

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

## JULIANA FARIAS SANTOS DE MORAES

# CONECTIVIDADE HIDROSSEDIMENTOLÓGICA LATERAL E ABORDAGEM PARA DETERMINAÇÃO DA ERODIBILIDADE DO SOLO EM ESCALA DE BACIA HIDROGRÁFICA

RECIFE – PE JULHO/2023

# JULIANA FARIAS SANTOS DE MORAES

# CONECTIVIDADE HIDROSSEDIMENTOLÓGICA LATERAL E ABORDAGEM PARA DETERMINAÇÃO DA ERODIBILIDADE DO SOLO EM ESCALA DE BACIA HIDROGRÁFICA

Dissertação submetida ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Ambiental da Universidade Federal Rural de Pernambuco, para obtenção do título de Mestre em Engenharia Ambiental. Área de Concentração: Tecnologia e Gestão do Meio Ambiente – Engenharia de Sedimentos

Orientador: José Ramon Barros Cantalice Co-orientador: Genival Barros Júnior

RECIFE – PE JULHO/2023

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação Universidade Federal Rural de Pernambuco Sistema Integrado de Bibliotecas Gerada automaticamente, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

M828c Moraes, Juliana Farias Santos de

Conectividade hidrossedimentológica lateral e abordagem para determinação da erodibilidade do solo em escala de bacia hidrográfica / Juliana Farias Santos de Moraes. - 2023.

85 f. : il.

Orientador: Jose Ramon Barros Cantalice. Coorientador: Genival Barros Junior.

Inclui referências.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal Rural de Pernambuco, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Recife, 2023.

1. Conectividade de sedimentos. 2. Conectividade hidrológica. 3. Índice de Conectividade. 4. Conectividade lateral. 5. Curva Número. I. Cantalice, Jose Ramon Barros, orient. II. Junior, Genival Barros, coorient. III. Título

CDD 620.8

## JULIANA FARIAS SANTOS DE MORAES

# CONECTIVIDADE HIDROSSEDIMENTOLÓGICA LATERAL E ABORDAGEM PARA DETERMINAÇÃO DA ERODIBILIDADE DO SOLO EM ESCALA DE BACIA HIDROGRÁFICA

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental da Universidade Federal Rural de Pernambuco, para obtenção do título de Mestre em Engenharia Ambiental, na Área de Concentração de Tecnologia e Gestão do Meio Ambiente — Engenharia de Sedimentos.

Aprovada em 13 de JULHO de 2023.
Prof. Dr. José Ramon Barros Cantalice
Presidente da Banca e Orientador
DANCA EVAMINADODA.
BANCA EXAMINADORA:
Prof. Dr. Jonas Otaviano Praça de Souza
(Universidade Federal da Paraíba - UFPB)
Prof. Dr. Vicente de Paulo Silva
(Universidade Federal Rural de Pernambuco - UFRPE)

#### **AGRADECIMENTOS**

À minha família, em especial meus pais, pelo amor, ajuda e incentivo constante que foram fundamentais para trilhar essa jornada até aqui. Sem eles, nada disso seria possível. Externo também a minha gratidão à minha irmã Nathália, que é a minha maior incentivadora e me impulsiona a sempre ir além. Sou muito grata por todo o suporte, principalmente nos momentos mais difíceis.

Aos meus orientadores, professor Ramon Cantalice e professor Genival Barros, que com tanta paciência e dedicação me ajudaram a concluir este trabalho e me guiaram pelas águas, até então desconhecidas, da Engenharia de Sedimentos.

Aos amigos da vida, em especial Lilian, que tenho o privilégio de conversar todos os dias, pelo incentivo nos momentos difíceis e pela alegria compartilhada a cada conquista; Karina, que me acompanha desde o ensino fundamental e foi meu acolhimento também na UFRPE, me ajudando e incentivando nos momentos que precisei – principalmente sendo minha companhia e ombro amigo no RU, sempre que possível; e Túlio, que me ajudou e tirou várias dúvidas sobre os mapas temáticos. Obrigada! Com certeza, a caminhada seria muito mais difícil sem vocês.

