



UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DE PERNAMBUCO
DEPARTAMENTO DE TECNOLOGIA RURAL
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AMBIENTAL

JOSÉ ADALBERTO DA SILVA FILHO

**RUGOSIDADE HIDRÁULICA GERADA POR ARRANJO VEGETAL EM UM
CANAL ALUVIAL SEMIÁRIDO**

Recife, PE

Fevereiro, 2019

JOSÉ ADALBERTO DA SILVA FILHO

**RUGOSIDADE HIDRÁULICA GERADA POR ARRANJO VEGETAL EM UM
CANAL ALUVIAL SEMIÁRIDO**

Dissertação submetida ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Ambiental para fins de obtenção do título de Mestre em Engenharia Ambiental, na área de concentração de Recursos Hídricos.

Orientador: Prof. Dr. José Ramon Barros Cantalice

Coorientador: Prof. Dr. Genival Barros Júnior

Recife, PE

Fevereiro, 2019

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
Sistema Integrado de Bibliotecas da UFRPE
Biblioteca Central, Recife-PE, Brasil

S586r Silva Filho, José Adalberto da
Rugosidade hidráulica gerada por arranjo vegetal em um canal
aluvial semiárido / José Adalberto da Silva Filho. – Recife, 2019.
79 f.: il.

Orientador(a): José Ramon Barros Cantalice.

Coorientador(a): Marcus Metri Corrêa.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal Rural de
Pernambuco, Programa de Pós-Graduação em Engenharia
Ambiental, Recife, BR-PE, 2019.

Inclui referências e apêndice(s).

1. Solo aluvial 2. Sedimentos fluviais 3. Canal (Eng. Hidráulica)
4. Aspereza de superfície 4. Vegetação - Regiões áridas I. Cantalice,
José Ramon Barros, orient. II. Barros Júnior, Genival, coorient. III.
Título

CDD 628

UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DE PERNAMBUCO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AMBIENTAL
DEPARTAMENTO DE TECNOLOGIA RURAL

**RUGOSIDADE HIDRÁULICA GERADA POR ARRANJO VEGETAL EM UM
CANAL ALUVIAL SEMIÁRIDO**

JOSÉ ADALBERTO DA SILVA FILHO

Aprovado em: 11 de fevereiro de 2019.

Prof. Dr. Valdemir de Paula e Silva Junior
Membro Externo – IFPE

Prof. Dr. Brivaldo Gomes de Almeida
Membro Interno – PPEAMB

Prof. Dr. José Ramon Barros Cantalice - UFRPE
Orientador e Coordenador - PPEAMB

*A comunidade rural do sítio
Cachoeira Grande, Tabira-PE*

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus, por me confortar nos momentos árduos da minha caminhada, me dar força interior para vencer todos os obstáculos decorrentes de minhas escolhas, mostrar o caminho nas horas incertas e me suprir de todas as necessidades.

Aos meus pais, José Adalberto da Silva e Maria Izabel Bernardino da Silva, berço de todas as minhas qualidades, pelo amor, carinho, confiança, incentivo, orações e zelo.

Ao meu orientador, José Ramon Barros Cantalice, pela dedicação, disponibilidade, ensinamentos, paciência e orientação ao longo de toda pesquisa.

À Maria Carolina, mulher a qual tenho enorme admiração e que tem cativado minha amizade durante os dois anos de metrado, por todas as horas de estudo, suporte em momentos difíceis, ânimo, companheirismo, afeto e confiança.

A Airton Lima, Hugo Castro, Jéfitha Kalyne, Jéssica Andrade, Manssira Agda, Sayonara Costa, Wanessa Alves e aos demais amigos que estiveram comigo e me apoiaram durante a pós-graduação. Obrigado por todo carinho, por compreender os momentos de apreensão e por auxiliar no desenvolvimento deste trabalho.

A todos os grandes amigos do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, em especial a Ana Verena, Igor Vieira, João Paulo, Neura Mendes, Walquiria Brito e Zabele Lyra.

A todos os amigos do Laboratório de Engenharia de Manejo e Conservação do Solo (UFRPE), em especial a André Spinosa, Elves Obede, Júlio César e Layane Rocha, por todo suporte durante as amostragens e as análises, além das mais variadas conversas.

A toda família Obede e a comunidade do Sítio Cachoeira Grande (Tabira - PE), pela receptividade e pelo suporte para a realização desta pesquisa.

A todos os professores do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, em especial a Sérgio Guerra pela paciência e auxílio na confecção dos mapas.

Aos professores Brivaldo Almeida e Valdemir Júnior, por aceitarem o convite de participação na defesa desta dissertação.

A todos que direta ou indiretamente contribuíram para esse momento.

“Ninguém pode entrar duas vezes no mesmo rio, pois quando nele se entra novamente, não se encontra as mesmas águas, e o próprio ser já se modificou. Assim, tudo é regido pela dialética, a tensão e o revezamento dos opostos. Portanto, o real é sempre fruto da mudança, ou seja, do combate entre os contrários”.

Heráclito

RESUMO

A vegetação é um dos principais fatores que compõe a dinâmica aluvial do ambiente semiárido. Por meio de sua morfologia e organização no ecossistema, o arranjo vegetal é capaz de produzir forças de resistência ao fluxo em canais de fundo móvel, responsáveis por contrapor-se aos parâmetros hidráulicos de transporte tradicionalmente utilizados na literatura. A determinação da rugosidade hidráulica gerada pela vegetação no ambiente aluvial é essencial para compreensão do comportamento das forças que descrevem o fluxo, dos processos associados a perda de energia e das taxas de transporte de sedimentos. Dessa forma, o objetivo desta pesquisa consistiu na caracterização da resistência ao fluxo imposta pelo arranjo vegetal em um riacho intermitente, localizado no Sertão de Pernambuco, Brasil, nas condições emersa e submersa, por meio dos parâmetros de coeficiente de arraste vegetal (C_D) e tensão de arraste (τ_{veg}) das diferentes espécies intrínsecas desse ambiente aluvial. As amostragens ocorreram no período entre 03 e 06 de abril de 2018, com a realização de seis campanhas de monitoramento da geometria do canal, dos parâmetros vegetativos e das descargas líquidas e sólidas. Com base na relação de submergência, o fluxo foi dividido em duas camadas distintas. Essa abordagem permitiu compreender a dinâmica hidrossedimentológica em uma zona de contato direto com a vegetação (zona crítica de cisalhamento) e uma zona de influência indireta com o fluxo livre (zona de fluxo rápido). Os valores médios de C_D para o arranjo vegetal, composto por *Senna obtusifolia*, *Ipomoea pes-caprae* e *Cynodon dactylon* (L.) Pers., de acordo com as metodologias adotadas nesta pesquisa foram de 10,9759 e 3,7395 m^{-1} . As forças físicas geradas se contrapuseram ao fluxo e, conseqüentemente, na condição de aumento da densidade vegetal, promoveram os maiores valores de tensão de arraste vegetal, retardando a velocidade do fluxo e reduzindo a taxa de transporte de sedimento suspenso.

Palavras chaves: Coeficiente de arraste vegetal; canais abertos; parâmetros hidráulicos; transporte de sedimentos; turbulência do fluxo.

ABSTRACT

Vegetation is one of the main factors that compose the alluvial dynamics of the semiarid environment. Through its morphology and organization in the ecosystem, the plant patch is able to produce forces of flow resistance in movable boundary channels, responsible for opposing the hydraulic transport parameters traditionally used in the literature. The determination of the hydraulic roughness generated by the vegetation in alluvial environment is essential to understand the behavior of the forces that describe the flow, the processes associated with loss of energy and the sediment transport rates. Thus, the objective of this research was to characterize the flow resistance imposed by plant patch in an intermittent stream, located in the Brazilian semiarid on emerged and submerged conditions, through the parameters of plant drag coefficient (C_D) and vegetal resistance force (τ_{veg}) of the different intrinsic species of this alluvial environment. Sampling took place between April 3 and 6, 2018, with six campaigns to monitor the channel geometry, vegetative parameters and liquid and solid discharges. Based on the submergence ratio, the flow was divided into two distinct layers. This approach allowed the understanding of hydro-sedimentological dynamics in a zone of direct contact with the vegetation (shear zone) and an area of indirect influence with free flow (faster free-flow zone). The mean values of C_D for the plant arrangement, composed of *Senna obtusifolia*, *Ipomoea pes-caprae* and *Cynodon dactylon* (L.) Pers., according to the methodologies adopted in this research were 10.9759 and 3.7395 m^{-1} . The generated physical forces were in opposition to the flow and, consequently, in the condition of increase of the vegetal density, they promoted the greater values of vegetal resistance force, retarding the flow velocity and reducing the suspended sediment rates.

Keywords: Plant drag coefficient; open channels; hydraulic parameters; sediment transport; flow turbulence.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	19
2 HIPÓTESE	21
3 OBJETIVOS	22
4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	23
4.1 Resistência ao escoamento	23
<i>4.1.1 Abordagens tradicionais</i>	23
<i>4.1.2 Resistência hidráulica em canais de fundo móvel</i>	27
<i>4.1.3 Rugosidade hidráulica e transporte de sedimentos</i>	29
4.2 Rugosidade hidráulica gerada pela vegetação	31
<i>4.2.1 Influência das macrófitas aquáticas nos parâmetros hidráulicos e no fluxo de sedimentos</i>	31
<i>4.2.2 Abordagens de rugosidade hidráulica gerada por vegetação</i>	34
5. MATERIAL E MÉTODOS	37
5.1 Descrição da área de estudo	37
<i>5.1.1 Características e localização da área de estudo</i>	37
<i>5.1.2 Morfometria da bacia do riacho Cachoeira</i>	40
5.2 Levantamento geométrico do riacho e campanhas para coleta de dados	41
5.3 Método de amostragem das descargas líquida e sólida	42
5.4 Caracterização dos parâmetros hidráulicos do escoamento	43
5.5 Caracterização e hábito das espécies vegetais ocorrentes no riacho	45
5.6 Caracterização da rugosidade hidráulica gerada pela vegetação	46
5.7 Quantificação das taxas de transporte de sedimento	47
<i>5.7.1 Sedimento suspenso</i>	47
<i>5.7.2 Sedimento de fundo</i>	49
5.8 Distribuição granulométrica das partículas de sedimentos	49
5.9 Análise estatística	50
6 RESULTADOS E DISCUSSÃO	51
6.1 Geometria do escoamento do riacho Cachoeira	51

6.2 Parâmetros hidráulicos do riacho Cachoeira.....	51
6.3 Resistência hidráulica.....	59
6.4 Taxas de transporte de sedimentos	65
7 CONCLUSÕES	69
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	71

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localização da bacia hidrográfica do Riacho Cachoeira no Alto Sertão Pernambucano, Brasil.....	37
Figura 2. Mapa da rede de drenagem da bacia hidrográfica do riacho Cachoeira, Sertão Pernambucano, Brasil.....	38
Figura 3. Mapa de declividade da bacia hidrográfica do riacho Cachoeira, Sertão Pernambucano, Brasil.....	39
Figura 4. Desenho esquemático da utilização do método de Igual Incremento de Largura na seção transversal de um corpo hídrico.....	43
Figura 5. Parcela amostral das espécies vegetais em uma área de 1 m ²	45
Figura 6. Geometria da seção molhada do riacho Cachoeira no dia 03/04/2018.....	51
Figura 7. Perfil de velocidade em contraste com a posição transversal em relação à linha central do riacho Cachoeira, Pernambuco, Brasil.....	52
Figura 8. Hidrograma do Riacho Cachoeira entre 03 e 06/04/18.....	53
Figura 9. Perfil vertical de distribuição da velocidade em fluxo sob diferentes níveis de lâmina d'água verificadas no riacho Cachoeira, entre 03 e 06 de abril de 2018.....	54
Figura 10. Relação dos valores obtidos pela área total projetada de plantas por unidade de volume (m ² m ⁻³) com a velocidade média do escoamento (m s ⁻¹) observado no riacho Cachoeira.....	55
Figura 11. [a] Perfil de velocidade e relação de submersão (Sr) com a zona de cisalhamento ($0,2 < Sr < 1$) e a zona de fluxo livre ($Sr > 1$) do riacho Cachoeira sob arranjo vegetal emerso e submerso; [b] ajuste logarítmico da zona de fluxo livre.....	57
Figura 12. Coeficiente longitudinal de mistura (m ² s ⁻¹) na zona de cisalhamento ($0,2 < Sr < 1$) e na zona de fluxo livre ($Sr > 1$) do riacho Cachoeira, sob condições vegetadas...	58
Figura 13. Comportamento do coeficiente de arraste vegetal em relação a velocidade média do escoamento do riacho Cachoeira.....	62
Figura 14. Relação entre a tensão de cisalhamento promovida pelo arraste vegetal e o número de Reynolds na zona de cisalhamento.....	63
Figura 15. Relação entre a tensão de cisalhamento promovida pelo arraste vegetal e o número de Reynolds na zona de fluxo livre.....	64
Figura 16. Relação da tensão de arraste vegetal e a descarga sólida de sedimento suspenso no riacho Cachoeira, Pernambuco, Brasil.....	66

Figura 17. Relação da área total projetada de plantas por unidade de volume e a descarga de sólida de sedimento suspenso no riacho Cachoeira.	67
Figura 18. Curva de distribuição do diâmetro das partículas transportadas por arraste pelo riacho Cachoeira durante o período experimental.	68

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Classes de declividade da bacia hidrográfica do riacho Cachoeira, Sertão Pernambucano, Brasil.....	40
Tabela 2. Comprimento da rede de drenagem da bacia hidrográfica do riacho Cachoeira, Sertão Pernambucano, Brasil.....	40
Tabela 3. Valores referentes a morfometria da bacia hidrográfica do riacho Cachoeira, Sertão Pernambucano, Brasil.....	41
Tabela 4. Posição do molinete na vertical em relação à profundidade.....	44
Tabela 5. Caracterização das espécies vegetais encontradas no leito do riacho Cachoeira, no trecho amostrado.....	46
Tabela 6. Parâmetros hidráulicos do escoamento observado no Riacho Cachoeira.....	52
Tabela 7. Matriz do coeficiente de correlação de Pearson para os parâmetros descritores do escoamento e a resistência hidráulica do riacho Cachoeira em trecho vegetado.	61
Tabela 8. Valores de Reynolds de planta, área de influência por unidade de volume e o coeficiente de arraste vegetal (C_D) para o agrupamento vegetal observado no canal semiarido do riacho Cachoeira no período em estudo.....	63
Tabela 9. Variáveis do transporte de sedimento oriundas de campanhas de medições diretas, seguindo o método de Igual Incremento de Largura, no riacho Cachoeira.	65

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Definição	Unidade
U	Velocidade média do fluxo	$m\ s^{-1}$
μ	Viscosidade dinâmica do fluido	$kg\ m^{-1}\ s^{-1}$
a	Área total projetada por plantas	m^2 ; ou por unidade de volume: $m^2\ m^{-3}$
A	Área	m^2
A_i	Área de influência de cada vertical	m^2
C_D	Coefficiente de arraste vegetal	Wang et al. (2015): adm; Wu et al. (1999): m^{-1}
C_{SS}	Concentração de sedimento em suspensão na vertical amostrada	$mg\ L^{-1}$
C_{SSi}	Concentração de sedimento em suspensão de cada subseção vertical	$mg\ L^{-1}$
D	Diâmetro da haste	m
d_{35}	Diâmetro característico para o qual 35% do material do leito são mais finos	m
d_{75}	Diâmetro característico para o qual 75% do material do leito são mais finos	m
d_{90}	Diâmetro característico para o qual 90% do material do leito são mais finos	m
D_f	Diâmetro da folha	m
d_r	Diâmetro representativo do sedimento de fundo	m
d_s	Diâmetro do sedimento uniforme	m
D_{SF}	Descarga sólida por carga de fundo	$ton\ dia^{-1}$
D_{SS}	Descarga sólida em suspensão	$ton\ dia^{-1}$
D_T	Diâmetro do tubo	m
f	Fator de atrito de Darcy - Weisbach	adm
F	Posição na subseção do leito do canal	m
Fr	Número de Froude	adm
f_s	Infiltração no canal	$m\ s^{-1}$
g	Aceleração gravitacional	$m\ s^{-2}$
h	Altura da lâmina de escoamento	m
h_f	Perda de carga associada ao fluxo na tubulação	m
K	constante de proporcionalidade	adm
K_c	Coefficiente de compacidade	adm
K_f	Fator de forma da bacia hidrográfica	adm
K_S	Rugosidade referente ao grão	m
k_x	Coefficiente longitudinal de mistura	$m^2\ s^{-1}$

L_b	Comprimento da bacia hidrográfica em linha reta da exutória até o divisor	m
L_s	Comprimento axial da bacia hidrográfica	m
L_T	Comprimento do tubo	m
L_x	Largura equivalente	m
M	Massa do sedimento suspenso coletado	mg
m	Massa seca de sedimentos de fundo coletadas nas verticais	g
n	Coefficiente de Manning	$m^{-1/3} s$
n'	Coefficiente de Manning devido a rugosidade de partícula	$s m^{-1/3}$
n''	Coefficiente de Manning devido a rugosidade de forma	$s m^{-1/3}$
ρ_{veg}	Densidade foliar	adm
p	profundidade média do escoamento	m
P	Perímetro molhado da seção transversal	m
P_b	Perímetro da bacia hidrográfica	m
Q_l	Descarga líquida	$m^3 s^{-1}$
Q_{li}	Descarga líquida da respectiva subseção vertical	$m^3 s^{-1}$
r	Fator de rugosidade da bacia hidrográfica promovido pela cobertura vegetal	adm
R'	Raio hidráulico da partícula	m
R''	Raio hidráulico do fundo	m
Re	Número de Reynolds	adm
Re_{planta}	Número de Reynolds de planta	adm
R_H	Raio hidráulico	m
R_w	Número de Reynolds de partícula relativo a velocidade de queda	adm
S	Declividade média do canal	$m m^{-1}$
s	Espaçamento entre as plantas	m
S_c	Fator de forma do canal em seção transversal	adm
S_f	Fator de correção para o declive	adm
S_f	Posição na subseção da superfície do canal	m
S_p	Fator de forma da partícula	adm
S_R	Fator de forma do canal	adm
T	Temperatura da água	°C
t	Tempo de amostragem	s
t_a	Tempo mínimo para realização da amostragem	s
T_c	Tempo de concentração	h
u^*	Velocidade crítica de cisalhamento	$m s^{-1}$
$u^{*'} $	Velocidade de atrito devido a rugosidade de partícula	$m s^{-1}$

$u^{*''}$	Velocidade de cisalhamento do fundo	$m s^{-1}$
$U_{0,2}$	Velocidade quantificada pelo micro molinete a uma profundidade de 20%	$m s^{-1}$
$U_{0,4}$	Velocidade quantificada pelo micro molinete a uma profundidade de 40%	$m s^{-1}$
$U_{0,6}$	Velocidade quantificada pelo micro molinete a uma profundidade de 60%	$m s^{-1}$
$U_{0,8}$	Velocidade quantificada pelo micro molinete a uma profundidade de 80%	$m s^{-1}$
U_i	Velocidade média do escoamento de cada subseção	$m s^{-1}$
U_t	Razão ou velocidade de trânsito	$m s^{-1}$
ν	Viscosidade cinemática da água	$m^2 s^{-1}$
$V_{amostrado}$	Volume da mistura de água e sedimento	L
w	Velocidade de queda da partícula	$m s^{-1}$
w	Largura do bocal do amostrador	m
y	Espessura da vegetação	m
z	Altura na vertical em que a velocidade foi amostrada	m
γ	Peso específico do fluido	$N m^{-3}$
γ_s'	Peso específico da partícula	$N m^{-3}$
ΔS	Espaçamento vegetal	m
ρ	Densidade do fluido	$kg m^{-3}$
ρ_s	Densidade do sedimento	$kg m^{-3}$
σ	Desvio padrão da granulometria de fundo	m
τ	Tensão de cisalhamento total do canal	$N m^{-2}$
τ'	Tensão de cisalhamento da partícula	$N m^{-2}$
τ''	Tensão de cisalhamento de fundo	$N m^{-2}$
τ_o	Tensão de cisalhamento das paredes do canal	$N m^{-2}$
τ_{veg}	Tensão de arraste vegetal	$N m^{-3}$
ψ'	Intensidade de atrito da partícula representativa do canal	$kg m s^{-2}$

LISTA DE SIGLAS

adm	Adimensional
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
IIL	Igual Incremento de Largura
M	Manhã
MD	Margem direita
ME	Margem esquerda
R ²	Coefficiente de correlação de Pearson
Sr	Relação de submersão
T	Tarde

1 INTRODUÇÃO

O ambiente aluvial é um ecossistema dinâmico que abriga uma diversidade de elementos bióticos e abióticos. As macrófitas aquáticas compreendem um conjunto de formas macroscópicas de espécies vegetais, como as macroalgas, briófitas, pteridófitas e angiospermas com adaptações morfológicas e biomecânicas para condições de fluxo. Abordagens metodológicas que verificam os efeitos das macrófitas aquática nas características do escoamento, conforme Wu et al. (1999) e Wang et al. (2015), constituem uma importante base para a engenharia ecológica e para a restauração de ambientes aluviais. Pesquisas nesta área auxiliam na compreensão do assoreamento proveniente dos processos erosivos, que já atinge a magnitude de 25 a 40 bilhões de toneladas anuais, em nível mundial (FAO, 2015).

Além de atuar como uma ferramenta de controle dos processos ligados ao assoreamento, o arranjo vegetal promove uma série de benefícios ecológicos que melhoram a qualidade do ambiente aluvial. Essas espécies vegetais atuam como uma fonte adicional de resistência hidráulica, influenciam o perfil de velocidade, reduzem as taxas de transporte de sedimentos, minimizam a magnitude dos processos erosivos, geram turbulência ao regime de escoamento, promovem a diversidade de espécies, auxiliam na fitorremediação de contaminantes, contribuem nos parâmetros hidráulicos do canal e afetam a dinâmica de nutrientes e poluentes (Dong et al., 2018; Liu et al., 2017).

Tradicionalmente, o coeficiente de Manning, o fator de atrito de Darcy – Weisbach e o coeficiente de Chézy são amplamente utilizados, tanto para condução de experimento em canais de fundo fixo, quanto para canais de fundo móvel; porém Zhao et al. (2016) reportam que, em muitos casos, o escoamento não é dominado pelos efeitos do leito (sobretudo em condições aluviais vegetadas). Dessa forma, espécies intrínsecas do ambiente aluvial semiárido, como o capim gramão, o mata pasto e a salsa de praia, produzem rugosidade ao fluxo capaz de superar variáveis oriundas da resistência da hidráulica tradicional e, dessa forma, podem dominar os processos envolvendo as descargas sólidas e líquidas (Cantalice et al., 2015).

