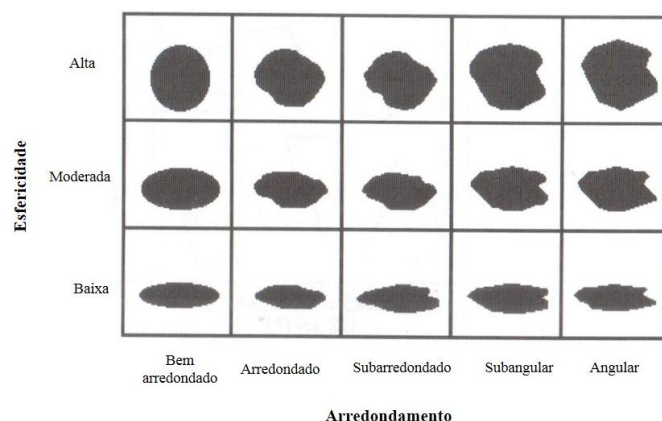
Tabela 39. Classificação do grau de seleção (Φ) dos sedimentos.

Φ	Classificação
< 0,35	Muito bem selecionado
0,35 a 0,50	Bem selecionado
0,50 a 1,0	Moderadamente selecionado
1,0 a 2,0	Mal selecionado
2,0 a 4,0	Muito mal selecionado
> 4,0	Extremamente mal selecionado

Fonte: traduzido de Folk e Ward (1957).

A esfericidade ou forma dos grãos corresponde a uma medida comparativa entre a partícula sedimentar e uma esfera e, o grau de arredondamento é observado pela presença de angularidades na superfície externa do grão. Essas análises foram realizadas em laboratório, com a utilização de um microscópio, e comparação com o esquema da figura 168 (KRUMBEIN E SLOSS, 1956 *APUD* GRAF, 1971).

Figura 168. Esfericidade e arredondamento



Fonte: Krumbein e Sloss (1956, *apud* GRAF, 1971).

ANEXO B - Cálculo do parâmetro de mobilidade dos grãos

O cálculo (Eq. 59 e 60) e os resultados (Tab. 40) do parâmetro de mobilidade dos grãos (Θ'), utilizado como dado de entrada do diagrama de Van den Berg e Van Gelder (1993) (Fig. 155), são apresentados como segue.

$$\Theta' = \frac{\rho - U^2}{(\rho_s - \rho)C'^2 d_{50}} \quad (59)$$

Sendo,

$$C' = 18 \log \left(\frac{4H}{d_{90}} \right) \quad (60)$$

Onde ρ é a massa específica da corrente de densidade (kg m^{-3}); ρ_s : massa específica do sedimento do leito (kg m^{-3}); U : velocidade média da corrente de densidade (m s^{-1}); H : espessura média da corrente de densidade (m); C' : coeficiente de Chèzy; d_{50} : diâmetro mediano dos grãos (m). d_{90} : diâmetro característico dos grãos, no qual 90% das partículas apresentam diâmetros menores (m).

Tabela 40. Valores do coeficiente de Chèzy (C') e parâmetro de mobilidade (Θ'), utilizado no diagrama de Van den Berg e Van Gelder (1993) (Fig. 155).

Experimento	Estação de medição	C'	Θ'
CSQ1	1	61,6	0,132
	2	81,5	0,106
	3	80,6	0,115
	4	79,6	0,102
CSQ2	2	61,9	0,235
	3	63,5	0,208
	4	64,0	0,222
CSQ3	1	64,5	0,166
	2	63,7	0,226
	3	64,8	0,260
	4	65,5	0,216
CTQ1	1	64,7	0,157
	2	67,6	0,182
	3	71,0	0,150
	4	71,8	0,130
CTQ2	2	67,8	0,326
	3	71,2	0,212
CTQ3	1	63,7	0,285
	2	66,6	0,292
	3	70,5	0,214
	4	72,0	0,166

Fonte: elaboração própria.