À todos que de alguma forma fizeram e fazem parte do Laboratório de Engenharia de Manejo e Conservação do Solo da UFRPE, que muito antes de mim realizaram trabalhos valiosos e criaram uma base sólida para o desenvolvimento deste trabalho. Gostaria de agradecer especialmente à Luan e Pablo, que compartilharam comigo seu tempo e conhecimento, que foram fundamentais na conclusão deste trabalho.

À todos os professores e colegas do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, e à Walquiria de Brito, que sempre se colocou à disposição e auxiliou em todos os processos até aqui. Ao professor Vicente de Paulo, que se dispôs a me auxiliar no que fosse preciso, meu muito obrigada.

Por fim, gostaria de agradecer a Fundação de Amparo à Ciência e Tecnologia de Pernambuco (FACEPE), que me concedeu a bolsa de mestrado acadêmico, possibilitando a realização deste trabalho.

À todos que me ajudaram, direta ou indiretamente, na realização deste trabalho e na sua conclusão. Obrigada!

#### **RESUMO**

As relações entre o fluxo de sedimentos de fundo, que está associado à tensão de cisalhamento do canal principal, e o fluxo de sedimentos suspensos em uma bacia hidrográfica podem ser compreendidas por meio da resistência do solo, conhecida como erodibilidade. Nesse contexto, a erodibilidade do solo desempenha um papel fundamental na determinação do transporte de sedimentos da bacia hidrográfica, afetando diretamente o movimento dos sedimentos das encostas para a rede de drenagem. Entretanto, a ligação entre a carga de fundo e o fluxo de sedimentos suspensos, que chega no canal principal através do fluxo lateral de sedimentos, ainda precisa ser melhor compreendida. Para abordar essa questão, foram realizados estudos em duas bacias semiáridas e uma bacia litorânea úmida do estado de Pernambuco, nos quais foram coletados dados de transporte de sedimentos de fundo e suspenso, características do solo e dados hidrológicos. Como forma de avaliar o transporte lateral dos sedimentos provenientes das encostas, utilizou-se o conceito da conectividade hidrossedimentológica, quantificada através do Índice de Conectividade (IC), que é um índice geomorfométrico que considera a topografia e fornece uma representação em pixels do grau de ligação entre as diferentes partes da bacia. Para isso, a resistência ao escoamento e a descarga lateral de sedimentos suspensos foram representadas pelo parâmetro da Curva Número, que refletiu a resistência dos solos e seu grupo hidrológico, permitindo o conhecimento da erodibilidade do solo das bacias avaliadas. Os valores de IC foram obtidos através da espacialização dos dados em mapas temáticos e indicaram que as regiões que possuem maiores valores de conectividade são aquelas mais próximas à cabeceira, em ambas as bacias hidrográficas. A Curva Número foi identificada como um parâmetro adequado para representar a conectividade lateral hidrossedimentológica nas bacias avaliadas neste estudo, mostrando-se diretamente ligada à concentração de sedimentos em suspensão. Sendo assim, a carga de sedimentos suspensos provenientes das encostas foram somadas à carga de sedimentos de fundo, permitindo a obtenção da erodibilidade do solo para as bacias estudadas. Os valores de erodibilidade foram determinados por meio de análises de regressão linear entre a descarga total de sedimentos e a tensão de cisalhamento do fluxo, tendo sido obtidos valores de 0,0009 kg.N<sup>-1</sup>.s<sup>-1</sup> para a bacia do riacho Jacu, de 0,0015 kg.N<sup>-1</sup>.s<sup>-1</sup> para a bacia do riacho Exu e de 7,93x10<sup>-8</sup> kg.N<sup>-1</sup>.s<sup>-1</sup> para a bacia do rio Beberibe, com tensão de cisalhamento crítica correspondentes de 5,22 Pa, 13,27 Pa e 91,55 Pa, respectivamente. Os resultados indicam que as bacias semiáridas, que naturalmente são pedogeneticamente menos evoluídas que a bacia litorânea, são mais suscetíveis à erosão hídrica. Os resultados apresentados, juntamente com os mapas do Índice de Conectividade, fornecem suporte para a tomada de decisões em relação à gestão dos recursos hídricos e ao desenvolvimento sustentável das bacias estudadas. Essas informações permitem a implementação de medidas estratégicas específicas em áreas localizadas para mitigar os efeitos da erosão hídrica, direcionando ações efetivas para proteger e preservar os recursos hídricos, e promover práticas de manejo e conservação do solo mais adequadas e sustentáveis.