Pesquisas sobre a rugosidade hidráulica gerada pelas espécies vegetais também contribuem diretamente para a engenharia de sedimentos, especialmente no que diz respeito a compreensão das características de mistura de fluxo. Shucksmith et al. (2010) mencionam que a ciência física desse processo pode explicar questões relacionadas ao transporte de nutrientes e poluentes ao longo de sistemas aluviais dinâmicos em condições

vegetadas. Todavia, grande parte dos pesquisadores, a exemplo de Wang et al. (2017) e Zhao et al. (2016), desenvolvem estudos hidrodinâmicos em condições laboratoriais controladas.

A rugosidade hidráulica gerada pela vegetação em ambiente semiárido ainda é um tema escasso na literatura. Para contribuir com o conhecimento científico, este estudo foi conduzido na bacia hidrográfica do riacho Cachoeira. A área de estudo em questão vem apresentando uma baixa pluviosidade ao longo dos últimos anos, com precipitações más distribuídas e concentradas que variam de 300 a 200 mm abaixo do esperado por ano (800 mm). Este longo período de estiagem constitui um entrave para o monitoramento dos corpos hídricos na região semiárida, o que acarreta na baixa disponibilidade de vazão nos corpos hídricos e, conseqüentemente, na escassez de pesquisas científicas. Neste sentido, a presente pesquisa visou caracterizar a rugosidade hidráulica gerada por um arranjo vegetal em um canal aluvial semiárido.

2 HIPÓTESE

Em canais abertos e sob a ausência vegetal, a rugosidade hidráulica e o transporte de sedimentos são dominados pela tensão de cisalhamento do leito e a profundidade do escoamento. Para condições vegetadas, observa-se que essas duas variáveis podem não ser as principais fontes de turbulência. A hipótese central desta pesquisa é que a resistência ao escoamento em canais aluviais, promovido pelas espécies vegetais, em condições emersas e submersas, influenciam as descargas líquidas e sólidas. Acredita-se que a influência do arranjo vegetal no transporte de sedimento do corpo hídrico em ambiente semiárido ocorre em pelo menos três formas:

1. A vegetação elevará a resistência hidráulica do canal aluvial, uma vez que a presença desse elemento rugoso gerará tensão de arraste vegetal;
2. A rugosidade hidráulica promovida pelas espécies vegetais afeta diretamente o perfil de velocidade do canal aluvial, influenciando os parâmetros que regem o escoamento;
3. Haverá uma resposta nas taxas de transporte de sedimento de fundo e em suspensão no canal aluvial semiárido, em função da magnitude da resistência vegetal imposta.

3 OBJETIVOS

O principal objetivo desta pesquisa é caracterizar a rugosidade de um riacho intermitente e vegetado, localizado no sertão de Pernambuco, Brasil, nas condições emersa e submersa, por meio dos parâmetros de coeficiente e tensão de arraste de diferentes espécies desse ambiente aluvial: *Senna obtusifolia*, *Ipomoea pes-caprae* e *Cynodon dactylon* (L.) Pers. (mata-pasto, salsa da praia e capim gramão, respectivamente), além de estabelecer a influência no transporte de sedimentos para as diversas espécies vegetais. Como objetivos específicos propôs-se:

1. Caracterizar os parâmetros hidráulicos e sedimentológicos do escoamento (descarga líquida e sólida);
2. Obter parâmetros descritores do efeito da rugosidade gerada pela vegetação em um riacho (canal) intermitente em condição natural de campo, por meio do coeficiente de arraste vegetal;
3. Determinar o efeito da rugosidade hidráulica gerada pelo arranjo vegetal na redução do transporte de sedimento suspenso e de fundo.

4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

4.1 Resistência ao escoamento

4.1.1 Abordagens tradicionais

A mecânica dos fluidos pressupõe que, em uma superfície ideal e inteiramente lisa, a tensão de cisalhamento se propaga por meio de forças tangenciais de atrito do próprio fluido em escoamento (Cengel et al., 2017; Chin, 2017; Houghtalen et al., 2016). Em uma superfície real e rugosa, uma parcela da força total de atrito adicional é propagada por tensões de cisalhamento normais, a partir da estrutura pela qual o fluido escoar, conforme apresentado em Yang (1996), caracterizando a chamada resistência de forma. A resistência hidráulica relaciona-se com o perfil de velocidade do canal, influenciando diretamente o fluxo de sedimentos e os parâmetros hidráulicos (Torabizadeh et al., 2018; Ferro, 2017).

No estudo de canais de fundo fixo, Houghtalen et al. (2016) considera que o coeficiente de resistência é uma constante. Na hidráulica aluvial, o fundo e os limites dos canais são espacialmente variados e as equações que regem a resistência não podem ser aplicadas diretamente, sem o conhecimento de como esse coeficiente irá mudar em diferentes fluxos e com as características dos sedimentos (Yang, 1996).

Numerosas pesquisas em condições de laboratório têm sido desenvolvidas por diferentes pesquisadores para determinar a resistência em canais (Dupuis et al., 2017; Gemici et al., 2017; Yang et al., 2017; Busari e Li, 2016). Em condições reais, verificam-se algumas incertezas quanto a aplicabilidade e precisão desses resultados, quando comparado a situações de campo, o que tem tornado um desafio para a hidráulica de canais aluviais. Simons e Sentürk (1992), a partir de análise dimensional, descrevem que as variáveis que determinam a resistência ao fluxo são diversas. Nesse caso, uma fórmula para essa finalidade geralmente considera as seguintes componentes, conforme descrito na Equação (1).

$$\phi(U, p, S, \rho, \mu, g, d_r, \sigma, \rho_s, S_p, S_R, S_C, f_s) = 0 \quad (1)$$

Em que U é a velocidade do fluxo (m s^{-1}), p é a profundidade (m), S é o declive da linha de energia (m m^{-1}), ρ é a densidade do fluido (kg m^{-3}), μ é a viscosidade dinâmica do fluido ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$), g é a aceleração gravitacional (m s^{-2}), d_r é o diâmetro representativo do sedimento de fundo (m), σ é o desvio padrão da granulometria de fundo (m), ρ_s é a densidade do sedimento (kg m^{-3}), S_p é o fator de forma da partícula

(adm), S_R é o fator de forma do canal (adm), S_c é o fator de forma do canal em seção transversal (adm), f_s é um parâmetro relacionado a infiltração no leito e margens do canal ($m s^{-1}$).

A influência de alguns desses componentes na resistência hidráulica são conhecidos na literatura (Chin, 2017; Yang, 1996; Simons e Sentürk, 1992), mas ainda existe uma dificuldade em quantificá-los em um sistema dinâmico. Com o conhecimento dos fatores que regem o fluxo, a Equação (1) pode ser transformada na Equação (2).

$$\frac{U}{U_*} = \phi\left(R_e, \frac{D}{d}, \frac{1}{R_w}, \frac{\tau}{\gamma_s' D}\right) \quad (2)$$

Em que U/U_* é uma razão de resistência (adm), R_e é o número de Reynolds (adm), D/d é a rugosidade relativa (adm), R_w é o número de Reynolds de partícula (relativo a velocidade de queda, adm) e $\tau/\gamma_s' D$ é o número de Froude relacionado a partícula (adm).

Para superfícies de fundo fixo, Simons e Sentürk (1992) ainda deduzem que γ_s' representa o peso específico da partícula ($N m^{-3}$) e w é a respectiva velocidade de queda ($m s^{-1}$). Ambas podem assumir um valor igual ao infinito e, conseqüentemente, $\tau/\gamma_s' D$ e $1/R_w$ serão nulos. Então a Equação (2) pode ser reduzida à Equação (3).

$$\frac{U}{U_*} = \phi\left(R_e, \frac{D}{d}\right) \quad (3)$$

Dessa forma, U/U_* pode ser transformado na Equação (4) e, substituindo e rearranjando esse valor da Equação (3), obtêm-se uma descrição de resistência física, conforme pode ser visto nas Equações (5) e (6).

$$\frac{U}{U_*} = \frac{U}{\sqrt{gR}} \frac{1}{\sqrt{S}} = \frac{F_r}{\sqrt{S}} \quad (4)$$

$$S = F_r^2 f_1\left(R_e, \frac{D}{d}\right) \quad (5)$$

$$S = F_r^2 f_2(R_e) \left(\frac{D}{d}\right)^i \quad (6)$$

Em que R_e é o número de Reynolds (adm), $F_r = U/\sqrt{gR}$ é o número de Froude do fluxo (adm), f_1 e f_2 representam parâmetros associados a resistência e i é um fator numérico.

As equações tradicionais de resistência quantificam a condutância hidráulica do canal em um fator que seja capaz de representar as forças contrárias ao fluxo. Essas fórmulas foram previamente desenvolvidas com base em considerações empíricas, semi-

empíricas ou teóricas (Cengel et al., 2017; Houghtalen et al., 2016; Yang, 1996). Estudos voltados a hidráulica de canais comumente utilizam o fator de atrito de Darcy-Weisbach (f), o coeficiente de Chézy (C) e o coeficiente de resistência de Manning (n).

A fórmula de Darcy-Weisbach é uma das mais tradicionais em mecânica dos fluidos e foi originalmente desenvolvida para escoamento em tubulações. Essa equação recebeu o nome do engenheiro francês, Henry Philibert Gaspard Darcy, e do engenheiro alemão, Julius Ludwig Weisbach (Weisbach, 1845; Darcy, 1857). Esse fator de atrito, inicialmente proposta em meados de 1845, pode ser obtido por meio da Equação (7).

$$h_f = f \frac{L_T U^2}{D_T 2g} \quad (7)$$

Em que h_f é a perda de carga associado ao fluxo na tubulação (m), f é o fator de atrito de Darcy-Weisbach (adm), L_T é o comprimento do tubo (m) e D_T é o diâmetro do tubo (m).

A Equação (7), aplicada ao fluxo em canais abertos, considera que o diâmetro é igual a quatro vezes o raio hidráulico e a declividade é o quociente entre a perda de carga e o comprimento do canal. Assim, o valor de f pode ser expresso conforme a Equação (8).

$$f = \frac{8gR_H S}{U^2} \quad (8)$$

Em que R_H é o raio hidráulico do canal (m).

Em 1769, Antoine de Chézy, um diplomado da *l'Ecole des Ponts et Chaussées*, desenvolveu estudos hidráulicos juntamente com Leon Rodolphe Peronnet. Inicialmente, Chézy desenvolveu uma fórmula que fosse capaz de estimar a velocidade no canal *l'Yvette* (Simons e Sentürk, 1992). Posteriormente, deduziu-se que a força de arraste pode ser expressa como função das variáveis apresentadas na Equação (9).

$$\tau_o = f\rho \frac{U^2}{8} \quad (9)$$

Em que τ_o é a tensão de cisalhamento dos limites do canal ($N\ m^{-2}$).

A Equação (9) pode ser aplicada para condições de fluxo em canais de fundo fixo e canais de fundo móvel. Considerando a relação estabelecida na Equação (10) e substituindo pela Equação (9), obtêm-se as Equações (11) e (12) e (13).

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau_o}{\rho}} = \sqrt{gRS} \quad (10)$$

$$U = \sqrt{\frac{8\gamma}{f\rho}} \sqrt{RS} \quad (11)$$

$$U = C\sqrt{RS} \quad (12)$$

$$C = \sqrt{\frac{8\gamma}{f\rho}} \quad (13)$$

Em que u_* é a velocidade de cisalhamento (m s^{-1}), γ peso específico do fluido e C é o coeficiente de Chézy ($\text{m}^{1/2} \text{s}^{-1}$).

Em 1889, o renomado engenheiro Robert Manning, em suas publicações sobre o fluxo de água em canais abertos e tubulações, propôs uma equação de base empírica alternativa à formulada por Chézy. Seus estudos, apresentados a Instituição de Engenheiros Civis da Irlanda, partiram de condições de fluxo uniforme e é função da velocidade do escoamento, da área de fluxo e da inclinação do canal (Simons; Sentürk, 1992; Yang, 1996; Chin, 2017). Os valores n de Manning para alguns materiais podem ser encontrados em tabelas na literatura, mas esse coeficiente também pode ser calculado, conforme a Equação (14) a seguir e é amplamente utilizado para descrever a resistência em condições de canais abertos.

$$n = \frac{1}{U} R_H^{2/3} S^{1/2} \quad (14)$$

Em que n é o coeficiente de Manning ($\text{s m}^{-1/3}$).

A caracterização da resistência em canais hidráulicos e as abordagens metodológicas para quantificação do parâmetro rugoso podem ser observadas em Chen et al. (2018), Choo et al. (2018), Di Stefano et al. (2018), Gualtieri et al. (2018), Palmeri et al. (2018), Schuurman et al. (2018), Ferro (2017), Gemici et al. (2017) e Liakopoulos et al. (2017). As referidas pesquisas reforçam a influência da rugosidade imposta pela superfície nas características do fluxo.

Sob condições de fluxo em canal aberto, uniforme e turbulento, Gemici et al. (2017) conduziram um experimento utilizando fluxos entre $0,03$ e $0,6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, em tubos de polietileno de alta densidade, para verificar a variação no coeficiente de Manning em uma superfície com corrugações (ondulações no interior do tubo). Os autores comprovam que,

ao utilizar tubulação com corrugação, o valor de n pode ser superior ao dobro do valor correspondente ao tubo liso.

Em um experimento com tubos, Provenzano et al. (2016) obtiveram uma relação entre o fator de atrito de Darcy-Weisbach e o número de Reynolds para regime laminar ($f = 64 \text{ Re}^{-1}$ para $\text{Re} < 2000$) e turbulento ($f = 0,302 \text{ Re}^{-0,25}$ para $\text{Re} > 2000$). Ferro (2017), utilizando dados hidráulicos provenientes de Reid e Hickin (2008) (velocidade do fluxo, profundidade da lâmina de água, largura do rio e declive de fundo) em córregos montanhosos canadenses, com fluxos subcríticos e com um número de Froude sempre menor ou igual a 0,68, caracterizaram a resistência por meio do fator de atrito de Darcy-Weisbach e apresentaram uma abordagem para fins de estimativa com base no perfil de velocidade.

Em condutos circulares, Achour (2015) exemplificou alguns procedimentos para a obtenção do coeficiente de resistência de Chézy. O autor destacou que o valor número de C depende claramente da rugosidade relativa (εD^{-1} , em que ε é a rugosidade absoluta), da taxa de preenchimento do fluido (razão entre profundidade do fluxo e diâmetro do tubo) e do número de Reynolds. Achour (2015) ainda apresentou equações, que apresentaram resultados satisfatórios, para quantificar o valor de C quando o diâmetro do conduto for desconhecido.

4.1.2 Resistência hidráulica em canais de fundo móvel

Considerando apenas a estrutura do canal e as características do fluido, a resistência exercida ao fluxo pode ser descrita em duas partes: a rugosidade que está associada as características físicas das partículas presentes no fundo e nas paredes do canal, conhecida como rugosidade de partícula, e a rugosidade relacionada a forma de fundo, que é influenciada pela geometria do canal e pelo banco de sedimentos depositados em seu trecho, chamado assim, de rugosidade de forma (Yang, 1996).

Utilizando-se o conceito de rugosidade por meio do coeficiente de Manning, o valor de n pode ser expresso como consta na Equação (15).

$$n = n' + n'' \quad (15)$$

Em que n' é o coeficiente de Manning devido a rugosidade de partícula e n'' é o coeficiente de Manning devido a rugosidade de forma.

O valor de n' é proporcional ao diâmetro característico da partícula, conforme descrito por Strickler (1923), em condições laboratoriais e partículas arenosas uniformes; por Meyer-Peter e Müller (1948), considerando uma mistura de fluxo com partículas arenosas variadas; e por Lane e Carlson (1953), em condições reais de campo nos canais do Vale de *San Luis*, conforme as Equações (16), (17) e (18), respectivamente. Já o valor de n'' inclui a rugosidade imposta pela forma do canal e dos demais elementos presentes (rochas, resíduos, vegetação, etc.).

$$n' = \frac{ds^{1/6}}{21,1} \quad (16)$$

$$n' = \frac{d_{90}^{1/6}}{26} \quad (17)$$

$$n' = \frac{d_{75}^{1/6}}{39} \quad (18)$$

Em que ds é o diâmetro do sedimento uniforme de areia (m), d_{90} é o diâmetro característico (m) para o qual 90% do material do leito são mais finos e d_{75} é o diâmetro característico (m) para o qual 75% do material do leito são mais finos.

Nesse sentido, o valor total da tensão de cisalhamento atuante nos limites do canal também é dividido em duas partes: a tensão de cisalhamento da partícula e a tensão de cisalhamento do leito, conforme pode ser observado na Equação (19). Aplicações da tensão crítica de cisalhamento em canais de fundo móvel podem ser observadas em Li et al. (2018), Recking et al. (2016), Choi e Lee (2015), Petit et al. (2015) e Schneider et al. (2015).

$$\tau = \tau' + \tau'' = \gamma S(R' + R'') \quad (19)$$

Em que τ é a tensão de cisalhamento total no canal, τ' é a tensão de cisalhamento da partícula, τ'' é a tensão de cisalhamento de fundo, γ é o peso específico da água (N m^{-3}), S é a declividade do canal (m m^{-1}), R' é o raio hidráulico da partícula (m) e R'' é o raio hidráulico de fundo (m).

Um procedimento de destaque na literatura sobre resistência hidráulica de canais aluviais foi formulado pelo pesquisador Hans Albert Einstein. Einstein (1950) descreve que estudos dessa natureza podem ser resolvidos utilizando duas relações. A primeira se aplica a resistência devido a rugosidade de partícula e a segunda utiliza uma relação gráfica para determinar a resistência. Assim, Einstein (1950) propôs a Equação (20).

$$\frac{U}{u_*'} = 5,75 \log\left(12,27 \frac{R'}{K_S} x\right) \quad (20)$$

Em que U é a velocidade média do fluxo (m s^{-1}), u_*' é a velocidade de atrito devido a rugosidade de partícula (m s^{-1}), R' é o raio hidráulico correspondente a partícula (m), K_S é a rugosidade equivalente do grão (d_{65} , m), x é um fator de correção que compensa trechos onde o fundo do canal não é totalmente rugoso (K_S/δ), δ é a espessura da subcamada laminar (expressa como sendo igual a $11,6\nu/u_*'$) e ν é a viscosidade cinemática do fluido ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$).

A segunda componente de resistência é devido ao efeito do leito do canal. Einstein (1950) sugeriu que o atrito de forma estava relacionado com o transporte sedimentológico. Assim, ele descreveu a relação funcional expressa na Equação (21).

$$\frac{U}{u_*''} = \phi(\psi') \quad (21)$$

Em que u_*'' é a velocidade de cisalhamento do fundo (m s^{-1}) e ψ' é a intensidade de atrito da partícula representativa do canal (kg m s^{-2}), dado pela equação (22):

$$\psi' = \frac{\gamma' - \gamma}{\gamma} \frac{d_{35}}{SR'} \quad (22)$$

Em que γ' é o peso específico da partícula de sedimento (N m^{-3}), γ é o peso específico do fluido (N m^{-3}), d_{35} é diâmetro característico para o qual 35% do material do leito são mais finos (m), S é a declividade do canal (m m^{-1}). R' é o raio hidráulico da partícula (m).

4.1.3 Rugosidade hidráulica e transporte de sedimentos

A forma de fundo de um canal aluvial exercerá um efeito de resistência ao fluxo. Esses limites podem ser alterados conforme variações observadas na descarga líquida (vazão) e sólida (sedimentos) em uma escala temporal (Curran et al., 2015). Simons e Sentürk (1992) destacam que a carga hidrossedimentológica é controlada por alguns fatores, como as condições climáticas, a geologia da bacia hidrográfica, a fisiografia da rede de drenagem, as características do material de fundo, as condições de encosta no perímetro do canal, a presença de estruturas naturais, ações antrópicas na bacia hidrográfica e a estabilidade, tanto da própria bacia hidrográfica, quanto da rede hidrográfica.

O processo de transporte da carga de sedimentos em um canal aluvial ocorre por meio de três formas: arraste, saltação e suspensão. As partículas de sedimento podem rolar ou deslizar no fundo do canal, caracterizando o transporte por arraste; os sedimentos podem se movimentar do fundo do canal para uma determinada altura superior a ele, pelo efeito do regime de vazão ou pelo contato com outras partículas, caracterizando o

transporte por saltação; e ainda, as partículas podem ainda se deslocar no corpo hídrico sendo suportadas pelas componentes de velocidade, sem tocar o fundo do canal e apresentando uma pequena granulometria suficiente para deixá-las em suspensão, caracterizando o transporte por suspensão (Yang, 1996).

As taxas de transporte de sedimentos podem ser determinadas utilizando procedimentos diretos e indiretos, conforme descrito por Gray et al. (2010). Medidas diretas são realizadas com base na seção transversal do canal. Assim, cada seção apresentará um valor correspondente a carga de sedimentos. Esse valor é então, conforme Curran et al. (2015), somado para a obtenção da taxa total de sedimento de fundo e suspenso, que o canal aluvial é capaz de transportar para um dado regime de vazão.

A carga de sedimento de fundo é coletada em pontos múltiplos na seção, utilizando amostradores de fundo, como os amostradores Helley-Smith (Kleinhans; Brinke, 2001), US-BMH-53 e US BLH-84 (Gray et al., 2010; Gray, 2005). Já a carga de sedimento suspenso é obtida por meio de amostradores de sedimento suspenso, como o US DH-48, o DH-81, o DH-95, o DH-2, o DH-96, o DH-99 ou o H-49 (Gray et al., 2010; Gray, 2005), a variar com a profundidade do escoamento. Os sedimentos de fundo ainda podem ser capturados por meio da instalação de amostradores de basculação no fundo do canal (Bunte et al., 2004).

As metodologias existentes, para obtenção de estimativas indiretas da descarga de sedimentos, possuem base em considerações empíricas, semi-empíricas ou teóricas. Esses procedimentos utilizam parâmetros hidrossedimentológicos determinados em campo e variáveis obtidas por meio de análises gráficas. As metodologias clássicas são as propostas por Cheng (2002), Karim (1998), Van Rijn (1984), Ackers e White (1973), Yang (1973), Engelund e Hansen (1967), Colby (1957), Einstein Modificado por Colby e Hembree (1955), Einstein (1950) e Meyer-Peter e Müller (1948).