**PALAVRAS-CHAVE:** Conectividade de Sedimentos; Conectividade Hidrológica; Índice de Conectividade; Conectividade lateral; Curva Número; Tensão de Cisalhamento Crítica da Bacia Hidrográfica.

#### **ABSTRACT**

The relationships between the bedload sediment flux, which is associated with the shear stress of the main channel, and the suspended sediment flux in a watershed can be understood through soil resistance, known as erodibility. In this context, soil erodibility plays a crucial role in determining sediment transport within the watershed, directly affecting the movement of sediments from slopes to the drainage network. However, the link between bedload sediment and suspended sediment flux, which enters the main channel through lateral sediment flow, still needs further understanding. To address this issue, studies were conducted in two semiarid and one humid coastal watershed in the state of Pernambuco, Brazil, where data on bedload and suspended sediment transport, soil characteristics, and hydrological data. The concept of hydrosedimentological connectivity was used to assess the lateral sediment transport from slopes, quantified through the Connectivity Index (IC), a geomorphometric index that considers topography and provides a pixel-based representation of the degree of connection between different parts of the watershed. To represent the resistance to flow and lateral discharge of suspended sediments, the Curve Number parameter was used, which reflected the soil resistance and its hydrological group, allowing for an estimation of soil erodibility in the evaluated watersheds. IC values were obtained by spatializing the data into thematic maps and indicated that regions with higher connectivity values are those closer to the watershed's headwaters in both studied watersheds. The Curve Number was identified as an appropriate parameter to represent hydro-sedimentological lateral connectivity in the evaluated watersheds in this study, as it showed a direct relationship with suspended sediment concentration. Thus, the suspended sediment load from slopes was added to the bedload sediment load, allowing the determination of soil erodibility values for the studied watersheds. The erodibility values were determined through linear regression analysis between the total sediment discharge and the flow shear stress, resulting in values of 0.0009 kg.N<sup>-1</sup>.s<sup>-1</sup> for the Jacu Creek watershed, 0.0015 kg.N<sup>-1</sup>.s<sup>-1</sup> for the Exu Creek watershed, and 7.93x10<sup>-8</sup> kg.N<sup>-1</sup>.s<sup>-1</sup> for the Beberibe River watershed, with corresponding critical shear stress values of 5.22 Pa, 13.27 Pa, and 91.55 Pa, respectively. The results indicate that the semiarid watersheds, which are naturally less evolved pedogenetically compared to the coastal watershed, are more susceptible to water erosion. The presented results, along with the Connectivity Index maps, provide support for decision-making regarding water resource management and sustainable development of the studied watersheds. This information allows for the implementation of specific strategic measures in localized areas to mitigate the effects of water erosion, directing effective actions to protect and preserve water resources, and promoting more appropriate and sustainable soil management and conservation practices.

**KEYWORDS:** Sediment Connectivity; Hydrological Connectivity; Connectivity Index; Lateral Connectivity; Curve Number; Watershed Critical Shear Stress.