Em um canal de laboratório, Curran et al. (2015) propuseram um sistema de monitoramento da carga de sedimentos, por meio de um mecanismo de pressão sob um fundo falso para quantificar os pesos dos sedimentos e da água em seções discretas do canal mediante o fluxo. Os autores destacaram que o sistema forneceu uma base de dados adequados para estimar registros de transporte de sedimentos do canal a jusante, além de ter possibilitado a construção de um registro contínuo da distribuição espacial da dinâmica sedimentológica, incluindo áreas de desagregação e degradação temporárias.

Silva et al. (2016) quantificaram o transporte de sedimentos do rio Capibaribe, utilizando amostradores BLH 84 e US DH 48, para a coleta de sedimentos de fundo e em

suspensão, respectivamente. A referida pesquisa ocorreu com número de Reynolds variando de 29,621 a 757,662 e número de Froude variando de 0,04 a 0,38, com uma média de 147,3 ton d⁻¹ para a descarga de sedimento suspenso e de 3,3 ton d⁻¹ para o transporte de sedimento de fundo. Ward e Trimble (1995) destacam que a carga de material suspenso pode corresponder a até 90% da carga de sedimentos total em um corpo hídrico natural.

4.2 Rugosidade hidráulica gerada pela vegetação

4.2.1 Influência das macrófitas aquáticas nos parâmetros hidráulicos e no fluxo de sedimentos

As macrófitas aquáticas correspondem a um conjunto de espécies vegetais que, ao longo do processo evolutivo, foram capazes de se adaptar e, conseqüentemente, colonizar ambientes como lagos, rios, zonas húmidas, represas e mares. Mediante as flutuações do nível de água, esses organismos apresentam características biomecânicas fixadoras e estruturas fotossintetizantes ativas capazes de executar atividades metabólicas sob condições emersas, submersas ou flutuantes (Trevathan-Tackett et al., 2015; Zhao et al., 2015).

Quando presentes em canais aluviais, essas espécies vegetais geram rugosidade hidráulica e, com isso, são capazes de influenciar a geomorfologia dos canais, a qualidade do leito aquático e a dinâmica hidrossedimentológica (Gurnell, 2014; Tsujimoto, 1999). O efeito rugoso ainda é responsável por amenizar os danos aos ecossistemas, uma vez que contribui na conservação do próprio canal e atua na estabilidade do fluxo de sedimentos de fundo em eventos hidrológicos extremos (Dupuis et al., 2017; Liu et al., 2017).

A estrutura da vegetação é um mecanismo capaz de controlar os processos erosivos em canais e apresenta benefícios econômicos e ecológicos (Hartman et al., 2016; Moffett e Gorelick, 2016; Pelletier et al., 2016; Zhao et al., 2016). Assim, é de grande relevância a sua preservação tanto às margens de rios quanto no interior do próprio canal fluvial, para evitar condições favoráveis ao transporte de sedimentos e elevar a resistência do solo, amenizando a ação erosiva da tensão cisalhante do fluxo (Cantalice et al., 2015). Outras formas de controle para esta finalidade envolvem a utilização de medidas

estruturais, que apresentam elevados custos e modificam o ambiente fluvial para atuar na redução do fluxo de escoamento (Masumiana et al., 2017; Galia et al., 2016).

Cada macrófita aquática, submetida a condições de fluxo, apresentará uma categoria diferente de rugosidade, variando com a tipologia vegetal e com o parâmetro utilizado para mensuração do efeito rugoso (Stone e Shen, 2002; Wu et al., 1999; Fathi-Maghadam e Kouwen, 1997). De forma geral, a resistência exercida pela vegetação ao fluxo depende de fatores intrínsecos a estrutura da espécie vegetal em questão, como a forma, dimensão, rigidez, número de indivíduos por unidade de área, modo de organização no trecho aluvial, grau de submersão; e de parâmetros associados ao escoamento, como o número de Reynolds, declividade de fundo, morfologia do canal, efeito dos limites a montante e a jusante; além das condições meteorológicas, fortemente relacionado com o regime de vazão (Lee et al., 2004).

Em condições de ambiente semiárido e regime de vazão intermitente, Cantalice et al. (2015) demonstraram que o perfil de velocidade do canal aluvial foi afetado pela morfologia da *Ipomoea pes-caprae* (salsa de praia), em condições emersas e submersas, visto que a rugosidade gerada pelo arranjo vegetal promoveu o surgimento de uma zona de cisalhamento turbulenta, produzindo valores bem ajustados à lei de velocidade-defeito para camada limite; e outra zona de fluxo rápido, em que houve uma dispersão decrescente da tensão cisalhante. Os autores ainda destacaram que os ramos, os caules e as folhas da vegetação presente foram os maiores pontos de dissipação de energia em relação ao fluxo. Zhao et al. (2016), por meio de caules simulados em laboratório, verificaram que essas estruturas foram capazes de reduzir de 24 a 46% a velocidade do fluxo, quando comparado com o canal livre.

Diferentes perfis de velocidade também foram verificados por Shucksmith et al. (2010), utilizando duas espécies vegetais (*Phragmites australis* e *Carex*) com diferentes propriedades biomecânicas em um canal de laboratório. Nesse experimento, notou-se que, em condições de submersão e na zona mais próxima ao fundo do canal, a velocidade do fluxo na componente horizontal é fortemente influenciada pela declividade do canal e pela resistência vegetal, que promove uma alta tensão de cisalhamento e força o fluxo no topo da vegetação. Isso eleva significativamente a velocidade na zona de fluxo rápido e reduz a magnitude da dispersão de cisalhamento longitudinal, como também foi observado por Liu et al. (2017), Busari e Li (2015).

Ainda no que diz respeito ao perfil de velocidade e turbulência, existe duas abordagens teóricas que explicam o comportamento desse vetor em canais vegetados sob

fluxo turbulento: a lei do baixo movimento (do inglês, *the wake law*) e a lei logarítmica (do inglês, *the log law*). A primeira abordagem foi formulada por Coles (1956) para descrever os perfis de velocidade em um fluxo monofásico, em que a principal característica dessa camada consiste na baixa velocidade imposta pela área entre a vegetação, configurando-se de uma forma não facilmente ajustada a um modelo matemático. A segunda abordagem, inicialmente proposta por Prandtl (1926), von Karman (1930) e Kouwen et al. (1969), descreve uma zona de fluxo rápido na porção superior ao arranjo vegetal, que é explicado por um modelo de base logarítmica. Shucksmith et al. (2010) e Huai et al. (2009) classificam um dos momentos observados no perfil de velocidade em uma zona de cisalhamento, como uma região de baixo movimento devido ao impacto direto do fluxo com o elemento rugoso, descrita por um retardo na velocidade, anterior ao comportamento logarítmico, promovido pela tensão de cisalhamento imposta pelas espécies vegetais.

Em um estudo com escoamento laminar raso com número de Reynolds entre 7,92 e 25,11, Cantalice et al. (2017) descreveram o efeito da rugosidade hidráulica promovida pela *Brachiaria decumbens* na vazão, velocidade média, altura da lâmina d'água, concentração de sedimentos e perda de solo. De acordo com a pesquisa, a espécie em questão exerceu uma forte influência sobretudo na dinâmica sedimentológica, uma vez que o menor valor da força de resistência vegetal quantificado pelos autores ($0,000267 \text{ N m}^{-3}$) foi responsável pela maior descarga sólida em uma declividade de 35%. De acordo com James et al. (2001), o diâmetro do caule e a densidade vegetal são consideradas características que exercem controle na taxa de transporte de sedimento de fundo em canais abertos, conforme também foi verificado por Silva et al. (2016), no estudo da influência da espécie *Echinodorus macrophyllus* no transporte de sedimentos.

Dong et al. (2018), buscando compreender a dinâmica hidrossedimentológica em ambientes vegetados, também verificaram que a presença vegetal reduz a magnitude dos processos erosivos e influencia parâmetros hidráulicos, como o número de Reynolds, número de Froude, tensão de cisalhamento, fator de atrito de Darcy – Weisbach e coeficiente de Manning. Tais parâmetros apresentaram uma forte correlação com o volume líquido total de solo erodido ($0,43 < R^2 < 0,61$), em um nível de significância de 1%.

Em um canal laboratorial, utilizando cilindros com diâmetro de 0,02; 0,032 e 0,04 m e altura de 0,2 m para simular o efeito promovido pelo caule vegetal no escoamento, Zhao et al. (2016) verificaram que, em condições escoamento supercrítico, o número de

Froude diminuiu significativamente com o aumento do diâmetro do cilindro. Ainda de acordo com os autores, em termos de resistência, o coeficiente de atrito de Darcy-Weisbach apresentou um crescimento considerável com o aumento do diâmetro. Isso implica que o fluxo demandou mais energia com a espessura do elemento rugoso, o que explica a resistência hidráulica gerada pelos caules simulados.

Pesquisas em hidráulicas de canais têm apresentado o impacto de zonas vegetadas com o transporte de sedimentos em diversas estruturas de canais artificiais e aluviais (Li et al., 2018; Nardin et al., 2016; Silva et al., 2016). Yang e Choi (2010) demonstraram procedimentos baseados na teoria de duas camadas para a quantificação da concentração de sedimentos suspensos em um fluxo limitado por profundidade com vegetação submersa, além de outra relação que determina a distribuição de sedimentos em suspensão sob um dado regime de vazão com profundidade limitada e vegetação submersa, utilizando como parâmetro a viscosidade.

No entanto, os autores destacam que há um ponto em que ocorre um desvio no comportamento dos parâmetros localizado acima da altura da vegetação; assim o coeficiente de difusão na camada superior é determinado de forma imprecisa, o que afeta a aplicabilidade de equações de ajuste para descrever a distribuição de sedimentos suspensos em um regime de vazão com vegetação submersa (Li et al., 2018). Dessa forma, estabelecer os parâmetros descritores da velocidade de fluxo de forma concisa é fundamental para estabelecer um modelo de distribuição de sedimentos em suspensão.

4.2.2 Abordagens de rugosidade hidráulica gerada por vegetação

Como mencionado previamente, a presença de espécies vegetais em condições de fluxo exerce resistência ao escoamento. Algumas abordagens metodológicas foram desenvolvidas a fim de determinar um parâmetro que representasse a física desse elemento rugoso. Assim, surgiram os primeiros estudos sobre coeficiente de arraste vegetal. Wu et al. (1999) e Wang et al. (2015) propuseram as Equações (23) e (24), respectivamente.

$$C_D = \frac{h}{y} \frac{2gS}{U^2} \quad (23)$$

$$C_D = \frac{S_f 2g(1 - S\phi_{veg})\Delta S^2}{U^2 D} \quad (24)$$

Em que C_D é o coeficiente de arraste vegetal (adm; admite-se: m^{-1} , para a abordagem proposta por Wu et al. (1999)), g é a aceleração da gravidade ($m\ s^{-2}$), S = declividade do fundo do canal ($m\ m^{-1}$), h = altura da lâmina de escoamento (m) e y é a espessura da vegetação (m), S_f é o fator de correção para o declive (adm), σ_{veg} é uma relação de densidade foliar (adm), U é a velocidade do fluxo ($m\ s^{-1}$), ΔS é uma medida do espaçamento da vegetação (m) e D é o diâmetro de haste (m).

A resistência gerada pelas condições hidráulicas do canal e pelas características do fluido devem ser somadas com a resistência promovida pela vegetação. Dessa forma, os efeitos promovidos pela hidráulica do canal e pelo arranjo vegetal devem ser quantificados isoladamente e, então, adicionados a um parâmetro descritor da força. Lee et al. (2004) descrevem que, para determinar a força exercida por espécies vegetais em um canal de largura constante, deve-se considerar as Equações (25) e (26) para fluxo unidirecional, laminar e de superfície livre:

$$\frac{\partial U h}{\partial x} = 0 \quad (25)$$

$$\rho U \frac{\partial U}{\partial x} + F_a = -\rho g \left(\frac{\partial z_b}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial x} \right) \quad (26)$$

Em que ρ é a densidade da água ($kg\ m^{-3}$), F_a é a força de arraste do elemento rugoso (adm) e Z_b é uma medida da elevação do fundo do canal a partir de um ponto controle ($m\ m^{-1}$).

A Equação (26) pode ser reduzida às Equações (27) e (28) para determinar a tensão de cisalhamento imposta por elementos rugosos, em condições de escoamento uniforme e canal aberto.

$$F_a = -\rho g \frac{\partial z_b}{\partial x} \quad (27)$$

$$F_a = \rho g S \quad (28)$$

Em que S é a declividade de fundo ($S \equiv -\partial z_b / \partial x$).

A fórmula que rege a tensão de arraste vegetal é empiricamente derivada de premissas matemáticas que descrevem o fluxo e incorporam alguns parâmetros vegetais. Assim, a abordagem clássica da tensão de arraste descreve a força exercida pela vegetação (Hoerner, 1965), engloba parâmetros apresentados na Equação (28), e adiciona o coeficiente de arraste vegetal. Uma abordagem matemática apresentada em modelagens numéricas bidimensional ou tridimensional, considerando a vegetação com aproximações de um corpo cilíndrico, é baseada na força de arraste vegetal como uma grandeza física contrária ao escoamento turbulento (Morvan et al., 2008; Fischer-Antze et al., 2001). A

abordagem tradicional dessa força (Hoerner, 1965) representa o arraste total exercido por um elemento rugoso, conforme apresentado na Equação (29).

$$\tau_{veg} = \frac{C_D a \rho U^2}{2} \quad (29)$$

Em que τ_{veg} é a tensão de arraste vegetal ($N m^{-3}$) e a é a área total projetada por plantas por unidade de volume ($m^2 m^{-3}$) considerando o comprimento das folhas da gramínea. Para o valor de C_D tornar-se adimensional na abordagem metodológica proposta por Wu et al. (1999), multiplica-se esse fator pela respectiva profundidade equivalente.

Cantalice et al. (2015) caracterizaram o efeito rugoso com base no coeficiente de arraste vegetal e no número de Reynolds de planta, proposto por Wu et al. (1999) e Lee et al. (2004), respectivamente. Como resultado, os autores demonstraram que a técnica aplicada é adequada para modelagem de canais vegetados.

5. MATERIAL E MÉTODOS

5.1 Descrição da área de estudo

5.1.1 Características e localização da área de estudo

Este estudo foi conduzido em um trecho vegetado do riacho Cachoeira, que é o principal corpo hídrico de sua bacia hidrográfica. Esta área corresponde a uma sub-bacia da bacia hidrográfica do Pajeú, localizada no Sertão do Pajeú do Estado de Pernambuco. A localização da bacia hidrográfica do riacho Cachoeira, a rede de drenagem e o mapa de relevo podem ser visualizados na Figura 1, 2 e 3, respectivamente.

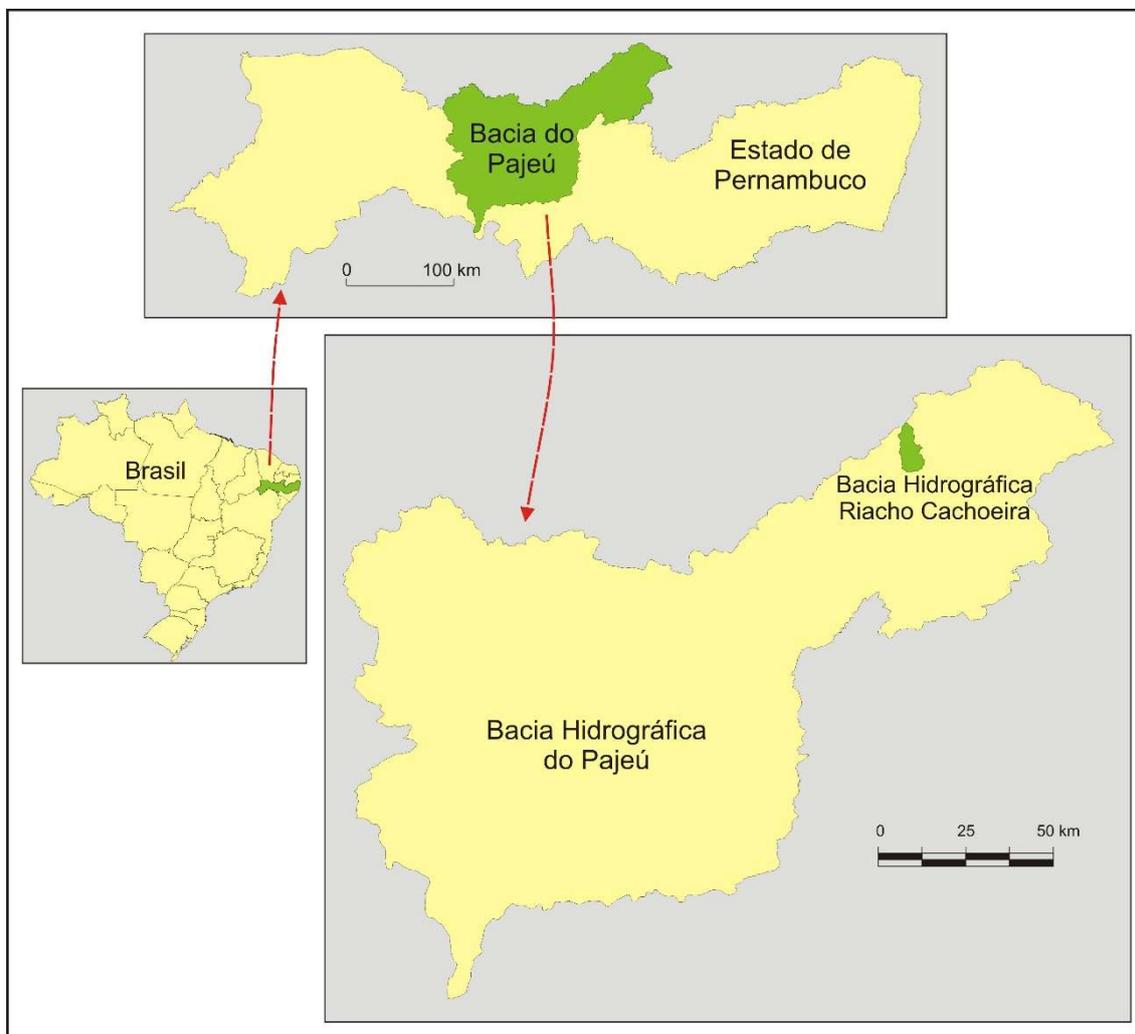


Figura 1. Localização da bacia hidrográfica do Riacho Cachoeira no Alto Sertão Pernambucano, Brasil.

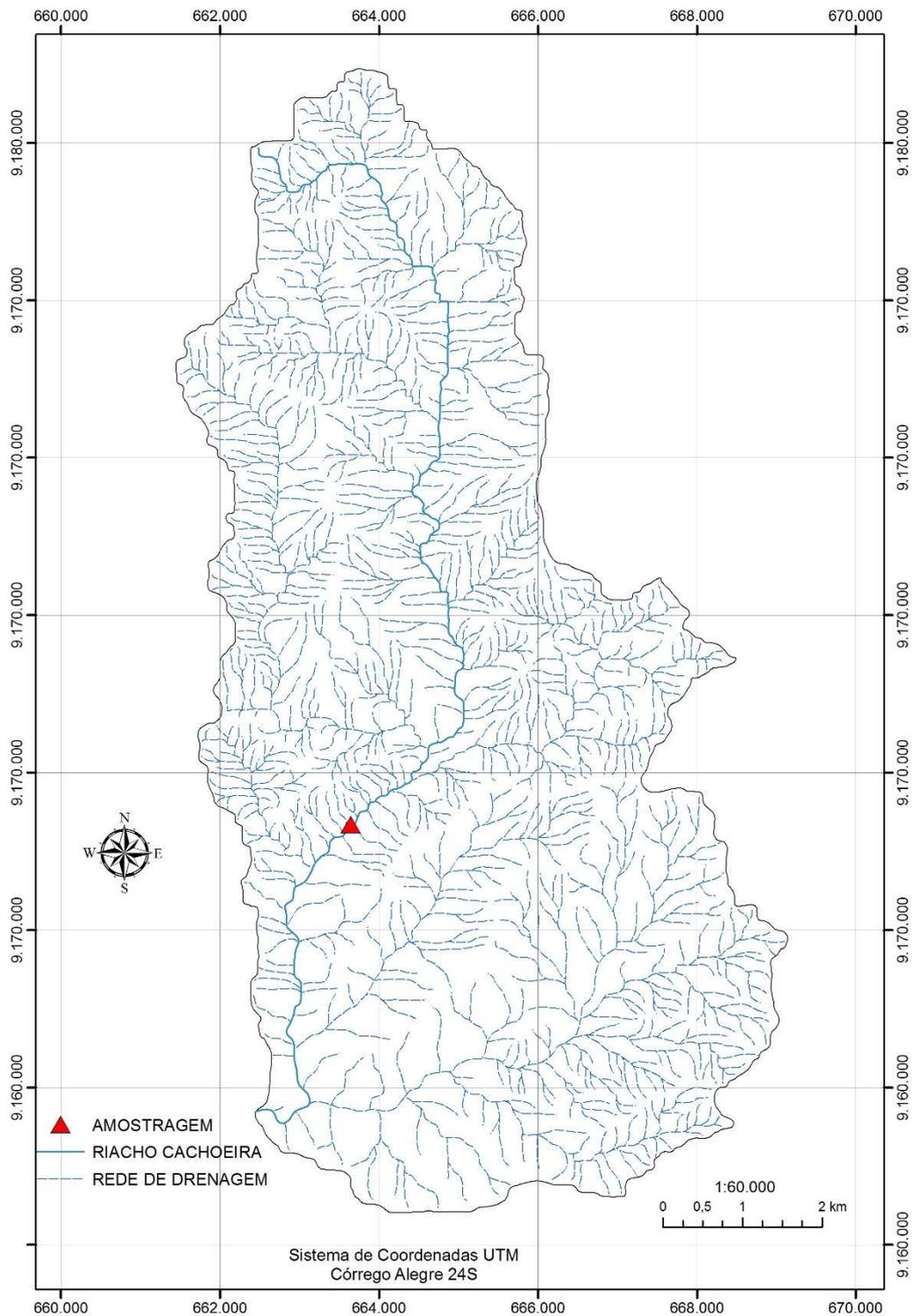


Figura 2. Mapa da rede de drenagem da bacia hidrográfica do riacho Cachoeira, Sertão Pernambucano, Brasil.

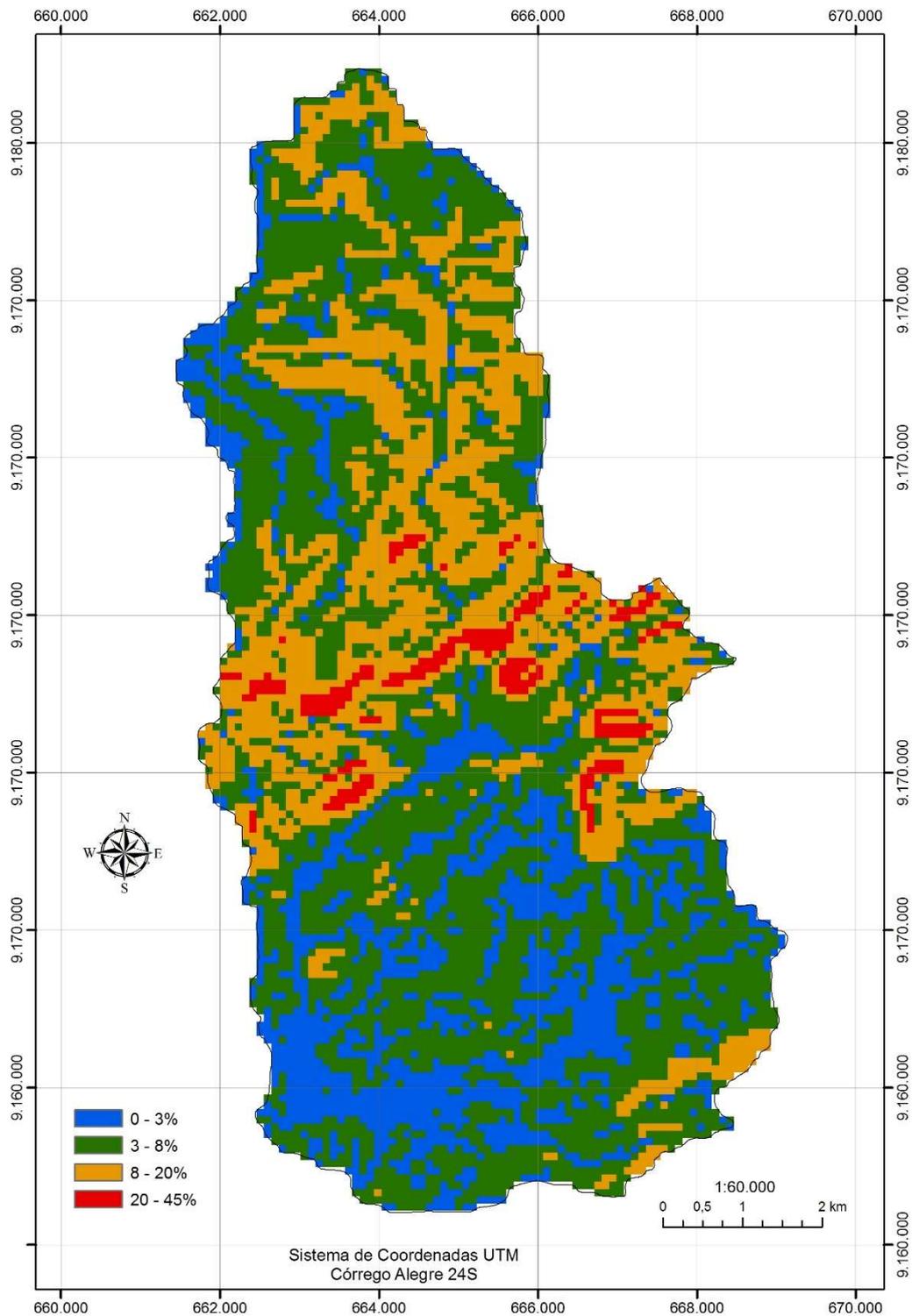


Figura 3. Mapa de declividade da bacia hidrográfica do riacho Cachoeira, Sertão Pernambucano, Brasil.

O relevo local varia de plano a forte ondulado, apresentado a maior parte de sua área inserido em declividades entre 3 e 8% (suave ondulado), de acordo com os dados

apresentados na Tabela 1 (EMBRAPA, 2013). Neossolos Litólicos e flúvicos foram as classes de solo mais recorrentes observadas em campo, a vegetação predominante constitui-se de Caatinga Hiperxerófila e o clima corresponde ao tipo BSwH, segundo a classificação de Köppen, caracterizando-se como um ambiente semiárido, com taxa pluviométrica anual e temperatura média anual de aproximadamente 800 mm ano⁻¹ e 27 °C, respectivamente (CPRM, 2005). A Tabela 2 apresenta o comprimento da rede de drenagem (Figura 2).

Tabela 1. Classes de declividade da bacia hidrográfica do riacho Cachoeira, Sertão Pernambucano, Brasil.

Declividade (%)	Área (Km ²)	Porcentagem (%)	Classificação
0 - 3	15,51	22,72	Plano
3 - 8	33,47	49,05	Suave ondulado
8 - 20	17,26	25,29	Ondulado
20 - 45	2,00	2,93	Forte ondulado

Tabela 2. Comprimento da rede de drenagem da bacia hidrográfica do riacho Cachoeira, Sertão Pernambucano, Brasil.

Ordem	Comprimento (km)
Primeira	351,451
Segunda	68,549
Terceira	30,775
Quarta	18,722
Quinta	17,110
Sexta	0,880

5.1.2 Morfometria da bacia do riacho Cachoeira

As características morfométricas da bacia hidrográfica do riacho Cachoeira são apresentadas na Tabela 3. A morfometria foi determinada usando o *Spatial Analyst Tool* do *ArcGIS* 9.3.1. O coeficiente de compacidade, o fator de forma e o tempo de concentração (T_c) - obtido pela equação de Hathaway, foram calculados de acordo com Ponce (1989) e estão descritos nas Equações (30), (31) e (32), respectivamente.

$$K_c = 0,28 \frac{P_b}{\sqrt{A}} \quad (30)$$

$$K_f = \frac{A}{L_s^2} \quad (31)$$

$$T_c = \frac{0,606(L_b r)^{0,467}}{S^{0,234}} \quad (32)$$

Em que K_c é o coeficiente de compacidade (adm), P_b é o perímetro da bacia hidrográfica (m), A é área da bacia hidrográfica (m²), K_f é fator de forma, L_s é o comprimento axial da bacia hidrográfica, T_c é o tempo de concentração da bacia hidrográfica (h), L_b é o comprimento da bacia hidrográfica em linha reta da exutória até o divisor (m), r é o fator de rugosidade da bacia hidrográfica promovido pela cobertura vegetal e S é a declividade média do curso principal (m m⁻¹).

Tabela 3. Valores referentes a morfometria da bacia hidrográfica do riacho Cachoeira, Sertão Pernambucano, Brasil.

Parâmetro morfométrico	Valor	Unidade
Área	68,2353	km ²
Perímetro	44,112	km
Comprimento do rio principal	17615	m
Elevação máxima	819	m
Elevação mínima	568	m
Declividade média da bacia	0,051	m m ⁻¹
Coefficiente de Compacidade (K_c)	1,49	adm
Fator de Forma (K_f)	0,425	adm
Tempo de concentração	1,41	h
Ordem do curso d'água	6	-
Densidade de drenagem	0,035	km km ⁻²
Declividade média do rio principal	0,0044	m m ⁻¹

5.2 Levantamento geométrico do riacho e campanhas para coleta de dados

O levantamento geométrico do canal e a descrição da hidráulica aluvial desta pesquisa foram realizados com base em uma série de campanhas de medições diretas, entre 03 e 06 de abril de 2018 (seis campanhas), variando entre os turnos matutino e vespertino. O ponto escolhido para a amostragem no riacho, conforme apresentado na Figura 2, foi o mesmo em todas as campanhas, seguindo alguns critérios previamente estabelecidos, como: i) apresentar trecho com condição vegetada; ii) ser um local que apresente a mínima interferência antrópica em suas áreas adjacentes; iii) não apresentar barreira, banco de sedimentos bem definido ou qualquer estrutura que seja capaz de interferir nas descargas líquidas e/ou sólidas; iv) não estar próximo do exutório da bacia hidrográfica; v) evitar locais com efeito de remanso; e vi) ser um local de fácil acesso para o transporte dos equipamentos de campo, conforme recomendações observadas em Silva et al. (2016), Cantalice et al. (2015), Merten e Poleto (2006).

A geometria do riacho foi caracterizada *in loco* pela largura da superfície líquida, altura do escoamento, área molhada, declividade do canal e perímetro molhado, que

foram mensurados com o auxílio de uma trena e uma régua (graduada em 1 m). Para determinar a largura da superfície líquida do escoamento no riacho, fixou-se a trena em dois pontos localizados nas respectivas margens do canal, de forma transversal ao sentido do fluxo. O início da contagem ocorreu no ponto da margem esquerda que coincidiu com o início da área molhada e, conseqüentemente, limitou-se no fim da área molhada, localizado na margem direita.

A altura do escoamento, a área molhada e o perímetro molhado foram obtidos por meio da divisão do riacho em seções verticais de mesma largura, que variou em função da superfície líquida no momento da amostragem. Uma régua era posicionada em cada vertical estabelecida e a altura do escoamento era quantificada. A área molhada de cada vertical foi mensurada por equivalência a triângulos nas margens e a trapézios nas demais seções do canal, em que as arestas foram definidas como sendo a largura da vertical, observada na trena, e a profundidade do escoamento observada na régua. O somatório das áreas de cada seção correspondeu a área total molhada e o perímetro molhado foi dado pelo somatório da largura da superfície líquida com cada aresta no fundo do canal, conforme preceitos da hidráulica tradicional (Houghtalen et al., 2016).

5.3 Método de amostragem das descargas líquida e sólida

A amostragem das descargas líquida e sólida ocorreu pelo método de Igual Incremento de Largura - IIL (do inglês, *Equal-width-increment*), inicialmente proposto por Edwards e Glysson (1999). A escolha desse método, concomitantemente com a utilização dos equipamentos adequados, garantiu que as condições de amostragem fossem realizadas em premissas isocinéticas (a velocidade de entrada do escoamento no bico do amostrador deve ser igual à velocidade do escoamento no ponto amostrado).

O princípio básico do IIL consistiu na divisão de uma seção transversal do corpo hídrico em frações igualmente espaçadas, ou seja, a seção transversal foi subdividida em outras seções menores que apresentaram a mesma largura de superfície líquida. O processo de amostragem ocorreu em cada vertical, posicionando o equipamento (amostrador, molinete ou qualquer instrumento de aferição) no meio da subseção do corpo hídrico, conforme a Figura 4.

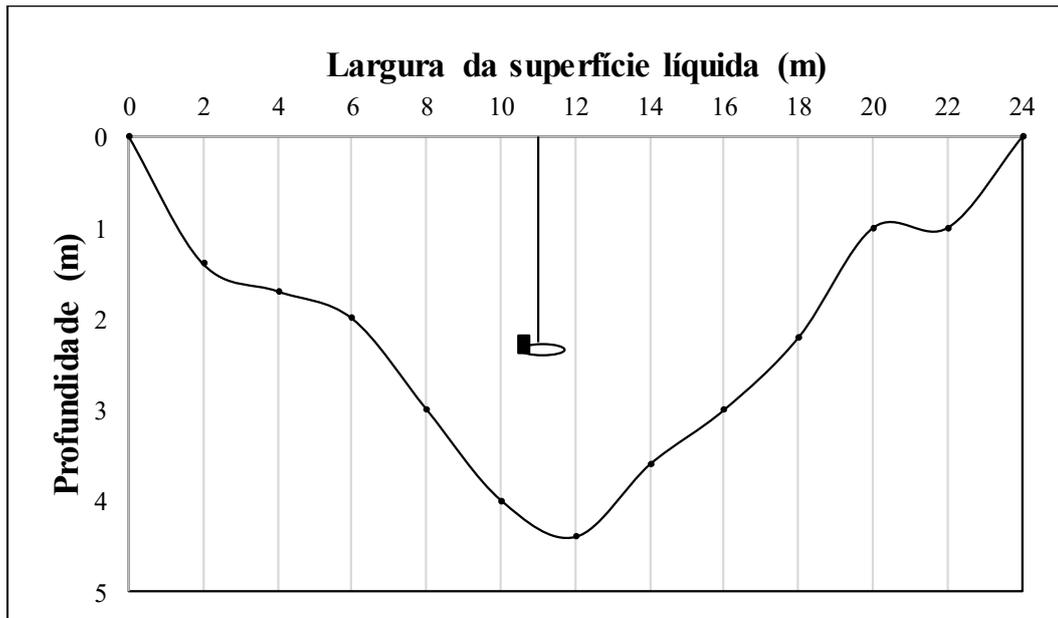


Figura 4. Desenho esquemático da utilização do método de Igual Incremento de Largura na seção transversal de um corpo hídrico.

5.4 Caracterização dos parâmetros hidráulicos do escoamento

A viscosidade cinemática da água (ν) foi calculada conforme Julien (1995), a partir de aferições *in loco* da temperatura, como base na Equação (33). A resistência hidráulica do canal, através do fator de atrito de Darcy-Weishbach (f) e o coeficiente de Manning (n), foi quantificada por meio das Equações (8) e (14), respectivamente.

$$\nu = [1,14 - 0,031(T - 15) + 0,00068(T - 15)^2]10^{-6} \quad (33)$$

Em que ν é a viscosidade cinemática da água ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) e T é a temperatura da água ($^{\circ}\text{C}$).

O raio hidráulico do canal foi determinado pela relação estabelecida na Equação (34). O coeficiente de mistura (Elder, 1959), o número de Reynolds e o número de Froude (Simons e Sentürk, 1992) foram mensurados de acordo com as Equações (35), (36) e (37).

$$R_H = \frac{A}{P} \quad (34)$$

$$k_x = hu_* \quad (35)$$

$$Re = \frac{UR_h}{\nu} \quad (36)$$

$$Fr = \frac{V}{\sqrt{gR_h}} \quad (37)$$

Em que R_H é o raio hidráulico (m), A é a área da secção transversal (m^2) e P é o perímetro molhado da secção transversal (m), k_x é o coeficiente longitudinal de mistura ($m^2 s^{-1}$), h é a profundidade (m), u^* é a velocidade crítica de cisalhamento ($m s^{-1}$), Re é o número de Reynolds (adm), U é a velocidade média do escoamento ($m s^{-1}$), Fr é o número de Froude e g é a aceleração da gravidade ($m s^{-2}$).

A velocidade média do escoamento para cada subsecção vertical, conforme apresentado pelo método de ILL, foi quantificada com a utilização de um micro molinete fluviométrico da Hidromec. Esse aparelho foi posicionado em determinadas alturas, que variaram em função da profundidade do escoamento dentro de uma mesma subsecção (Back, 2006), de acordo com a Tabela 4.

Tabela 4. Posição do molinete na vertical em relação à profundidade. Em que h é a profundidade do escoamento (m), F é a posição na subsecção do leito do canal (m), S_f é a posição na subsecção da superfície do canal (m), U é a velocidade média do escoamento ($m s^{-1}$) e $U_{0,2}; 0,4; 0,6; 0,8$ é a velocidade ($m s^{-1}$) quantificada pelo micro molinete a uma profundidade de 20, 40, 60 e 80%, respectivamente.

Posição na vertical	Cálculo da velocidade média na vertical	Profundidade (m)
$0,6h$	$U = U_{0,6}$	Abaixo de 0,60
$0,2h$ e $0,8h$	$U = \frac{(U + U_{0,8})}{2}$	0,60 a 1,20
$0,2h; 0,6h$ e $0,8h$	$U = \frac{(U_{0,2} + 2U_{0,6} + U_{0,8})}{4}$	1,20 a 2,00
$0,2h; 0,4h; 0,6h$ e $0,8h$	$U = \frac{(U_{0,2} + 2U_{0,4} + 2U_{0,6} + U_{0,8})}{6}$	2,00 a 4,00
$F; 0,2h; 0,4h; 0,6h; 0,8h$ e S_f	$U = \frac{[F + 2(U_{0,2} + U_{0,4} + U_{0,6} + U_{0,8}) + S_f]}{10}$	Acima de 4,00

Determinada a posição do micro molinete na subsecção do riacho, o mesmo foi inserido de forma em que a hélice permanecesse sempre frente ao fluxo. Os pulsos eram então contabilizados pelo contator eletrônico também da Hidromec, que permanecia junto ao operador. Foi adotado um intervalo de tempo para contagem do número de rotações da hélice do micro molinete de 30 segundos, para cada ponto amostrado na subsecção vertical. Esse tempo foi necessário para o cálculo da velocidade média, utilizando a equação de calibração do instrumento.

A descarga líquida do riacho Cachoeira foi determinada como sendo a soma do produto entre os valores de velocidade média do escoamento em cada subsecção vertical, obtidos com base na Tabela 4, com sua respectiva área correspondente, conforme a Equação (38). A área de influência de cada subsecção foi determinada por equivalência a

figuras geométricas, de acordo como foi descrito no item 5.2, para determinação da área molhada.

$$Ql = \sum Ql_i = \sum (A_i U_i) \quad (38)$$

Em que Ql é a descarga líquida total ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$), Ql_i corresponde a descarga líquida de cada vertical ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$), A_i é a área de influência de cada vertical (m^2) e U_i é a velocidade média do escoamento de cada subseção (m s^{-1}).

5.5 Caracterização e hábito das espécies vegetais ocorrentes no riacho

Os valores relativos aos parâmetros vegetativos e morfológicos das três espécies vegetais (diâmetro de caule e folha, altura vegetal e espaçamento entre as espécies), nas condições emersas e submersas, foram obtidos por meio de medições direta em plantas retiradas de uma parcela de amostragem com 1m^2 no leito do riacho Cachoeira, conforme a Figura 5. A caracterização das espécies pode ser visualizada na Tabela 5.



Figura 5. Parcela amostral das espécies vegetais em uma área de 1m^2 .

Tabela 5. Caracterização das espécies vegetais encontradas no leito do riacho Cachoeira, no trecho amostrado.

Parâmetro	<i>Senna obtusifolia</i>	<i>Ipomoea pes-caprae</i>	<i>Cynodon dactylon</i> (L.) Pers.
Espaçamento entre plantas (m)	0,2	0,4	0,1
Comprimento da planta (m)	0,4	0,36	0,1
Altura vegetal frente ao escoamento (m)	0,13	0,11	0,05
Diâmetro da folha (m)	0,04	0,06	0,02
Quantidade de indivíduos	34	22	72

Para determinação da área projetada por planta (a), considerou-se o valor de área correspondente as características da haste de cada espécie vegetal. A densidade da cobertura foliar (ϕ_{veg}) foi descrita em termos da fração volumétrica ocupada pela vegetação, conforme Nepf (2012). As fórmulas correspondentes a essas duas variáveis podem ser observadas nas Equações (39) e (40), respectivamente.

$$a = \frac{\pi D^2}{4} \quad (39)$$

$$\phi_{veg} = \frac{\pi D_f^2}{4 \Delta S^2} \quad (40)$$

Em que a é a área total da planta projetada (m^2), D é o diâmetro da haste (m), D_f é o diâmetro da folha (m), ϕ_{veg} é a densidade da área foliar (adm) e ΔS é uma relação baseada no espaçamento da vegetação (m).

5.6 Caracterização da rugosidade hidráulica gerada pela vegetação

A rugosidade hidráulica gerada pela vegetação foi caracterizada conforme o coeficiente de arraste vegetal para as espécies vegetais encontradas no leito do riacho Cachoeira. Esse coeficiente foi determinado com base na abordagem metodológica proposta por Wu et al. (1999) e Wang et al. (2015), como apresentado nas Equações (23) e (24), respectivamente. A determinação da tensão de arraste imposta ao escoamento pela vegetação ocorreu com a aplicação da Equação (29). Já o número de Reynolds de planta foi mensurado de acordo uma aproximação proposta por Lee et al. (2004), como pode ser visto na Equação (41).

$$Re_{planta} = \frac{U s}{\nu} \quad (41)$$

Em que Re_{planta} é o número de Reynolds em função da vegetação (adm), U é a velocidade média do escoamento ($m\ s^{-1}$), s = espaço entre as plantas (m) e ν é a viscosidade cinemática da água ($m^2\ s^{-1}$).

5.7 Quantificação das taxas de transporte de sedimento

5.7.1 Sedimento suspenso

A coleta da mistura da descarga líquida com os sedimentos ocorreu com o uso do amostrador DH-49, que percorreu o trajeto vertical da superfície da lâmina de água até as proximidades do leito do canal (aproximadamente 5 cm acima do leito para evitar a suspensão de sedimentos de fundo) e, por fim, retornou a superfície. O trajeto foi percorrido mantendo a velocidade constante na subida e na descida, além de evitar que houvesse a recirculação de água e sedimento no recipiente de coleta, conforme descrito pelo método de IIL.

O tempo de amostragem utilizado baseou-se na razão ou velocidade de trânsito, que pode ser descrita como sendo a velocidade com a qual o equipamento deve percorrer a vertical de amostragem sem alterar as condições isocinéticas de coleta (Merten; Poletto, 2006). Esse parâmetro depende de fatores como: tamanho do bico do amostrador, volume da amostra coletada, velocidade do fluxo e profundidade do escoamento (Wilde; Radke, 1998). Carvalho (1994) propôs a Equação (42) para o cálculo da razão de trânsito.

$$U_t = UK \quad (42)$$

Em que U_t é a razão ou velocidade de trânsito ($m\ s^{-1}$), U é a velocidade média do escoamento ($m\ s^{-1}$) e K é a constante de proporcionalidade (para os bicos 1/4" e 3/16, K apresenta um valor de 0,4; para o bico 1/8", K apresenta um valor de 0,2).

Calculada a razão de trânsito, obteve-se o tempo de amostragem dado pela Equação (43), conforme descrito em Merten e Poletto (2006), que corresponde ao tempo de percurso de ida e volta do amostrador da superfície da lâmina até o fundo do leito do riacho. O cálculo do tempo foi necessário para facilitar o processo de amostragem em cada subseção, uma vez que apenas com o valor de razão de trânsito aumentaria o trabalho do operador.

$$t_a = \frac{2p}{U_t} \quad (43)$$

Em que t_a é o tempo mínimo para realização da amostragem (s), p é a profundidade da vertical de amostragem (m) e U_t é a velocidade de trânsito ($m\ s^{-1}$).

As amostras coletadas em cada vertical foram transferidas da garrafa do amostrador de sedimento suspenso para um recipiente plástico, que havia sido previamente lavado, secado, pesado e enumerado. Após a amostragem, os recipientes foram vedados, para evitar perdas de volume por evaporação ou entrada de materiais particulados, e acondicionados em conjuntos de 30 unidades, cobertos e isolados para evitar a incidência de luz solar sob os mesmos. No último dia de campanha, todas as amostras foram transportadas de forma segura para o laboratório de Engenharia de Manejo e Conservação do Solo da Universidade Federal Rural de Pernambuco - UFRPE.