# LISTA DE ILUSTRAÇÕES

<b>Figura 01</b> . Distribuição vertical de sedimentos numa seção transversal do fluxo21
<b>Figura 02.</b> Mapa de localização das bacias hidrográficas estudadas
<b>Figura 03.</b> Mapa de declividade da bacia hidrográfica do riacho Exu
<b>Figura 04.</b> Mapa de declividade da bacia hidrográfica do riacho Jacu
<b>Figura 05.</b> Mapa de solos da bacia hidrográfica do riacho Exu
<b>Figura 06</b> . Mapa de solos da bacia hidrográfica do riacho Jacu
Figura 07. Mapa de uso e cobertura do solo na bacia hidrográfica do riacho Exu41
Figura 08. Mapa de uso e cobertura do solo na bacia hidrográfica do riacho Jacu42
<b>Figura 09.</b> Mapa de declividade da bacia hidrográfica do rio Beberibe
<b>Figura 10.</b> Mapa de solos da bacia hidrográfica do rio Beberibe
Figura 11. Mapa de uso e cobertura do solo na bacia hidrográfica do rio Beberibe45
Figura 12. Fluxograma da determinação do Índice de Conectividade (IC) e armazenamento
dos dados obtidos
Figura 13. Distribuição da precipitação média mensal nas bacias do riacho Jacu, riacho Exu e
rio Beberibe no período de 2008 a 2022.
Figura 14. Relação entre a vazão média mensal e a Curva Número na bacia do riacho Jacu. 58
Figura 15. Relação entre a vazão média mensal e a Curva Número na bacia do riacho Exu. 58
Figura 16. Relação entre a vazão média mensal e a Curva Número na bacia do rio Beberibe.
58
Figura 17. Relação entre CN e a concentração mensal de sedimentos suspensos para a bacia
do riacho Jacu
Figura 18. Relação entre CN e a concentração mensal de sedimentos suspensos para a bacia
do riacho Exu
Figura 19. Relação entre CN e a concentração mensal de sedimentos suspensos para a bacia
do rio Beberibe
Figura 20. Mapa do Índice de Conectividade para a Bacia do riacho Jacu para as condições
de umidade antecedente I (a), II (b) e III (c)
Figura 21. Mapa do Índice de Conectividade para a Bacia do riacho Exu para as condições de
umidade antecedente I (a), II (b) e III (c)
Figura 22. Mapa do Índice de Conectividade para a Bacia do rio Beberibe para as condições
de umidade antecedente I (a), II (b) e III (c)
Figura 23. Relação linear entre o Índice de Conectividade e os valores de Curva Número para

as condições de umidade antecedente I, II e III na bacia do riacho Jacu69
Figura 24. Relação linear entre o Índice de Conectividade e os valores de Curva Número para
as condições de umidade antecedente I, II e III na bacia do riacho Exu
Figura 25. Relação linear entre o Índice de Conectividade e os valores de Curva Número para
as condições de umidade antecedente I, II e III na bacia do rio Beberibe70
Figura 26. Relação entre tensão de cisalhamento e a descarga de sedimentos total para a bacia
do riacho Jacu no ano de 2008
Figura 27. Relação entre tensão de cisalhamento e a descarga de sedimentos total para a bacia
do riacho Exu no ano de 2009
Figura 28. Relação entre tensão de cisalhamento e a descarga de sedimentos total para a bacia
do rio Beberibe nos anos de 2009, 2010, 2021 e 202274

# LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 01.</b> Dados de entrada obtidos para as bacias do riacho Jacu, Exu e rio Beberibe 33
Tabela 02. Dados pluviométricos e sedimentológicos obtidos para as bacias do riacho Jacu,
Exu e rio Beberibe
Tabela 03. Características físico-hídricas da Bacia do Riacho Jacu
Tabela 04. Características físico-hídricas da Bacia do Riacho Exu    38
<b>Tabela 05.</b> Características físico-hídricas da Bacia do Rio Beberibe
Tabela 06. Valores de Curva Número para cada tipo de solo e cobertura vegetal para a bacia
do riacho Exu
Tabela 07. Valores de Curva Número para cada tipo de solo e cobertura vegetal para a bacia
do riacho Jacu
Tabela 08 . Valores de Curva Número para cada tipo de solo e cobertura vegetal para a bacia
do rio Beberibe
Tabela 09. Valores de CN ponderados pelo tipo de solo, uso e ocupação e grupo hidrológico
em cada uma das bacias estudadas
Tabela 10. Condição de umidade antecedente para cada mês do ano a partir da média mensal
da vazão no período de 2008 a 2011 nas bacias do Exu, Jacu e Beberibe58
Tabela 11. Teste de normalidade de Shapiro-Wilk para os valores de IC nas diferentes
condições de umidade antecedente CNI, CNII e CNIII das bacias do riacho Jacu, Exu e rio
Beberibe69
<b>Tabela 12.</b> Teste de Bartlett para identificação da homogeneidade das variâncias dos conjuntos
de valores de IC nas diferentes condições de umidade antecedente CNI, CNII e CNIII das
bacias do riacho Jacu, Exu e rio Beberibe
Tabela 13. Teste não-paramétrico de Kruskal-Wallis para os valores de IC e CN calculados
para a bacia do riacho Jacu, Exu e rio Beberibe71

#### LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

adm Adimensional

ANA Agência Nacional de Águas

ANOVA Análise de Variância

APAC Agência Pernambucana de Águas e Clima

ASTER Advanced Spaceborne Thermal Emission Reflection Radiometer

CN Curva Número

CPRH Agência Estadual de Meio Ambiente

DNIT Departamento Nacional de Infraestrutura e Transporte

EMBRAPA Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária

EUSO European Soil Observatory

GASEMT Global Applications of Soil Erosion Modeling Tracker

GL1 Grupo de bacias de pequenos rios litorâneos 1 IBGE Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

IC Índice de Conectividade
IIL Igual Incremento de Largura
MDE Modelo Digital de Elevação

NASA National Aeronautics and Space Administration

NRCS Natural Resources Conservation Service

ONU Organização das Nações Unidas R<sup>2</sup> Coeficiente de determinação

RUSLE Revised Universal Soil Loss Equation

SCS-USDA Soil Conservation Service – United States Department of Agriculture

SiBCS Sistema Brasileiro de Classificação de Solos SIG Sistema de Informações Georreferenciadas

SWAT Soil and Water Assessment Tool

UFRPE Universidade Federal Rural de Pernambuco

USGS United States Geological Survey
USLE Universal Soil Loss Equation
WEPP Water Erosion Prediction Project

ZAPE Zoneamento Agroecológico do Estado de Pernambuco

# LISTA DE SÍMBOLOS

- Taxa de desagregação em sulcos (kg.m<sup>-2</sup>.s<sup>-1</sup>)  $D_r$ Erodibilidade em sulcos (kg.N<sup>-1</sup>.s<sup>-1</sup>)  $K_r$ Tensão de cisalhamento no fluxo (Pa) τ Tensão de cisalhamento do solo (Pa)  $\tau_{\rm c}$ °C **Graus Celsius** Coeficiente de forma da bacia (adm)  $K_{\rm f}$ A Área da bacia (km²) Comprimento do curso d'água (km) L Tempo de concentração (min)  $t_{\rm c}$ Comprimento da linha principal do curso d'água (pés)  $L_{tc}$ Coeficiente de rugosidade de Manning (adm) n Intensidade da chuva (pol.h<sup>-1</sup>) i S Declividade da linha d'água (m.m<sup>-1</sup>) Profundidade do curso d'água (m) h Velocidade do escoamento (m.s<sup>-1</sup>) V Aceleração da gravidade (m.s<sup>-2</sup>) g Distância entre os trechos (m) Lt  $V_t$ Velocidade de trânsito (m.s<sup>-1</sup>)  $V_i$ Velocidade média do escoamento na vertical amostrada (m.s<sup>-1</sup>) Constante de proporcionalidade variável em função do bico do amostrador K Tempo mínimo para realização da amostragem (s) t Profundidade da vertical de amostragem (m) p Descarga sólida em suspensão (t.dia<sup>-1</sup>) Oss Concentração de sedimento em suspensão da vertical (mg.L<sup>-1</sup>) Cssi Descarga líquida da respectiva vertical (L.s<sup>-1</sup>)  $O_{li}$ Peso específico da água (N.m<sup>-3</sup>) γ Raio hidráulico (m)  $R_h$ Fator de peso médio representando a impedância do fluxo de sedimento e água W (adm) Área de contribuição à montante (m²)  $A_{c}$ Componente morfométrico à jusante (m)  $D_{dn}$  $d_{i}$ Comprimento das células/pixels ao longo do caminho à jusante (m) Componente morfométrico à montante (m)  $D_{up}$ Índice de Conectividade (adm) IC Lâmina de escoamento superficial (mm) O Precipitação (mm) P S Diferença máxima potencial entre a precipitação e a lâmina de escoamento no
- CN Curva Número (adm) K<sub>w</sub> Erodibilidade do solo (kg.N<sup>-1</sup>.s<sup>-1</sup>)

início da chuva (mm)

 $W_{\tau c}$  Tensão de cisalhamento crítica (Pa)

# SUMÁRIO

1	JU	STIFICATIVA	14
2	OB	BJETIVOS	17
	2.1	Objetivo geral	17
	2.2	Objetivos específicos	17
3	RE	EVISÃO DE LITERATURA	18
	3.1	Taxas de transporte de sedimentos	18
	3.2	Modalidades do transporte de sedimentos	20
	3.3	Dinâmica do transporte de sedimentos em rios perenes e não-perenes	22
	3.4	O papel do escoamento superficial nos processos erosivos	23
	3.5	Erodibilidade e outros parâmetros de resistência do solo	25
	3.6 hidro	O conceito de Índice de Conectividade de sedimentos aplicado a ográficas	
4	MA	ATERIAL E MÉTODOS	31
	4.1	Definição da Base de Dados	31
	4.2	Bacias hidrográficas estudadas e suas características	33
	4.2	2.1 Bacias Hidrográficas Semiáridas	34
	4.2	2.2 Bacia Hidrográfica Litorânea Úmida	42
	4.3 hidro	Determinação das taxas de sedimento suspenso e de fundo das ográficas	
	4.4 hidro	Determinação do Índice de Conectividade (IC) e da erodibilidade (Kw) das ográficas	
	4.5 escal	Avaliação da relação entre a Curva Número e o transporte de sedimenta de bacia hidrográfica	
	4.6	Estruturação da base de dados geoambientais	52
	4.7	Análise estatística das variáveis estudadas	53
5	RE	SULTADOS E DISCUSSÃO	54
	5.1	Resposta hidrológica das bacias do riacho Exu, Jacu e rio Beberibe	54
	5.2 bacia	Curva Número como representação da conectividade lateral de sediment as do riacho Exu, Jacu e rio Beberibe	
	5.3 Bebe	Índice de Conectividade de Sedimentos para as bacias do riacho Exu, Jac ribe	
	5.4 do ria	Erodibilidade do solo ( $K_w$ ) e tensão de cisalhamento crítica ( $W\tau_c$ ) para as acho Exu, Jacu e rio Beberibe	
6		ONCLUSÕES	
		DERAÇÕES FINAIS	
		ÊNCIAS	

#### 1 JUSTIFICATIVA

A erosão dos solos é um dos mais graves problemas ambientais ocorrentes em escala global, e a longo prazo pode resultar na perda contínua e na redução da produtividade dos solos. O uso da terra é um dos fatores de influência significativa na ocorrência dos processos erosivos devido às variações que provoca nos solos, como a rugosidade superficial, a presença de matéria orgânica e capacidade de infiltração, que refletem na dinâmica espacial e temporal das bacias hidrográficas (Zhang *et al.*, 2015). Esse mecanismo resulta na quebra da estrutura do solo e no transporte dessas partículas, que consequentemente acabam por transportar nutrientes e matéria orgânica destes solos, levando ao empobrecimento dos mesmos e até mesmo à poluição das fontes hídricas (Pruski, 2006).

Associado ao transporte de sedimentos, gerado pelos processos erosivos, tem-se a conectividade de sedimentos, que é um conceito que está intimamente ligado às taxas de transporte e à produção de sedimento e descreve a transferência de energia e matéria, tais como sedimento, água e nutrientes entre diferentes compartimentos da paisagem, podendo ser influenciada por diversas características da bacia de drenagem, como o clima, potencial de escoamento superficial, características de precipitação e a própria paisagem. Dessa forma, torna-se possível estabelecer uma ligação entre a fonte de sedimentos e a rede de drenagem (Bracken; Croke, 2007; Fryirs, 2013). Um levantamento bibliométrico realizado por Najafi *et al.* (2021) aponta que a aplicação dos conceitos de conectividade vem sendo cada vez mais utilizada para descrever os processos de erosão e produção de sedimentos em diferentes bacias hidrográficas do mundo.