No laboratório, cada recipiente plástico foi pesado com todo o volume de mistura amostrado (água e sedimentos) em uma balança analítica de precisão de 0,0001. Em seguida, todas as amostras, já sem vedação, foram cuidadosamente dispostas em uma estufa de circulação de ar forçada, para que a massa líquida fosse lentamente evaporada sob temperatura de aproximadamente 65°C. Após secos, os recipientes plásticos foram novamente pesados, em balança analítica com precisão de 0,0001 g. Os valores da concentração em cada subseção foram determinados pela relação entre a massa do sedimento e o volume da amostra, subtraindo pelo peso do recipiente plástico, com base nos procedimentos descritos pela USGS (1973), expressa pela Equação (44).

$$C_{SS} = \frac{M}{V_{amostrado}} \quad (44)$$

Em que C_{SS} é a concentração de sedimento em suspensão na vertical amostrada (mg L^{-1}), M é o peso do sedimento (mg) e $V_{amostrado}$ é volume da mistura de água e sedimento (L).

Calculado o valor da concentração de sedimento suspenso em cada subseção amostrada, obteve-se a descarga sólida em suspensão. Essa taxa foi mensurada pelo somatório do produto entre a concentração de sedimento suspenso (C_{SS} , em mg L^{-1}) e a respectiva descarga líquida de cada vertical, conforme estabelecido por Horowitz (2003) e expresso na Equação (45).

$$D_{SS} = \sum (C_{SSi} Q_{li}) 0,0864 \quad (45)$$

Em que D_{SS} é a descarga sólida em suspensão (mg s^{-1}), C_{SSi} é a concentração de sedimento em suspensão de cada subseção vertical (mg L^{-1}) e Q_{li} é a descarga líquida da respectiva subseção vertical (L s^{-1}).

5.7.2 Sedimento de fundo

O transporte de sedimento de fundo foi realizado com o amostrador US BLH-84, que foi inserido no leito do canal, em cada vertical descrita pelo método de ILL. O amostrador permaneceu no riacho até o tempo de amostragem estabelecido (30 s) e, conseqüentemente, foi emergido para a superfície ao término do período. O sedimento de fundo de cada subseção foi transferido para um recipiente de plástico e os procedimentos ocorreram de acordo com a USGS (1973), conforme descrito no item 5.7.1. Então, a descarga sólida de fundo foi determinada de segundo a Equação (46), proposta por Gray (2005).

$$Q_{SF} = \sum \left(\frac{m}{wt} \right) L_x 0,0864 \quad (46)$$

Em que Q_{SF} é a descarga sólida por carga de fundo ($g s^{-1}$), m é a massa seca de sedimentos coletadas nas verticais (g); w é a largura do bocal do amostrador (m), L_x é a largura equivalente (m) e t é o tempo de amostragem (s). Sendo $t = 30$ s e $w = 0,075$ m.

5.8 Distribuição granulométrica das partículas de sedimentos

Para a determinação do diâmetro característico das partículas e a confecção da curva de distribuição granulométrica, o sedimento proveniente do transporte por arraste, rolamento ou saltação (sedimento de fundo) foi submetido ao peneiramento em 12 classes de peneiras, utilizando um agitador eletromagnético, equipado com um conjunto de peneiras com os seguintes diâmetros de abertura de malha: 3,35; 1,7; 0,85; 0,60; 0,425; 0,30; 0,212; 0,150; 0,20; 0,106; 0,076 e 0,053 mm, a uma intensidade de 90 vibrações por segundo durante 10 minutos, conforme também foi descrito em Cantalice et al. (2015).

Para determinar o diâmetro característico das partículas de sedimento, as amostras de cada peneira, com os sedimentos provenientes do leito do riacho Cachoeira, foram pesadas em uma balança analítica de precisão de 0,0001 g. A fração de cada classe foi obtida dividindo-se a massa de partículas secas em uma determinada classe pela massa total de solo seco da amostra peneirada. Assim, obteve-se um percentual correspondente a cada fração. O índice d_{65} foi calculado por computador através do programa *Curve Expert*, a partir do fornecimento da massa de partículas sólidas em cada classe.

5.9 Análise estatística

Os dados provenientes das campanhas no riacho Cachoeira foram submetidos a análise de regressão entre as variáveis que regem a hidráulica do fluxo, a descarga de sedimento e os parâmetros descritores da rugosidade. Paralelamente a análise de regressão, os dados foram agrupados por meio da matriz do coeficiente de correlação de Pearson e foi verificado a respectiva significância a 1 e 5%.

6 RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1 Seção molhada do riacho Cachoeira

Na Figura 6 consta a geometria do riacho Cachoeira, verificada no dia 03/04/2018, que apresentou comportamento similar em todo período das campanhas de amostragem. O canal exibiu uma largura média para a maioria das amostragens de aproximadamente 3 metros, com profundidade média do escoamento variando entre 6 e 11 cm.

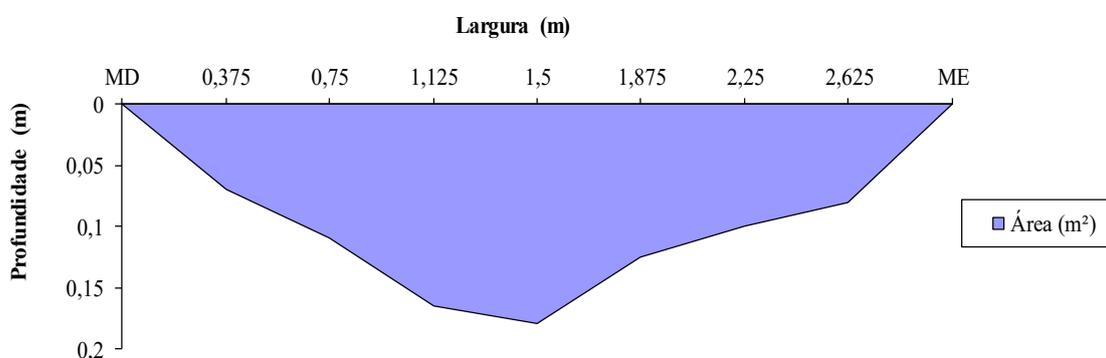


Figura 6. Geometria da seção molhada do riacho Cachoeira no dia 03/04/2018. Em que MD é a margem direita e ME é a margem esquerda.

6.2 Parâmetros hidráulicos do riacho Cachoeira

A variabilidade espacial da velocidade de fluxo, em cada seção vertical e em cada corte transversal, foi mensurada conforme Tabela 4. Por meio destes valores, foram construídas as Figuras 7, 8 e 9. A Figura 7 ilustra o perfil transversal de velocidade em relação à linha central do canal.

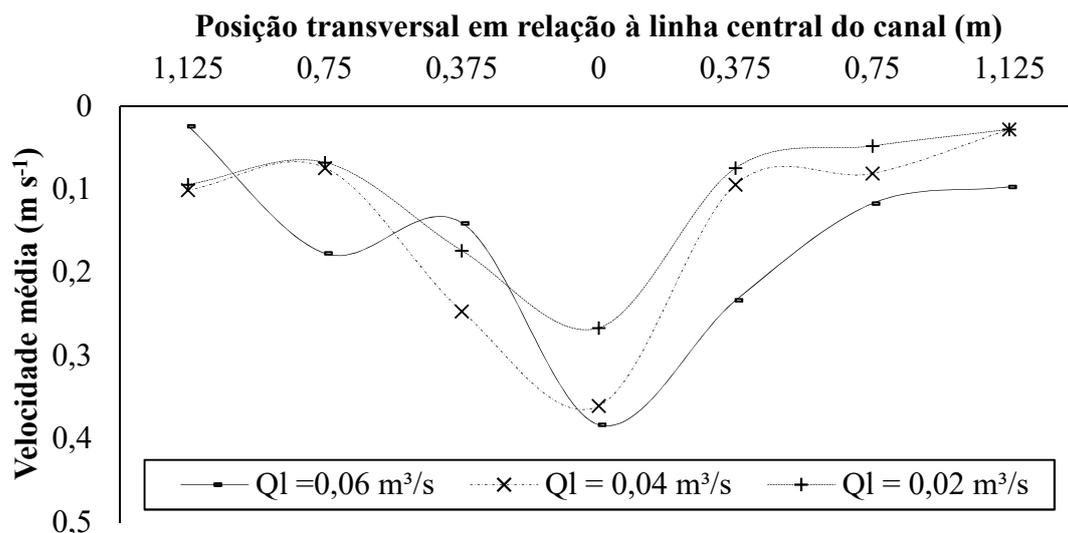


Figura 7. Perfil de velocidade em contraste com a posição transversal em relação à linha central do riacho Cachoeira, Pernambuco, Brasil.

Pela análise da Figura 7, é possível verificar que os maiores valores de velocidade, correspondentes à 0,3830; 0,3604 e 0,2665 m s⁻¹, foram verificados nas descargas líquidas de 0,06; 0,04 e 0,02 m³ s⁻¹, respectivamente, e ocorreram na região central do canal. Para as amostragens extremas em relação à linha central do canal, a margem esquerda e a margem direita apresentaram uma velocidade média de 0,0730 e 0,0510 m s⁻¹, respectivamente. Vaghefi et al. (2016) descrevem que as maiores velocidades de fluxo tendem a ocorrer em posições de menor atuação de forças contrárias ao escoamento e em pontos de maior altura de lâmina d'água, que condicionam a formação de uma zona com fluxo rápido. A Tabela 6 apresenta os parâmetros hidráulicos observados no riacho Cachoeira durante a realização das campanhas.

Tabela 6. Parâmetros hidráulicos do escoamento observado no Riacho Cachoeira. Em que A é a área da sub-seção, P é o perímetro molhado, R_H é o raio hidráulico, Re é o número de Reynolds, Fr é o número de Froude, τ é a tensão de cisalhamento do escoamento, M e T são abreviações para manhã e tarde, respectivamente.

Campanha	A	P	R_H	Re	Fr	τ
	m ²	m	m	adm		N m ⁻²
03/04/2018 T	0,3263	3,0267	0,1078	21650,5454	0,1827	4,6384
04/04/2018 M	0,2625	3,0217	0,0869	14869,5525	0,1814	3,7382
04/04/2018 T	0,2241	3,0169	0,0743	10581,4872	0,1499	3,1959
05/04/2018 M	0,1781	3,0162	0,0591	9813,1247	0,2088	2,5413
05/04/2018 T	0,1319	1,5311	0,0862	13358,4338	0,1545	3,7077
06/04/2018 M	0,1111	1,4321	0,0776	10450,6398	0,1476	3,3390
Média	0,2057	2,5075	0,0820	13453,9639	0,1708	3,5268

Pelos valores dos números de Reynolds e de Froude obtidos no período observado (Tabela 6), constatou-se que o regime de fluxo no riacho Cachoeira foi classificado como turbulento fluvial ($Re > 2500$ e $Fr < 1$), conforme descrito em Simons e Sentürk (1992). Ainda de acordo com a Tabela 6, pode-se observar, pelos valores decrescentes da tensão de cisalhamento média do escoamento, entre as campanhas a partir da tarde do dia 03 até a manhã do dia 05/04/18, um período de fase decrescente do hidrograma do riacho Cachoeira, conforme pode ser verificado na Figura 8 (expresso por meio do R_H). A partir da tarde do dia 05 até a manhã do dia 06/04/18, houve uma pequena elevação do raio hidráulico e, posteriormente, uma nova redução, que refletiu diretamente no comportamento da tensão de cisalhamento média do escoamento. O aumento observado no raio hidráulico (quinta campanha) ocorreu devido à redução do perímetro molhado em quase metade do seu valor, quando comparado a campanha anterior.

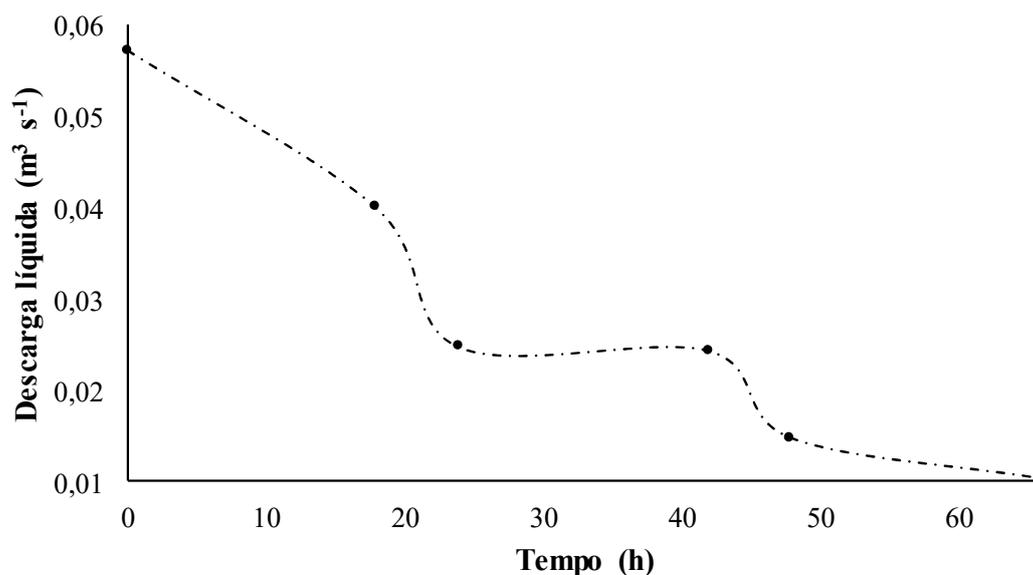


Figura 8. Hidrograma do Riacho Cachoeira entre 03 e 06/04/18.

A Figura 9 retrata o perfil vertical de distribuição da velocidade em fluxo sob diferentes alturas de lâminas de escoamento, observado no riacho Cachoeira vegetado, onde exemplifica-se para as campanhas realizadas três valores distintos e mais significativos de descarga líquida, correspondentes a aproximadamente 0,06; 0,04 e 0,02 $m^3 s^{-1}$.

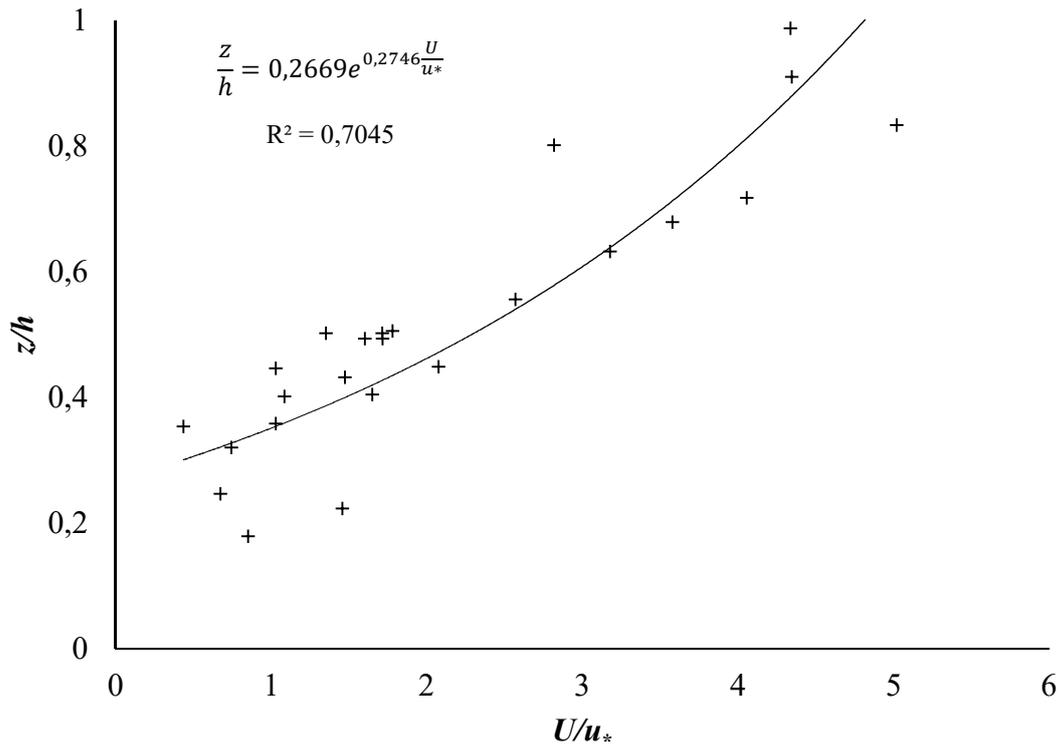


Figura 9. Perfil vertical de distribuição da velocidade em fluxo sob diferentes níveis de lâmina d'água verificadas no riacho Cachoeira, entre 03 e 06 de abril de 2018. Em que z é a profundidade em que foi medida a velocidade (m), h é a profundidade média do canal (m), U é a velocidade de fluxo (m s^{-1}) e u^* é a velocidade de cisalhamento do escoamento (m s^{-1}).

Observou-se, na Figura 16, uma boa relação exponencial entre o fator de profundidade (relação entre altura amostrada de velocidade em um dado ponto - z e a altura da lâmina de água - h) e o fator de velocidade (relação entre velocidade média do escoamento - U e a velocidade de cisalhamento - u^*). Essa abordagem demonstra os efeitos da estrutura do arranjo vegetal nos valores de velocidade mensurados, destacadamente na zona de cisalhamento, de acordo com o modelo de Shucksmith et al. (2010) e de Huai et al. (2009), quando o atrito do fluxo com os caules, galhos e ramos, originaram a tensão cisalhante. Os pontos de medida da velocidade com o fator z/h entre 0,2 e 0,5, aproximadamente, se confundem com a zona de cisalhamento.

Apenas em poucos pontos houve um momento estacionário ($u/u^* < 1$), em que a velocidade crítica de cisalhamento foi superior a velocidade de fluxo. Esse fenômeno foi reflexo de zonas que apresentaram baixa profundidade e, conseqüentemente, o efeito do leito do canal foi decisivo para conter o transporte de partículas e evitar condições de erosão do fundo. Cassan et al. (2017) citam que as variações observadas no perfil de

velocidade são oriundas principalmente da influência de elementos rugosos em relação ao nível de fluxo, do coeficiente de arraste e de um fator associado ao leito do canal.

Em canais vegetados, como no caso do riacho Cachoeira, Antonelli et al. (2018) e Silva et al. (2016) descrevem que as espécies vegetais são responsáveis por exercer diretamente um efeito sob o grau de turbulência do fluxo, por condicionar o perfil de velocidade e por influenciar a dinâmica de sedimentos. Nesse sentido, Li et al. (2014) reportam que essa influência é mais notória em zonas que apresentam um grande aglomerado vegetal e altas taxas de fluxo. Dessa forma, a análise da influência do arranjo vegetal no canal intermitente do Cachoeira, para as espécies: salsa de praia, mata pasto e capim gramão, na velocidade do canal é apresentada na Figura 10.

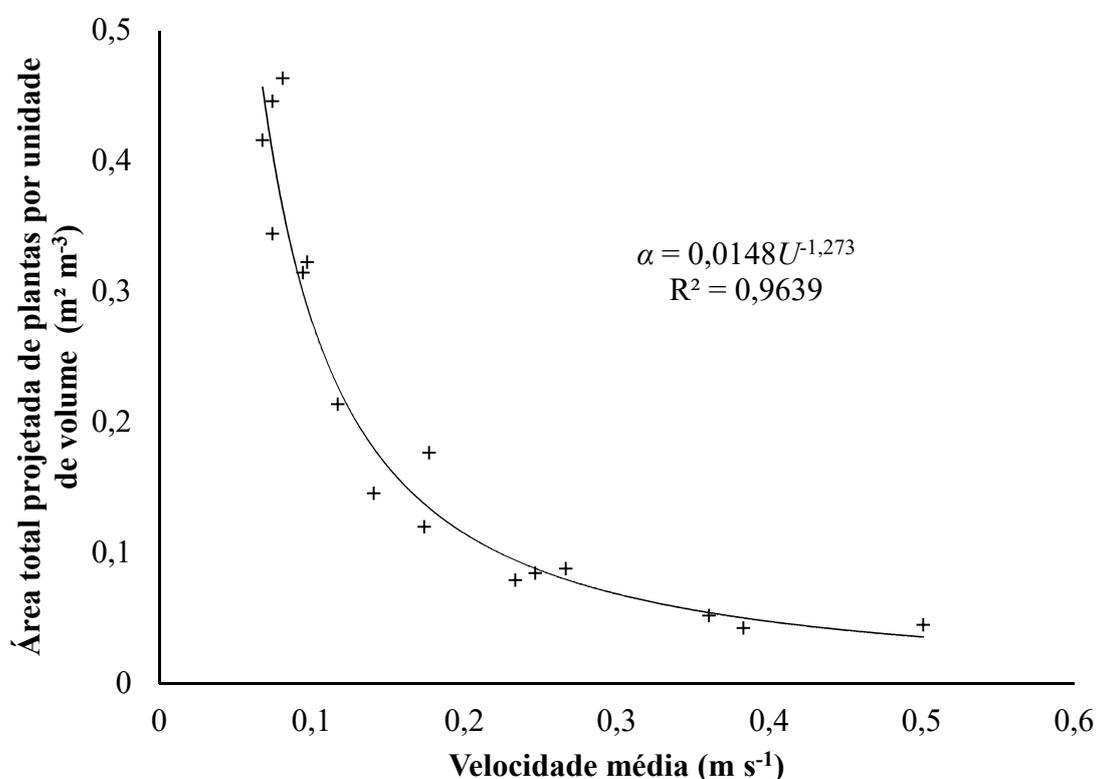


Figura 10. Relação dos valores obtidos pela área total projetada de plantas por unidade de volume (m² m⁻³) com a velocidade média do escoamento (m s⁻¹) observado no riacho Cachoeira.

A distribuição vertical da velocidade de fluxo concentrado apresentada pelo riacho Cachoeira foi correlacionada inversamente com a distribuição e densidade da área foliar (representado pelo fator a - área total projetada de plantas por unidade de volume), de acordo com o excelente ajuste apresentado ($R^2 = 0,9639$). Essa curva demonstra um

diferente gradiente de velocidade para as zonas com maior aglomerado vegetal, comparado com zonas de fluxo mais livre. Dessa forma, observou-se que esta influência é mais notória em áreas com maior densidade vegetal, uma vez que elas foram responsáveis por promover as menores velocidades de fluxo.

Nesse sentido, Nepf e Vivoni (2000) destacam que a turbulência e o perfil de velocidade em áreas vegetadas são dominados pela morfologia da vegetação, sendo caracterizada pela altura média da vegetação e a área de planta por unidade de volume. De Serio et al. (2018), com base na análise de dados experimentais, destacaram que a presença de aglomerados vegetais e alta densidade da vegetação provoca a redução da energia cinética turbulenta.

Diferentes densidades do agrupamento vegetal afetam o fluxo, incluindo a energia cinética, conforme foi observado no riacho Cachoeira, com a redução da velocidade do escoamento para as zonas de fluxo com maior densidade de estrutura vegetal (Figuras 9 e 10). A explicação física desse fenômeno ocorre devido ao efeito do diâmetro médio do caule vegetal (1,1 cm) e do diâmetro foliar (4, 6 e 2 cm para o mata pasto, a salsa de praia e o capim gramão, respectivamente), que promovem uma tensão de arraste e causam uma resposta direta nos parâmetros que regem o escoamento turbulento, sobretudo a velocidade (Devi; Kumar, 2015). Li et al. (2015) demonstraram que a densidade de espécies, as características da folhagem e do caule foram os parâmetros mais importantes para influenciar a rugosidade.

Consta na Figura 11 (a) e (b), o perfil de velocidade ajustado para o fluxo do Cahoeira sob arranjo vegetal, mas agora considerando-se a razão de submersão (Sr), ou seja, a relação entre a altura da lâmina d'água e a espessura do arranjo vegetal ocorrente no canal do Cachoeira.

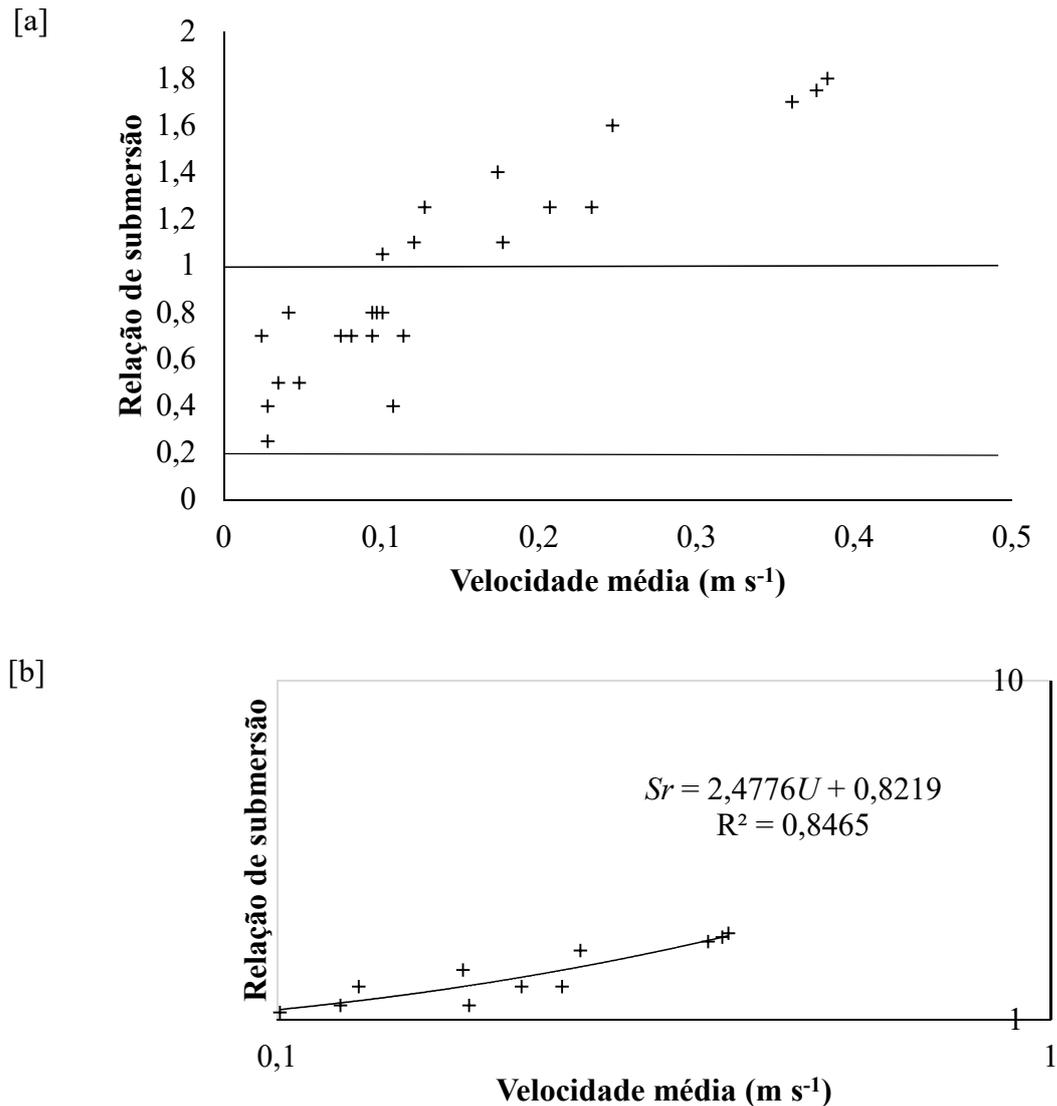


Figura 11. [a] Perfil de velocidade e relação de submersão (Sr) com a zona de cisalhamento ($0,2 < Sr < 1$) e a zona de fluxo livre ($Sr > 1$) do riacho Cachoeira sob arranjo vegetal emerso e submerso; [b] ajuste logarítmico da zona de fluxo livre.

A distribuição vertical da velocidade de fluxo, observada no riacho Cachoeira, foi dividida em duas camadas com base na relação de submersão (ponto de inflexão). A zona de cisalhamento ($0,2 < Sr < 1$) foi estabelecida como a parte do fluxo que apresentou contato direto com a vegetação (Figura 18.a), sem apresentar um ajuste matemático característico, com uma certa dispersão em uma faixa estreita de velocidade. A zona de fluxo livre ($Sr > 1$) tornou-se evidente na subárea com a relação de submersão superior à sua unidade, uma vez que a velocidade do fluxo ao longo da profundidade vertical aumentou logaritmicamente, a medida que a profundidade do fluxo se tornou superior a linha de influência vegetal (Figura 18.b). Cantalice et al. (2015), em um canal aluvial

semiárido vegetado com Salsa de praia (*Ipomoea pes-caprae*), quantificou a zona de cisalhamento entre $0,6 < Sr < 1$.

Gualtieri et al. (2018) mencionam que, na zona de cisalhamento, uma boa parte da comunidade científica admite que a velocidade assume um valor próximo a uma constante, considerando a atuação da força de arraste de um determinado elemento rugoso. Yang e Choi (2010), em uma abordagem similar a discutida nesta pesquisa, assumem que a velocidade na camada de influência vegetal apresenta um comportamento uniforme, enquanto a camada superior é justificada em um modelo de base logarítmica. Vargas-Luna et al. (2015) descrevem que o perfil de velocidade vertical na camada superior é derivado de uma forma modificada da lei logarítmica para fluxos turbulentos. A espessura e a posição das zonas descritas nas Figuras 11 (a) e (b) se configuram a cada ambiente aluvial. Fatores como densidade do arranjo vegetal, profundidades do fluxo, morfologia vegetal e grau de submersão são determinantes para delimitar cada zona (Li et al., 2014).

Para estimar a mistura na zona de fluxo livre, assumiu-se que o perfil de velocidade acima da vegetação tem um comportamento linear em relação a submergência, como apresentado na Figura 12. Em circunstâncias em que o grau de dispersão é relativamente baixo, dado o perfil de velocidade, a mistura é dominada pela própria morfologia vegetal, como a geração de turbulência a partir do ressalto provocado pelo caule (Shucksmith et al., 2010).

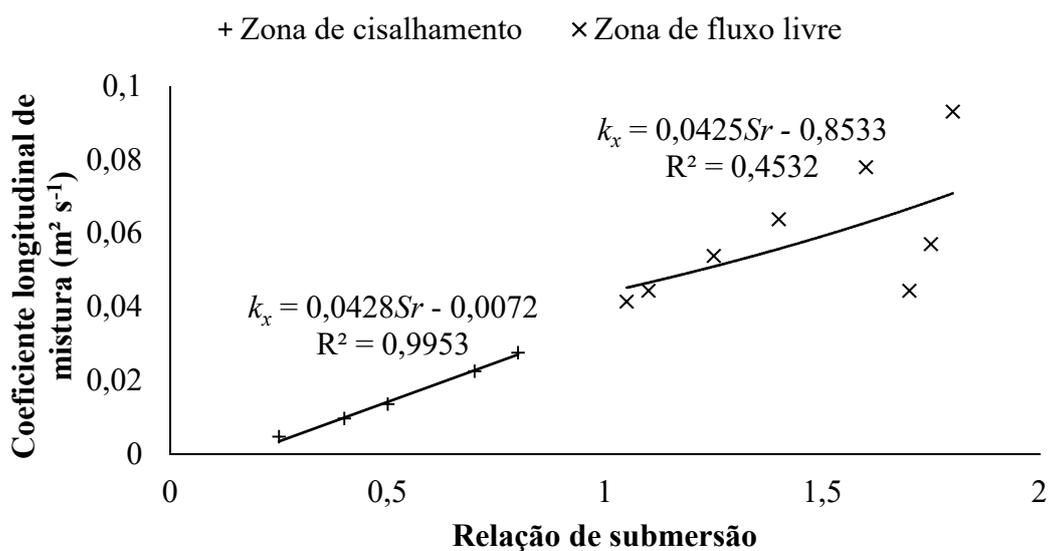


Figura 12. Coeficiente longitudinal de mistura ($m^2 s^{-1}$) na zona de cisalhamento ($0,2 < Sr < 1$) e na zona de fluxo livre ($Sr > 1$) do riacho Cachoeira, sob condições vegetadas.

Ainda com base na Figura 12, o coeficiente k_x apresentou os menores valores e expressou um melhor ajuste na zona de cisalhamento, uma vez que a vegetação dessa região atua como uma barreira contra o fluxo e gera uma baixa dispersão. Já na zona de fluxo rápido, frente a maior turbulência, o grau de dispersão é maior. De forma análoga a esta pesquisa, Shucksmith et al. (2010) apresenta que, em condições vegetadas, o coeficiente longitudinal de mistura diminui significativamente com o aumento da profundidade.

6.3 Resistência hidráulica

Sob condições de fluxo e desconsiderando a existência de demais elementos rugosos, a resistência ao escoamento é imposta pela forma física do canal e, conseqüentemente, a rugosidade do leito controla os parâmetros descritores do escoamento. Dessa forma, por meio das Equações (8) e (14), obteve-se os valores médios de 0,0829 e 1,3163 $m^{-1/3}$ s para o fator de atrito de Darcy-Weisbach e o coeficiente de Manning, respectivamente. Esses valores expressam a resistência do riacho Cachoeira, no período em estudo, desconsiderando o efeito promovido pelas espécies vegetais presentes no leito. A estatística dos parâmetros descritores desta resistência hidráulica, assim como as abordagens metodológicas que consideram a influência do arranjo vegetal, podem ser visualizadas na Tabela 7, por meio da matriz do coeficiente de correlação de Pearson.

De acordo com a Tabela 7, o coeficiente de Manning e o fator de atrito de Darcy-Weisbach não expressaram uma relação direta com o número de Reynolds e o raio hidráulico do canal. Gualtieri et al. (2018) e Shen (2002) descrevem que as equações tradicionais que quantificam a resistência ao escoamento (Darcy-Weisbach, Chezy ou Manning) promovem bons ajustes em canais sem grandes elementos de rugosidade. Isso explica o comportamento inferior da correlação para a velocidade de fluxo, a descarga líquida e o número de Reynolds com o número de Manning e o fator de atrito de Darcy-Weisbach, quando comparado a metodologia proposta por abordagens que incluam elementos rugosos ao longo do canal. Quanto maior o diâmetro desse elemento, maior será o fator de resistência (Zhao et al., 2016).

Em contrapartida às abordagens tradicionais, a resistência hidráulica imposta pela vegetação, representada pelo coeficiente de arraste vegetal e pela tensão de arraste vegetal, conseguiu melhores relações de correlação com a velocidade do fluxo e a vazão

do riacho Cachoeira. Neste sentido, destaca-se a metodologia para o cálculo do coeficiente de arraste vegetal proposta por Wang et al. (2015), que forçeneu uma excelente correlação inversa (-0,93) ao nível de 1% de significância.

Quanto a descarga de sedimento suspenso, obteve-se valores de correlação superiores desse parâmetro com a tensão de arraste vegetal, obtidos com as abordagens propostas por Wu et al. (1999) e Wang et al. (2015), quando comparado com as forças de resistência exercidas pelo fator de atrito de Darcy- Weisbach e pelo coeficiente de Manning. Além desses parâmetros, o número de Reynolds de planta foi fortemente correlacionado com a velocidade do fluxo e a descarga líquida, conforme pode ser observado na Tabela 7.

As duas zonas estabelecidas pela influência vegetal foram analisadas separadamente e uma relação de resistência foi observada para cada metodologia proposta. Inicialmente, o parâmetro descritor da resistência hidráulica foi contrastado com a velocidade do escoamento, conforme pode ser visualizado na Figura 13. Além disso, a tensão imposta por essa força em relação a energia cinética turbulenta do fluxo, expresso pelo número de Reynolds de planta também foi investigada (Figura 14). Por uma questão de simplicidade, a partir de agora, as abordagens de Wu et al. (1999) e Wang et al. (2015) serão isoladas para facilitar a compreensão e o melhor modelo matemático será atribuído àquele que apresentar o mais elevado coeficiente de determinação (R^2).

Tabela 7. Matriz do coeficiente de correlação de Pearson para os parâmetros descritores do escoamento e a resistência hidráulica do riacho Cachoeira em trecho vegetado. Em que R_H é o raio hidráulico (m), U é a velocidade do escoamento (m s^{-1}), Q_l é a descarga líquida ($\text{m}^3 \text{s}$), D_{SS} é a descarga de sedimento suspenso (ton dia^{-1}), D_{SF} é a descarga sólida de sedimento de fundo (ton dia^{-1}), Fr é o número de Froude (adm), Re é o número de Reynolds (adm), n é o coeficiente de Manning ($\text{m}^{-1/3} \text{s}$), f é o fator de atrito de Darcy-Weisbach (adm), C_D (1) é o coeficiente de arraste vegetal proposto por Wang et al. (2015) (adm), C_D (2) é o coeficiente de arraste vegetal proposto por Wu et al. (1999) (m^{-1}), τ_{veg} (1) é a tensão de arraste vegetal proposto por Wang et al. (2015) (N m^{-3}), τ_{veg} (2) é a tensão de arraste vegetal proposto por Wu et al. (1999) (N m^{-3}) e Re_{planta} é o número de Reynolds de planta (adm). *Nível de significância: $p < 0,05$; **Nível de significância: $p < 0,01$.

	R_H	U	Q_l	D_{SS}	D_{SF}	Fr	Re	n	f	C_D (1)	C_D (2)	τ_{veg} (1)	τ_{veg} (2)	Re_{planta}
R_H	1													
U	0,57*	1												
Q_l	0,67**	0,89**	1											
D_{SS}	0,66**	0,66**	0,96**	1										
D_{SF}	-0,20	-0,13	0,10	0,30	1									
Fr	-0,16	0,72**	0,49	0,33	-0,01	1								
Re	0,93**	0,82**	0,86**	0,79**	-0,16	0,20	1							
n	0,28	-0,63*	-0,40	-0,25	-0,04	-0,99**	-0,07	1						
f	0,02	-0,81**	-0,57*	-0,40	0,06	-0,99**	-0,32	0,96**	1					
C_D (1)	-0,25	-0,93**	-0,71**	-0,55*	0,08	-0,91**	-0,55*	0,85**	0,96**	1				
C_D (2)	0,04	-0,84**	-0,58*	-0,42	-0,01	-0,99**	-0,34	0,97**	0,99**	0,95**	1			
τ_{veg} (1)	-0,22	-0,83**	-0,84**	-0,80**	-0,39	-0,79**	-0,52*	0,75**	0,81**	0,84**	0,84**	1		
τ_{veg} (2)	-0,13	-0,71**	-0,80**	-0,81**	-0,49	-0,71**	-0,42	0,69**	0,72**	0,72**	0,76**	0,97**	1	
Re_{planta}	0,62*	0,98**	0,91**	0,79**	-0,05	0,66**	0,86**	-0,56*	-0,74**	-0,88**	-0,74**	-0,83**	-0,71**	1

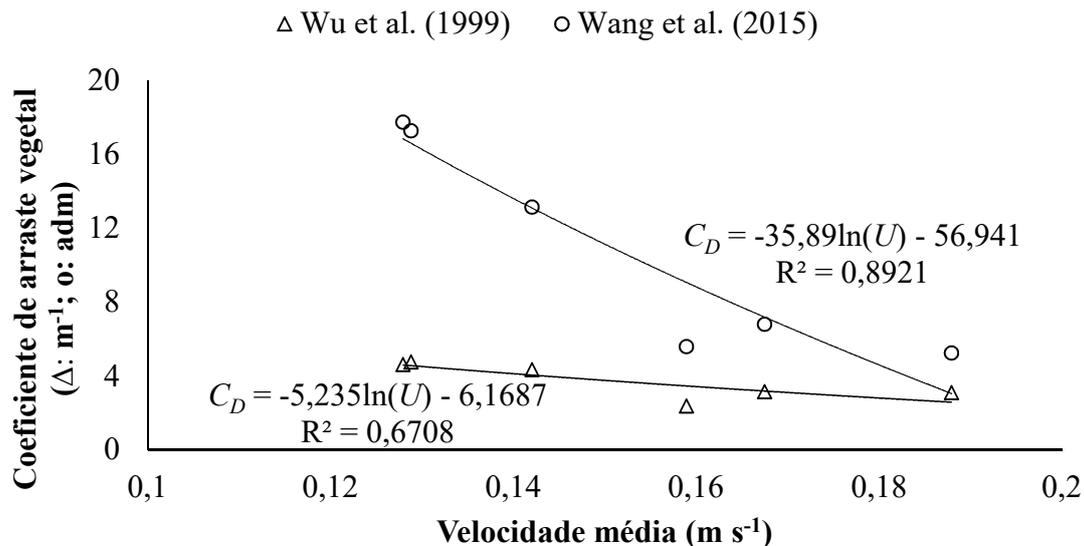


Figura 13. Comportamento do coeficiente de arraste vegetal em relação a velocidade média do escoamento do riacho Cachoeira.

Observou-se na Figura 13 que a abordagem proposta por Wang et al. (2015) promoveu um melhor ajuste matemático em relação a velocidade média do escoamento, uma vez que o valor de R^2 obtido foi de 0,8921. Verificou-se também que os valores do coeficiente de arraste promovidos pelo arranjo vegetal foram inferiores com a abordagem proposta por Wu et al. (1999). Esse modelo matemático negligencia alguns parâmetros importantes e faz uma aproximação do objeto rugosos com uma figura geométrica perfeita. No entanto, algumas espécies vegetais não se aproximam a esse formato (a exemplo, do Capim Gramão), acarretando em uma subestimação do valor, conforme observado na Tabela 8. Logo, neste aspecto, a abordagem proposta por Wang et al. (2015) promoveu resultados mais apropriados, uma vez que considera mais parâmetros vegetais (diâmetro da haste e cobertura da área foliar) que adequam o elemento rugoso a um formato mais próximo a realidade. O arranjo vegetal (também verificado na Tabela 8) foi quantificado por meio da média ponderada das espécies presentes no riacho Cachoeira, em uma área de 1 m². As Figuras 21 e 22 ilustram a relação entre a tensão de arraste vegetal e o número de Reynolds de planta nas duas zonas em análise.

Tabela 8. Valores de Reynolds de planta, área de influência por unidade de volume e o coeficiente de arraste vegetal (C_D) para o agrupamento vegetal observado no canal semiarido do riacho Cachoeira no período em estudo. Em que Re_{planta} é o número de Reynolds de planta e a é a área total projetada por plantas por unidade de volume.

Espécie vegetal	Re_{planta} (adm)	a ($m^2 m^{-3}$)	Coeficiente de arraste vegetal	
			Wu (1999) (m^{-1})	Wang (2015) (adm)
Salsa de praia	64692,7699	0,1096	0,8782	15,1191
Mata Pasto	24259,7887	0,0487	0,7904	15,0737
Capim gramão	16173,1924	0,0122	6,3232	7,3257
Arranjo vegetal	27656,1591	0,0409	3,7395	10,9759

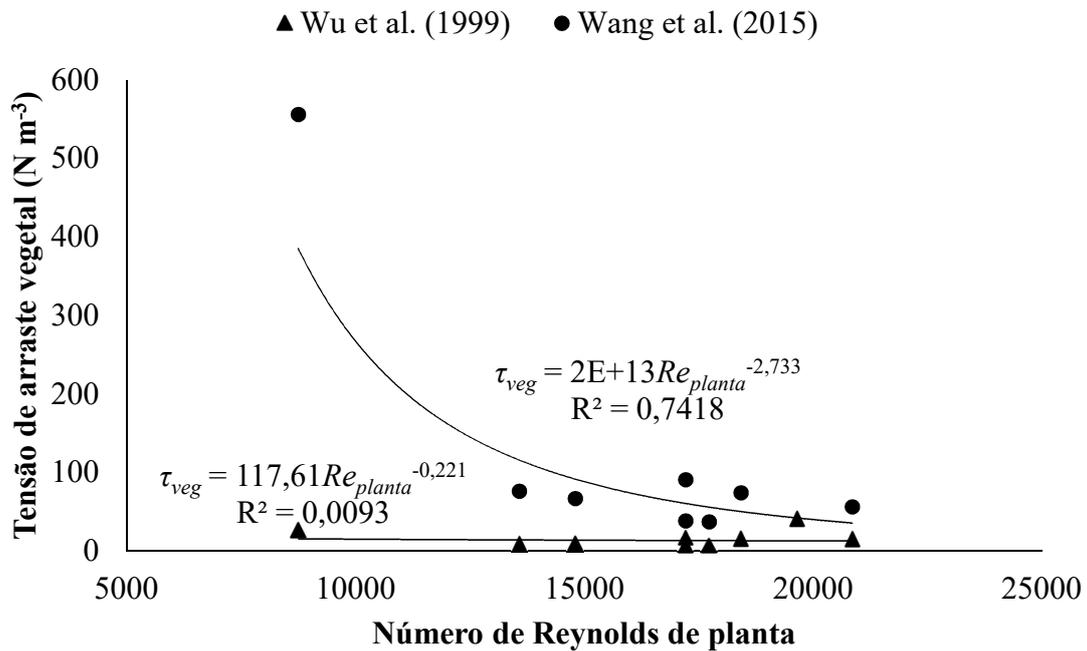


Figura 14. Relação entre a tensão de cisalhamento promovida pelo arraste vegetal e o número de Reynolds na zona de cisalhamento.

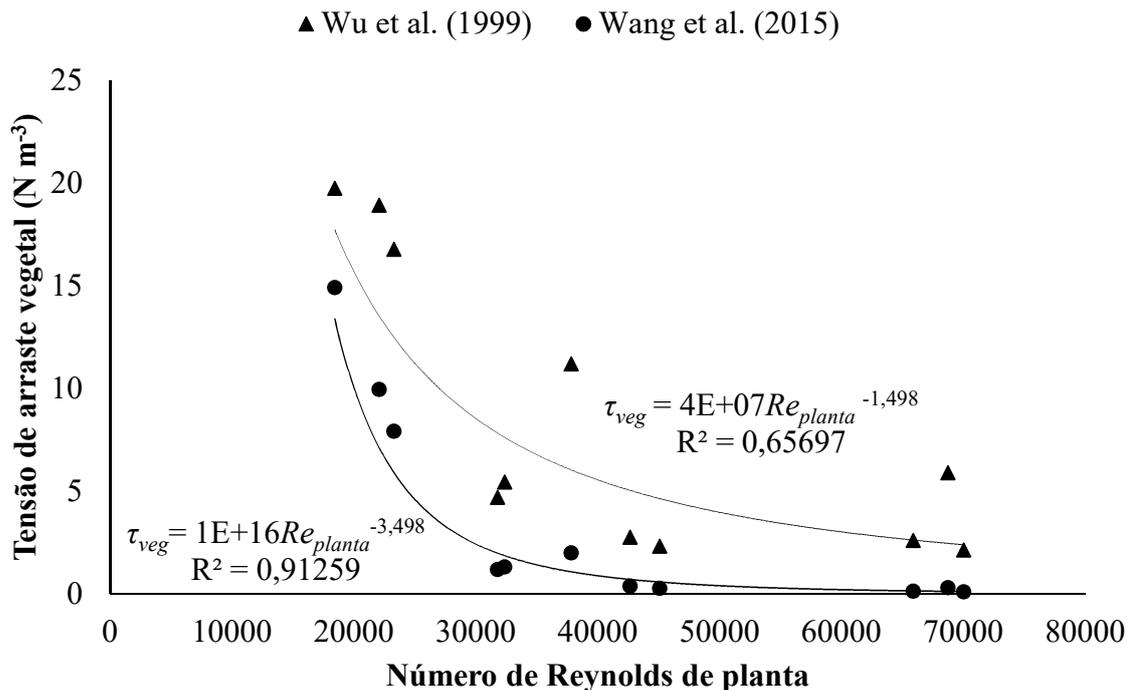


Figura 15. Relação entre a tensão de cisalhamento promovida pelo arraste vegetal e o número de Reynolds na zona de fluxo livre.

Para diferentes formas de organização vegetal em um canal, a tensão promovida pela turbulência é maior em locais de medição com a vegetação, quando comparado com zonas que não apresentam elementos capazes de gerar algum bloqueio (Devi e Kumar, 2016). Isso justifica os maiores valores observados para a tensão de arraste vegetal na zona de cisalhamento (Figura 14), quando comparado a zona de fluxo livre (Figura 15). Observa-se ainda que as diferenças podem ser atribuídas ao impacto da estrutura vegetal frente ao fluxo, melhor representado pelo modelo de Wang et al. (2015). A turbulência na zona de cisalhamento promovida por esse impacto acarretou em maiores valores para a tensão de arraste vegetal. O baixo valor do coeficiente de determinação (0,0093) obtido para a zona de cisalhamento, com base na abordagem proposta por Wu et al. (1999) (Figura 14), indicou que este modelo não considerou parâmetros vegetais suficientes para gerar um bom ajuste.

Os maiores valores do Reynolds de planta estão associados a camada de fluxo livre, em que a velocidade do escoamento foi superior (Figura 11) e a tensão de cisalhamento foi reduzida (Figura 15), como reflexo da menor influência dessa região nos efeitos do leito do canal e da vegetação. Para os fluxos do riacho Cachoeira com número de Froude de 0,2 ou valores próximos, o número de Reynolds da planta esteve entre 20000

e 30000, aproximadamente. Cantalice et al. (2015) também observaram que a força de resistência vegetal foi maior na zona de cisalhamento ($0,6 < Sr < 1$), próxima à base da espécie vegetal, em que se concentraram as estruturas morfológicas completamente submersas.

Shields Jr et al. (2017) descrevem que a diminuição da energia em um escoamento com presença de espécies vegetais também está relacionada ao fator viscosidade e aos efeitos do leito do canal; mas a influência ocorre em função das propriedades mecânicas da planta, um conjunto de parâmetros associados a morfometria e a densidade da vegetação. Em um contexto prático, as formas para quantificar a resistência do fluxo imposta pela vegetação, por vezes, não incorporam todas essas variáveis. Em vez disso, os referidos autores descrevem que as características da vegetação são sintetizadas em parâmetros facilmente mensurados em campo, como a altura da planta e diâmetro do caule, por exemplo. Wang et al. (2017), utilizando a abordagem de Wang et al. (2015), também obtiveram excelentes relações de C_D frente aos efeitos da densidade da vegetação (variando entre 0,064 a 0,269), concomitantemente com um parâmetro associado a intensidade de chuva.

6.4 Taxas de transporte de sedimentos

A Tabela 9 apresenta os valores obtidos para as descargas líquidas e sólidas (sedimento em suspensão e de fundo), para as campanhas realizadas no canal do Cachoeira no período estudado.

Tabela 9. Variáveis do transporte de sedimento oriundas de campanhas de medições diretas, seguindo o método de Igual Incremento de Largura, no riacho Cachoeira, Pernambuco, Brasil. Em que M e T são abreviações para manhã e tarde, respectivamente.

Campanha	Descarga líquida ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$)	Descarga sólida de sedimento suspenso (ton dia^{-1})	Descarga sólida de sedimento de fundo (ton dia^{-1})
03/04/2018 T	0,061	2,0571	0,1210
04/04/2018 M	0,044	1,5980	0,2406
04/04/2018 T	0,029	1,2213	0,3657
05/04/2018 M	0,028	0,6747	0,1858
05/04/2018 T	0,019	0,4830	0,2069
06/04/2018 M	0,014	0,2668	0,0053
Média	0,033	1,0502	0,1875

De acordo com a Tabela 9, observa-se que os maiores valores de descarga sólida suspensa acompanham os valores de descarga líquida obtidos durante as campanhas de amostragem. Assim, verificou-se uma relação significativa (Tabela 7) entre a descarga sólida de sedimento suspenso, com a velocidade média do escoamento e a descarga líquida, de acordo com os coeficientes de correlação de Pearson obtidos, respectivamente, de 0,66 e 0,96. Ainda de acordo com a Tabela 7, percebe-se uma correlação negativa e significativa entre a descarga de sedimento suspenso e os parâmetros de resistência vegetal, sobretudo a tensão de arraste vegetal, que forneceu um valor de -0,81, para Wu et al. (1999); e -0,80, para Wang et al. (2015), conforme demonstra a Figura 16.

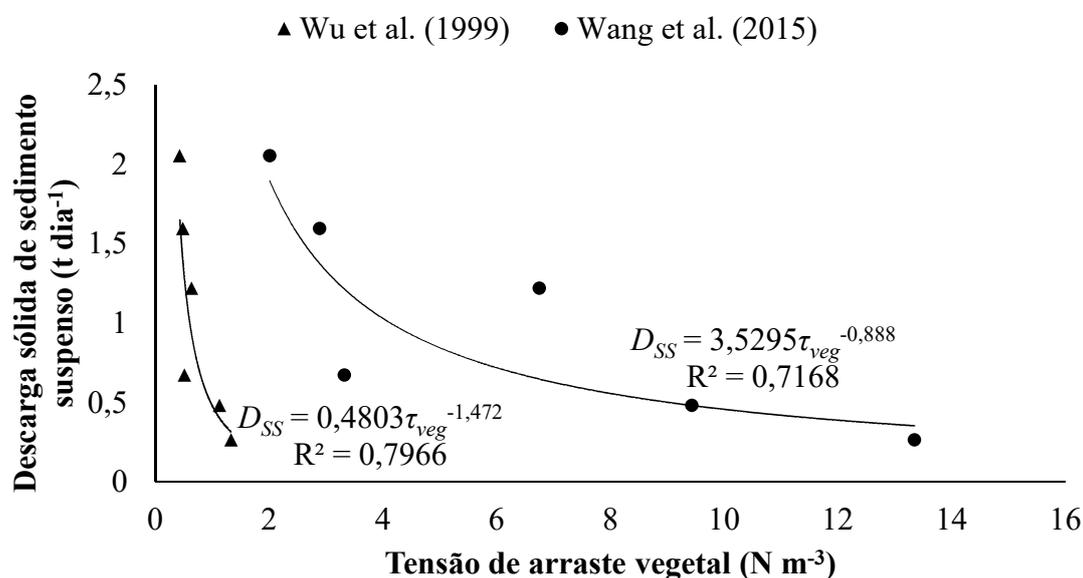


Figura 16. Relação da tensão de arraste vegetal e a descarga sólida de sedimento suspenso no riacho Cachoeira, Pernambuco, Brasil.

A Figura 16 apresenta a redução da descarga sólida de sedimento suspenso no riacho Cachoeira, para a elevação da área total projetada de plantas por unidade de volume, que coincide com a zona de cisalhamento, do modelo inicialmente proposto por Shucksmith et al. (2010) e de Huai et al. (2009). Simulações matemáticas no estudo hidrossedimentológico de fluxo turbulento, a exemplo de López e García (1998), demonstram que a redução na dinâmica de sedimento suspenso ao longo de um canal é consequência do aumento do impacto de elementos vegetativos, que implicam na formação de um ambiente que aumenta a tensão de cisalhamento. A Figura 17 ilustra uma relação estabelecida entre a descarga de sedimento suspenso e a área projetada por planta.

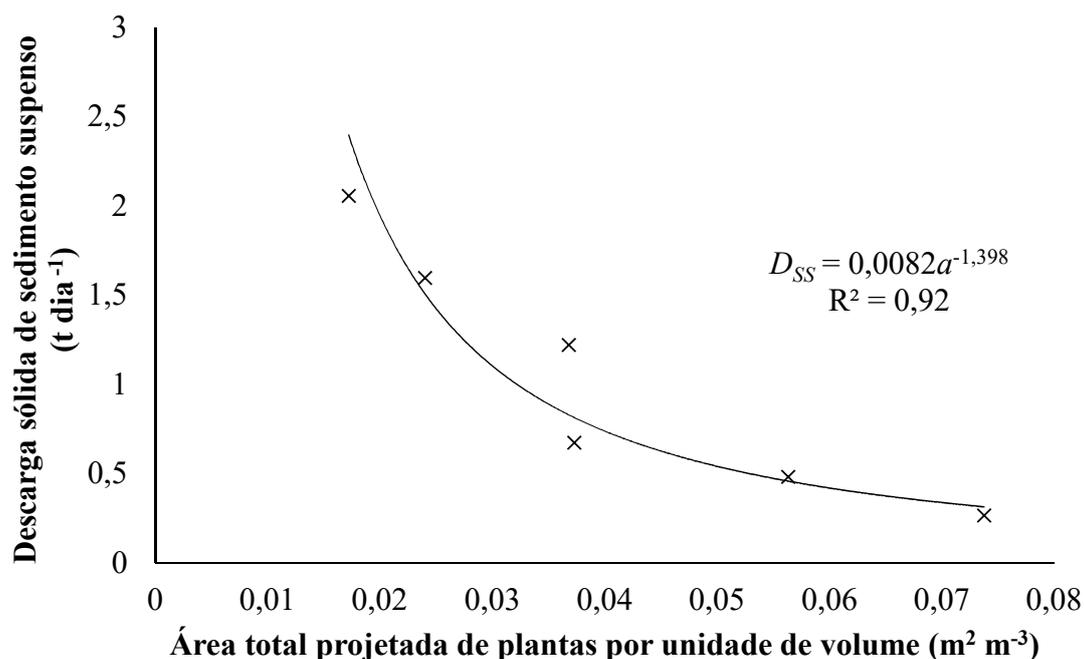


Figura 17. Relação da área total projetada de plantas por unidade de volume e a descarga de sólida de sedimento suspenso no riacho Cachoeira.

A partir da análise das Figura 16 e 17, verificou-se que com a elevação da densidade do arranjo vegetal, representado pela área total projetada de plantas por unidade de volume, ocorreu uma redução significativa das descargas de sedimento suspenso. Além de testemunhar um comportamento inverso entre a tensão de arraste vegetal e a referida descarga. Esses resultados implicam no impedimento físico ao transporte de sedimento suspenso, promovido pelas três espécies vegetais em estudo. Efeito similar ao obtido nessa pesquisa também foi verificado por Bouteiller e Venditti (2015), em que a morfologia do arranjo vegetal, sob condições mais densas, reduziu a capacidade de transporte de sedimentos suspensos do canal.

A curva de distribuição granulométrica para as amostras do material de leito do riacho Cachoeira relativo às coletas realizadas entre 03 e 06 de abril de 2018, está apresentada na Figura 18, com um diâmetro médio característico d_{35} , d_{50} e d_{65} de 0,424; 0,642 e 0,935 mm, respectivamente.

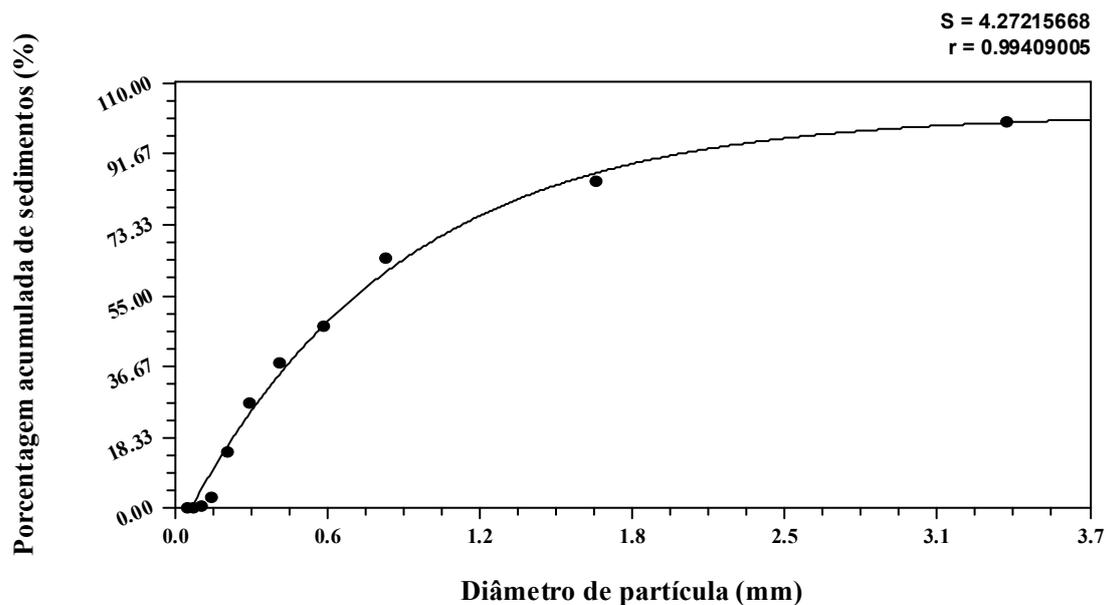


Figura 18. Curva de distribuição do diâmetro das partículas transportadas por arraste pelo riacho Cachoeira durante o período experimental.

Tratando-se da descarga sólida de sedimento de leito, conforme observado na Tabela 7, essa variável não apresentou correlação estatística com os demais parâmetros utilizados, indicando que o fluxo de sedimento de fundo não foi dominado pelo arranjo vegetal. A declividade do fundo, os efeitos a montante e as propriedades dos sedimentos podem ter exercido um efeito superior. Todavia, Silva et al. (2016), em um canal aluvial da bacia hidrográfica do Capibaribe (Estado de Pernambuco, Brasil), com número de Reynolds de planta produzido por vegetação emergente variando entre 7616 e 36639, obtiveram valores para o coeficiente de arraste vegetal entre 0,75 e 8,98 m^{-1} . Esses valores encontrados pelos autores produziram uma tensão de arraste vegetal inversamente proporcional ao transporte de sedimento de fundo, além de que as condições mais propícias para esse transporte ocorreram em condições menos vegetadas. Bouteiller e Venditti (2015), analisando o transporte de sedimento de fundo, verificaram que esta descarga é até duas vezes maior em agrupamentos vegetais mais espalhados, quando comparado com um arranjo mais denso.

7 CONCLUSÕES

- i. A relação entre a velocidade média do escoamento e a velocidade de cisalhamento (U/u^*), obtida para o riacho Cachoeira, demonstrou efeito significativo de redução na velocidade do escoamento, promovido pela estrutura do arranjo vegetal, principalmente nas zonas de menor profundidade (zona de cisalhamento) e, conseqüentemente, maiores valores de velocidade na zona de fluxo livre;
- ii. O perfil de velocidade do riacho Cachoeira exibiu a zona de cisalhamento ($0,2 < Sr < 1$) com faixa mais restrita de velocidade (0,02 a 0,1 m s⁻¹), quando comparado com a zona de fluxo livre ($Sr > 1$), que apresentou uma maior amplitude (0,1 a 0,4 m s⁻¹);
- iii. Na zona de cisalhamento, observou-se a formação de um ambiente hidráulico com redução dos seguintes parâmetros: velocidade do fluxo, coeficiente longitudinal de mistura, turbulência e taxa de transporte de sedimentos em suspensão, quando comparado a zona de fluxo rápido;
- iv. A turbulência média gerada pelo arranjo vegetal, caracterizada pelo número de Reynolds de planta, foi de 27.656. Os menores e os maiores valores foram observados na zona de cisalhamento e na zona de fluxo livre, respectivamente, do canal aluvial do Cachoeira;
- v. Dentre as espécies vegetais presentes no trecho amostrado do riacho Cachoeira, a salsa de praia foi a que apresentou os maiores valores de turbulência e área de influência por unidade de volume, principalmente devido as suas características morfológicas;
- vi. De acordo com a abordagem proposta por Wu et al. (1999), o efeito da resistência gerada pela salsa de praia, mata pasto e capim gramão, determinado pelo coeficiente de arraste vegetal, promoveu valores médios de 0,878; 0,790 e 6,372 m⁻¹, respectivamente; e, com base na abordagem proposta por Wang et al. (2015), esse mesmo efeito promoveu valores médios de 15,119; 15,073 e 7,325, para as respectivas espécies vegetais mencionadas;

- vii. De forma geral, a abordagem metodológica para quantificar a rugosidade hidráulica gerada por vegetação, proposta por Wang et al. (2015), forneceu os melhores resultados, uma vez que incorpora mais parâmetros vegetativos e melhor se correlacionou com os demais parâmetros hidrossedimentológicos obtidos no canal do Cachoeira vegetado;
- viii. A estrutura morfológica das espécies vegetais presentes no riacho Cachoeira, promoveu uma resposta física a descarga de sedimento suspenso, de forma que os maiores valores de área total projetada de plantas por unidade de volume se correlacionaram inversamente com a taxa de transporte de sedimento suspenso;
- ix. No riacho Cachoeira, a descarga sólida de fundo não se correlacionou com a resistência hidráulica promovida pelo arranjo vegetal, indicando que nestas condições, a estrutura do arranjo vegetal, composto por *Senna obtusifolia*, *Ipomoea pes-caprae* e *Cynodon dactylon* (L.) Pers. (mata-pasto, salsa da praia e capim gramão, respectivamente), não exerceu efeito significativo em relação as taxas de transporte de sedimento de fundo, visto que esta descarga possivelmente recebeu maior influência de fatores como: declividade, efeitos a montante, estrutura do riacho, uso e ocupação do solo na bacia hidrográfica, entre outros.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Achour, B. Chezy's Resistance Coefficient in a Circular Conduit. **The Open Civil Engineering Journal**, v. 9, p. 187-195, 2015. doi: 10.2174/1874149501509010187
- Ackers, P.; White, W. R. Sediment Transport: New Approach and Analysis. **Journal of the Hydraulics Division**, ASCE, v. 99, n. 11, p. 2041- 2060. 1973.
- Antonelli, P. L.; Cantalice, J. R. B.; Rutz, S. F.; Silva Filho, J. A.; Nunes, E. O. S. Exchange of plant growth energy and hydrodynamical energy in a Riverine ecosystem. **Nonlinear Studies**, v. 25, n. 4, 807 – 826, 2018.
- Back, A. J. **Medidas de vazão com molinete hidrométrico e coleta de sedimentos em suspensão**. Boletim Técnico n. 130. EPAGRI, Florianópolis – SC. 58p, 2006.
- Bouteiller, C. L.; Venditti, J. G. Sediment transport and shear stress partitioning in unvegetated flow. **Water Resources Research**, v. 51, p. 2901–2922, 2015. doi: 10.1002/2014WR015825.
- Bunte, K.; Abt, S. R.; Potyondy, J. P.; Ryan, S. E. Measurement of coarse gravel and cobble transport using portable bedload traps. **ASCE Journal of Hydraulic Engineering**. 130 (9), 879–893, 2004. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(2004)130:9(879)
- Busari, A. O.; Li, C. W. Bulk drag of a regular array of emergent blade-type vegetation stems under gradually varied flow. **Journal of Hydro-environment Research**, v. 12, p. 59–69, 2016. Doi: 10.1016/j.jher.2016.02.003
- Busari, A. O.; Li, C. W. A hydraulic roughness model for submerged flexible vegetation with uncertainty estimation. **Journal of Hydro-environment Research**, v. 9, n. 2, p. 268-280, 2015. doi: 10.1016/j.jher.2014.06.005
- Cantalice, J. R. B.; Melo, R. O.; Silva, Y. J. A. B.; Cunha Filho, M.; Araujo, A. M.; Vieira, L. P.; Bezerra, S. A.; Barros Junior, G; Singh, V. P. Hydraulic roughness due to submerged, emergent and flexible natural vegetation in a semiarid alluvial channel. **Journal of Arid Environments**, v. 114, p. 1 – 7, 2015. doi: 10.1016/j.jaridenv.2014.10.012
- Cantalice, J. R. B.; Silveira, F. P. M.; Singh, V. P.; Silva, Y. J. A. B.; Cavalcante, D. M.; Gomes, C. Interrill erosion and roughness parameters of vegetation in rangelands. **Catena**, v. 148, p. 111-116, 2017. doi: 10.1016/j.catena.2016.04.024
- Carvalho, N. O. **Hidrossedimentologia prática**. Rio de Janeiro: CPRM. 372p. 1994.
- Cassan, L.; Roux, H.; Garambois, P. A. A Semi-Analytical Model for the Hydraulic Resistance Due to Macro-Roughnesses of Varying Shapes and Densities. **Water**, v. 9, n. 637, p. 2-18, 2017. doi:10.3390/w9090637
- Çengel, Y. A.; Turner, R. H.; Cimbala, J. M. **Fundamentals of thermal-fluid sciences**. McGraw-Hill Education, 5th ed., 1088 p., 2017.

Chen, M.; Deng, J.; Fan, S.; Li, Y. Applying energy theory to understand the relationship between the Yangtze River and Poyang Lake. **Journal of Geographical Sciences**, v. 28, n. 8, p. 1059–1071, 2018. doi: 10.1007/s11442-018-1541-6

Cheng, N. S. Exponential Formula for Bedload Transport. **Journal of Hydraulic Engineering**, ASCE, v. 128, n.10, p. 942-946. 2002. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(2002)128:10(942)

Chin, D. A. **Fluid mechanics for engineers**. Pearson, 1st ed. 1056 p., 2017.

Choi, S.U.; Lee, J. Assessment of Total Sediment Load in Rivers Using Lateral Distribution Method. **Journal of Hydro-Environment Research**, v. 9, n. 3, p. 381-387, 2015. doi: 10.1016/j.jher.2014.06.002

Choo, Y. M.; Yun, G. S.; Choo, T. H. A research on the estimation of coefficient roughness in open channel applying entropy concept. **Environmental Earth Sciences**, v. 77, n. 17, p. 624 – 639, 2018. doi: 10.1007/s12665-018-7809-4

Colby, B. R. Relationship of unmeasured sediment discharge to mean velocity. **Eos, Transactions, American Geophysical Union**, v. 38, n. 5, p. 708 - 719. 1957. doi: 10.1029/TR038i005p00708

Colby, B. R.; Hembree, C. H. **Computation of Total Sediment Discharge, Niobrara River near Cody, Nebraska**. U.S. Geol. Survey. Water Supply Paper, 1357p., 1955.

Coles, D. The law of the wake in the turbulent boundary layer. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 1, n. 2, p. 191-226, 1956. doi: 10.1017/S0022112056000135

CPRM - Serviço Geológico do Brasil Projeto Cadastro de Fontes de Abastecimento por Água Subterrânea. **Diagnóstico do município de Tabira, Estado de Pernambuco / Recife: CPRM/PRODEEM, 23 p.**, 2005.

Curran, J. C.; Waters, K. A.; Cannatelli, K. M. Real time measurements of sediment transport and bed morphology during channel altering flow and sediment transport events. **Geomorphology**, v. 244, p. 169-179, 2015. doi: 10.1016/j.geomorph.2015.03.009

Darcy, H. **Recherches Experimentales Relatives au Mouvement de L'Eau dans les Tuyaux**. 1st ed. v. 2, Mallet-Bachelier, Paris. 268 p. 1857.

De Serio, F.; Ben Meftah, M.; Mossa, M.; Termini, D. Experimental investigation on dispersion mechanisms in rigid and flexible vegetated bed. **Advances in Water Resources**, v. 120, p. 98 – 113, 2018. doi: 10.1016/j.advwatres.2017.08.005

Devi, T. B.; Kumar, B. Turbulent flow statistics of vegetative channel with seepage. **Journal of Applied Geophysics**, v. 123, p. 267-276, 2015. doi: 10.1016/j.jappgeo.2015.11.002

- Di Stefano, C.; Ferro, V.; Palmeri, V.; Pampalone, V. Testing slope effect on flow resistance equation for mobile bed rills. **Hydrological Processes**, v. 32, n. 5, p. 664–671, 2018. doi: 10.1002/hyp.11448
- Dong, Y.; Xiong, D.; Su, Z.; Yang, D.; Zheng, X.; Shi, L.; Poesen, J. Effects of vegetation buffer strips on concentrated flow hydraulics and gully bed erosion based on in situ scouring experiments. **Land Degradation & Development**, v. 29, n. 6, p. 1672–1682, 2018. doi: 10.1002/ldr.2943
- Dupuis, V.; Proust, S.; Berni, C.; Paquier, A. Compound channel flow with a longitudinal transition in hydraulic roughness over the floodplains. **Environmental Fluid Mechanics**, v. 17, n. 5, p. 903–928, 2017. doi: 10.1007/s10652-017-9525-0
- Edwards, T. K.; Glysson, G. D. **Field Methods for Measurement of Fluvial Sediment**. U. S. Geological Survey, 1st ed. Reston. 89 p. 1999.
- Einstein, H. A. **The bed-load function for sediment transportation in open channel flows**. Washington: USDA Technical Bulletin, 65p., 1950.
- Elder, J. W. The dispersion of marked fluid in turbulent shear flow. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 5, n. 4, p. 544 – 560, 1959. doi:10.1017/S0022112059000374
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 3.ed. Brasília, 2013. 353p.
- Engelund, F.; Hansen, E. **A Monograph on Sediment Transport in Alluvial Streams**, Teknisk Verlag, Copenhagen, 1967.
- Fathi-Maghadam, M.; Kouwen, N. Nonrigid, nonsubmerged, vegetative roughness on floodplains. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 123, n. 1, p. 51–57, 1997. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1997)123:1(51)
- Ferro, V. New Flow-Resistance Law for Steep Mountain Streams Based on Velocity Profile. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 143, n. 8, p. 04017024 1-6, 2017. doi: 10.1061/(ASCE)IR.1943-4774.0001208
- Fischer-Antze, T.; Stoesser, T.; Bates, P.; Olsen, N. R. B. 3D Numerical Modelling of Open-Channel Flow with Submerged Vegetation. **Journal of Hydraulic Research**, v. 39, n. 3, p. 303 - 310, 2001. doi: 10.1080/00221680109499833
- Food and Agriculture Organization of the United Nations - FAO. **Status of the world's soil resources**. Main report. 648p. 2015.
- Galia, T.; Škarpich, V.; Hradeck, J.; Pribyla, Z. Effect of grade-control structures at various stages of their destruction on bed sediments and local channel parameters. **Geomorphology**, v. 253, p. 305 – 317, 2016. doi: 10.1016/j.geomorph.2015.10.033
- Gemici, Z.; Koca, A.; Kaya, K. Predicting the Numerical and Experimental Open-Channel Flow Resistance of Corrugated Steep Circular Drainage Pipes. **Journal of**

Pipeline Systems Engineering and Practice, v. 8, n. 3, p. 04017004 1-9, 2017. doi: 10.1061/(ASCE)PS.1949-1204.0000265

Gray, J. R.; Laronne, J. B.; Marr, J. D. G. **Bedload-surrogate Monitoring Technologies**. US Geological Survey Scientific: Investigations Report 2010–5091. Reston, 48 p., 2010.

Gray, J. **Sediment Data Collection Techniques**. Washington: United States Geological Survey, 35 p., 2005.

Gualtieri, P.; Felice, S.; Pasquino, V.; Doria, G. P. Use of conventional flow resistance equations and a model for the Nikuradse roughness in vegetated flows at high submergence. **Journal of Hydrology and Hydromechanics**, v. 66, n. 1, p. 107-120, 2018. doi: 10.1515/johh-2017-0028.

Gurnell, A. M. Plants as river system engineers. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 39, n. 1, p. 4–25, 2014. doi: 10.1002/esp.3397

Hartman, B. D.; Bookhagen, B.; Chadwick, O. A. The effects of check dams and other erosion control structures on the restoration of Andean bofedal ecosystems. **Restoration Ecology**, v. 24, n. 6, p. 761 – 772, 2016. doi: 10.1111/rec.12402

Hoerner, S. **Fluid-Dynamic Drag**: theoretical, experimental and statistical information, Brick Town, NJ, USA. 402 p., 1965.

Horowitz, A. J. An evaluation of sediment rating curves for estimating suspended sediment concentrations for subsequent flux calculations. **Hydrological Processes**, v. 17, n. 17, p. 3387–3409, 2003. doi: 10.1002/hyp.1299

Houghtalen, R. J.; Akan, A. O. H.; Hwang, N. H. C. **Fundamentals of Hydraulic Engineering Systems**. Pearson, 5th ed. 528 p., 2016.

Huai, W. X.; Zeng, Y. H.; Xu, Z. G.; Yang, Z. H. Three-layer model for vertical velocity distribution in open channel flow with submerged rigid vegetation. **Advances in Water Resources**, v. 32, n. 4, p. 487 – 492, 2009. doi: 10.1016/j.advwatres.2008.11.014

James, C. S.; Birkhead, A. L.; Jordanova, A. A.; Kotschky, K. A.; Nicolson, C.; Mako, M. J. **Interaction of reed distribution, hydraulics and river morphology**. Pretoria, South Africa, Water Research Commission Report, n° 856/1/01, 2001.

Julien, P. Y. **Erosion and sedimentation**. Milbourne, Cambridge University Press, 1st ed. 280 p., 1995.

Karim, F. Bed Material Discharge Prediction for Nonuniform Bed Sediments. **Journal of Hydraulic Engineering**, ASCE, v. 124, n. 6, p. 597 – 604, 1998. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1998)124:6(597)

Kleinhans, M.G., Brinke, W.B.M.T. Accuracy of cross-channel sampled sediment transport in large sand-gravel-bed rivers. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 127, n. 4, p. 258 – 269, 2001. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(2001)127:4(258)

Kouwen, N.; Unny, T. E.; Hill, H. M. Flow retardance in vegetated channels. **Journal of the Irrigation and Drainage Division**, v. 95, n. 2, p. 329 – 342, 1969.

Lane, E. W.; Carlson, E. J. **Some factors affecting the stability of canals constructed in coarse granular materials**. Proceedings, Minnesota International Hydraulic Convention. 13 p., 1953.

Lee, J. K.; Roig, L. C.; Jenter, H. L.; Visser, H. M. Drag Coefficients for Modeling Flow Through Emergent Vegetation in the Florida Everglades. **Ecological Engineering**, v. 22, n. 4-5, p. 237 – 248, 2004. doi: 10.1016/j.ecoleng.2004.05.001

Li, D.; Yang, Z.; Sun, Z.; Huai, W.; Liu, J. Theoretical Model of Suspended Sediment Concentration in a Flow with Submerged Vegetation. **Water**, v. 10, n. 11, p. 1656 – 1669, 2018. doi:10.3390/w10111656

Li, J. D.; Sun, J.; Lin, B. Bed-load transport rate based on the entrainment probabilities of sediment grains by rolling and lifting. **International Journal of Sediment Research**, v. 33, n. 2, p. 126-136, 2018. doi: 10.1016/j.ijsrc.2017.12.005

Li, Y.; Du, W.; Yu, Z.; Tang, C.; Wang, Y.; Anim, D. O.; Ni, L.; Lau, J.; Chew, S. A.; Acharya, K. Impact of flexible emergent vegetation on the flow turbulence and kinetic energy characteristics in a flume experimente. **Journal of Hydro-environment Research**, v. 9, n. 3, p. 354-367, 2015. doi: 10.1016/j.jher.2014.01.006

Li, Y.; Wang, Y.; Anim, D. O.; Tang, C.; Du, W.; Ni, L.; Yu, Z.; Acharya, K. Flow characteristics in different densities of submerged flexible vegetation from an open-channel flume study of artificial plants, **Geomorphology**, v. 204, p. 314 - 324, 2014. doi: 10.1016/j.geomorph.2013.08.015

Liakopoulos, A.; Sofos, F.; Karakasidisa, T. E. Darcy-Weisbach friction factor at the nanoscale: From atomistic calculations to continuum models. **Physics of Fluids**, v. 29, n. 5, p. 052003 1-8, 2017. doi: 10.1063/1.4982667

Liu, D.; Valyrakis, M.; Williams, R. Flow hydrodynamics across open channel flows with riparian zones: Implications for riverbank stability. **Water**, v. 9, n. 720, p. 1 – 19, 2017. doi:10.3390/w9090720

López, F; García, M. Open-channel flow through simulated vegetation: suspended sediment transport modeling. **Water Resources Research**, v. 34, n. 9, p.2341 – 2352, 1998. doi: 10.1029/98WR01922.

Masumiana, A.; Naghdib, R.; Zennerc, E. K. Effectiveness of water diversion and erosion control structures on skid trails following timber harvesting. **Ecological Engineering**, v. 105, p. 370 – 378, 2017. doi: 10.1016/j.ecoleng.2017.05.017

- Merten, G. H.; Poletto, C. **Qualidade dos sedimentos**. Porto Alegre: ABRH. 397p. 2006.
- Meyer-Peter, P. E.; Müller, R. **Formulas for Bed Load Transport**. Proceedings of the 3rd International Association for Hydraulic Research, Stockholm, p. 39-64, 1948.
- Moffett, K. B.; Gorelick, S. M. Alternative stable states of tidal marsh vegetation patterns and channel complexity. **Ecohydrology**, v. 9, n. 8, p. 1639–1662, 2016. doi: 10.1002/eco.1755
- Morvan, H., Knight, D., Wright, N., Tang, X., Crossley, A. The Concept of Roughness in Fluvial Hydraulics and its Formulation in 1D, 2D and 3D Numerical Simulation Models. **Journal of Hydraulic Research**, v. 46, n. 2, p. 191-208, 2008. doi: 10.1080/00221686.2008.9521855
- Nardin, W.; Edmonds, D. A.; Fagherazzi, S. Influence of vegetation on spatial patterns of sediment deposition in deltaic islands during flood. **Advances in Water Resources**, v. 93, p. 236 – 248, 2016. doi: 10.1016/j.advwatres.2016.01.001
- Nepf, H. M. Flow and transport in regions with aquatic vegetation. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 44, p. 123 – 142, 2012. doi: 10.1146/annurev-fluid-120710-101048.
- Nepf, H.M.; Vivoni, E.R. Flow structure in depth-limited, vegetated flow. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, n. C12, p. 28547–28557, 2000. doi: 10.1029/2000JC900145
- Palmeri, V.; Pampalone, V.; Di Stefano, C.; Nicosia, A.; Ferro, V. Experiments for testing soil texture effects on flow resistance in mobile bed rills. **Catena**, v. 171, p. 176-184, 2018. doi: 10.1016/j.catena.2018.07.016
- Pelletier, J. D.; Nichols, M. H.; Nearing, M. A. The influence of Holocene vegetation changes on topography and erosion rates: a case study at Walnut Gulch Experimental Watershed, Arizona. **Earth Surface Dynamics**, v. 4, n. 2, p. 471 – 488, 2016. doi: 10.5194/esurf-4-471-2016
- Petit, F.; Houbrechts, G.; Peeters, A.; Hallot, E.; Van Campenhout, J.; Denis, A. C. Dimensionless critical shear stress in gravel-bed rivers. **Geomorphology**, v. 250, p. 308-320, 2015. doi: 10.1016/j.geomorph.2015.09.008
- Ponce, V.M. **Engineer hydrology: principles and practices**. 1st ed. Upper Saddle River, NJ: Prentice-Hall, 1989.
- Prandtl, L. **Über die ausgebildete turbulenz**. Verh. 2nd Intl Kong. fur Tech. Mech., Zurich: 62-74, 1926.
- Provenzano, G.; Alagna, V.; Autovino, D.; Juarez, J. M.; Rallo, G. Analysis of Geometrical Relationships and Friction Losses in Small-Diameter Lay-Flat Polyethylene Pipes. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 142, n. 2, p. 04015041 1-9, 2016. Doi: 10.1061/(ASCE)IR.1943-4774.0000958

Recking, A.; Piton, G.; Vazquez-Tarrio, D.; Parker, G. Quantifying the Morphological Print of Bedload Transport. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 41, n. 6, p. 809-822, 2016. doi: 10.1002/esp.3869

Reid, D. E.; Hickin, E. J. Flow resistance in steep mountain streams. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 33, n. 14, p. 2211–2240, 2008. doi: 10.1002/esp.1682

Schneider, J. M.; Rickenmann, D.; Turowski, J. M.; Bunte, K.; Kirchner, J. W. Applicability of bedload transport models for mixed size sediments in steep streams considering macro-roughness. **Water Resources Research**, v. 51, n. 7, p. 5260–5283, 2015. doi:10.1002/2014WR016417

Schuurman, F.; Ta, W.; Post, S.; Sokolewicz, M.; Busnelli, M.; Kleinhans, M. Response of braiding channel morphodynamics to peak discharge changes in the Upper Yellow River. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 43, n. 8, p. 1648-1662, 2018. doi: 10.1002/esp.4344

Shen, T. H. Hydraulic Resistance of Flow in Channels with Cylindrical Roughness. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 128, n. 5, p. 500-506, 2002. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(2002)128:5(500)

Shields Jr, F. D.; Coulton, K. G.; Nepf, H. Representation of vegetation in two-dimensional hydrodynamic models. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 143, n. 8, p. 02517002, 2017. doi:10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0001320

Shucksmith, J. D.; Boxall, J. D.; Guymer, I. Effects of emergent and submerged natural vegetation on longitudinal mixing in open channel flow. **Water Resources Research**, v. 46, n. 4, W04504, p. 1-14, 2010. doi: 10.1029/2008WR007657.

Silva, Y. J. A. B.; Cantalice, J. R. B.; Singh, V. P.; Cruz, C. M. C. A.; Souza, W. L. S. Sediment transport under the presence and absence of emergent vegetation in a natural alluvial channel from Brazil. **International Journal of Sediment Research**, v. 31, n. 4, p. 360-367, 2016. Doi: 10.1016/j.ijsrc.2016.01.001

Simons, D. B.; Sentürk, F. **Sediment transport technology: water and sediment dynamics**. In: Water Resources Publications. Colorado. 879p. 1992.

Stone, B. M.; Shen, H. T. Hydraulic resistance of flow in channels with cylindrical roughness. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 128, n. 5, p. 500–506, 2002. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(2002)128:5(500)

Strickler, A. **Beitzäro zur Frage der Gerschwindigheits formel und der Rauigkeitszahlen für Strome Kanäle und Geschlossene Leitungen**. Mitteilungen des Eidgenössischer Amtes für Wasserwirtschaft, Bern. 16 p., 1923.

Torabizadeh, A.; Tahershamsi, A.; Tabatabai, M. R. M. Measurement of dimensionless Chezy coefficient in step-pool reach (Case Study of Dizin River in Iran). **Flow Measurement and Instrumentation**, v. 61, p. 15-25, 2018. doi: 10.1016/j.flowmeasinst.2018.03.012

Trevathan-Tackett, S. M.; Kelleway, J. J.; Macreadie, P. I.; Beardall, J.; Ralph, P.; Bellgrove, A. Comparison of marine macrophytes for their contributions to blue carbon sequestration. **Ecology**, v. 96, n. 11, p. 3043–3057, 2015. doi: 10.1890/15-0149.1

Tsujimoto, T. Fluvial processes in streams with vegetation. **Journal of Hydraulic Research**, v. 37, n. 6, p. 789 – 803, 1999. doi: 10.1080/00221689909498512

USGS – United States Geological Survey. **Techniques of Water Resources Investigations**. 1st ed. Washington, 560 p., 1973.

Vaghefi, M.; Akbari, M.; Fiouz, A. R. An Experimental Study of Mean and Turbulent Flow in a 180 Degree Sharp Open Channel Bend: Secondary Flow and Bed Shear Stress. KSCE, **Journal of Civil Engineering**, v. 20, n. 4, p. 1582-1593, 2016. doi: 10.1007/s12205-015-1560-0

Van Rijn, L. C. Sediment Transport, Part I: Bed Load Transport. **Journal of Hydraulic Engineering**, ASCE, v. 110, n.10, p.1431-1456. 1984. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1984)110:10(1431)

Vargas-Luna, A.; Crosato, A.; Uijttewaal, W. S. J. Effects of vegetation on flow and sediment transport: comparative analyses and validation of predicting models. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 40, p. 157 – 176, 2015. doi: 10.1002/esp.3633

von Karman, T. **Mechanische Ähnlichkeit und Turbulenz, nach Ges. Wiss.** Gottingen. Math. Physik. Klasse: 58-76, 1930.

Wang, W. J.; Huai, W. X.; Thompson, S.; Katul, G. G. Steady nonuniform shallow flow within emergent vegetation. **Water Resources Research**, v. 51, n. 12, p. 10047–10064, 2015. doi: 10.1002/2015WR017658

Wang, W. J.; Huai, W. X.; Thompson, S.; Peng, W. Q.; Katule, G. G. Drag coefficient estimation using flume experiments in shallow non-uniform water flow within emergent vegetation during rainfall. **Ecological Indicators**, v. 92, p. 367-378, 2017. doi: 10.1016/j.ecolind.2017.06.041

Ward, A. D.; Trimble, S. W. **Environmental Hydrology**. 2nd ed. New York: Lewis Publishers, 475 p., 1995.

Weisbach, J. **Lehrbuch der Ingenieur- und Maschinen-Mechanik**. 1st ed. Braunschweig, F. Vieweg und sohn. 765 p., 1845.

Wilde, F. D.; Radke, D. B. **Field Measurements in: National Field Manual for the Collection of Water-Quality Data**. U. S Geological Survey Techniques the Water Resource Investigations, Book 9, chap A4, p. 7-99, 1998.

Wu, F. C.; Shen, H. W.; Chou, Y. J. Variation of roughness coefficients for unsubmerged and submerged vegetation. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 125, n. 9, p. 934–941, 1999. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1999)125:9(934)

Yang, C. T. Incipient Motion and Sediment Transport. **Journal of the Hydraulics Division**, ASCE, v. 99, n. 10, p. 1679 – 1704, 1973.

Yang, C. T. **Sediment Transport**: theory and practice. In: Water Resources and Environmental Engineering. McGraw-Hill, 1996. 396p.

Yang, P. P.; Zhang, H. L.; Ma, C. Effects of simulated submerged and rigid vegetation and grain roughness on hydraulic resistance to simulated overland flow. **Journal of Mountain Science**, v. 14, n. 10, p. 2042-2052, 2017. doi: 10.1007/s11629-016-4280-0

Yang, W.; Choi, S. U. A two-layer approach for depth-limited open channel flows with submerged vegetation. **Journal of Hydraulic Research**, v. 48, n. 4, p. 466 – 475, 2010. doi: 10.1080/00221686.2010.491649

Zhao, C.; Gao, J.; Huang, Y.; Wang, G.; Zhang, M. Effects of vegetation stems on hydraulics of overland flow under varying water discharges. **Land Degradation & Development**, v. 27, n. 3, p. 748-757, 2016. doi: 10.1002/ldr.2423

Zhao, Z. L.; Zhao, H. P.; Li, B. W.; Nie, B. D.; Feng, X. Q.; Gao, H. Biomechanical tactics of chiral growth in emergent aquatic macrophytes. **Scientific Reports**, v. 5, n. 12610, p. 1-13, 2015. doi: 10.1038/srep12610