De forma geral, estimar os valores de erodibilidade do solo de forma direta é oneroso e não trivial, fazendo com que diversos modelos tenham sido desenvolvidos para que estes sejam estimados, objetivando uma gestão sustentável dos solos e a adoção de práticas conservacionistas. Nesse contexto, a Organização das Nações Unidas (ONU) propôs a criação de um banco de dados aberto, o Global Applications of Soil Erosion Modeling Tracker (GASEMT), com o apoio de uma equipe do EU Soil Observatory (EUSO), visando fornecer informações abrangentes sobre o estado da arte dos modelos de erosão do solo e suas aplicações em todo o globo (Borrelli *et al.*, 2021).

Com o objetivo de compreender a aplicação global dos modelos de estimativa de erosão, Borrelli *et al.* (2021) constataram que Ásia, Europa e América do Norte são os continentes que mais aplicam os modelos de erosão, tendo verificado poucas aplicações na América do Sul. O banco de dados produzido revelou uma menor quantidade de estudos em países menos

desenvolvidos, países tropicais e subtropicais. Isso pode ser explicado devido à falta de informações locais e detalhadas em muitas regiões que se utilizam de modelagens de ordem global que muitas vezes não são representativas daquele local, dificultando a adoção de soluções práticas para os problemas de erosão.

No Brasil, um estudo realizado por Falcão, Veloso e Duarte (2020) identificou que a degradação do solo na região nordeste do país ocasionada por processos erosivos, em especial nas zonas semiáridas, é uma problemática que exige a aplicação de medidas conservacionistas que possam adequar as atividades antrópicas às necessidades ambientais.

Neste cenário, uma larga variedade de questões está sendo endereçada à compreensão do conceito de conectividade, e estão sendo usadas no desenvolvimento de vários métodos para acessar as relações dos rios com suas bacias, sendo o Índice de Conectividade (IC) um desses métodos (Schopper *et al.*, 2019).

Cavalli *et al.* (2013) destacam que a caracterização dos padrões de conectividade avalia não somente as fontes de sedimentos de uma bacia hidrográfica, mas também possíveis caminhos de transferência de sedimentos. Por isso, a compreensão da conectividade e dos processos envolvidos no transporte de sedimentos torna-se fundamental para entender como os processos erosivos acontecem nestas bacias (Medeiros, 2014).

De maneira geral, a conectividade se dá de maneiras diferentes em regiões áridas e semiáridas, sendo mais difícil de ser alcançada nessas áreas do que em regiões úmidas. Essa dinâmica ocorre em função da resposta da bacia hidrográfica aos eventos de chuva e dependem que a duração e intensidade da precipitação sejam suficientes para permitir a transmissão de água e a mobilização de sedimentos das encostas até os canais e continue a se propagar ao longo da rede de drenagem. Além disso, outros fatores interferem nessa dinâmica, como a rugosidade da superfície, a presença ou não de cobertura vegetal e o uso e manejo do solo (Bracken; Croke, 2007).

As mudanças do uso da terra ocasionadas pela conversão das paisagens naturais em áreas agrícolas ou urbanas, associadas às mudanças climáticas, podem acarretar no aumento dos processos de erosão e da produção de sedimentos nas bacias hidrográficas, resultando em impactos significativos no fluxo de sedimentos que podem levar a mudanças na geomorfologia da paisagem (Fryirs, 2013). Além destas, destaca-se também a interferência antropogênica nos rios e canais através da construção de barragens, reservatórios, diques e outras estruturas que podem alterar a conectividade nessas localidades (Heckmann *et al.*, 2018).

Estima-se que os efeitos da mudança climática aumentem as taxas de erosão hídrica em todo o globo devido à ocorrência de eventos hidrológicos cada vez mais intensos e frequentes

(Borrelli *et al.*, 2020). Sendo assim, o entendimento da produção de sedimentos, da conectividade e erodibilidade de bacias hidrográficas, possibilita identificar as áreas de onde provém a maior quantidade de sedimentos, viabilizando a aplicação de técnicas que visem minimizar os processos de erosão de forma localizada.

Através da literatura, nota-se que a erodibilidade tem sido estudada e obtida em escala pontual, ou seja, para solos ocorrentes em determinados pontos, em escala de ordem de solo, existindo poucas abordagens para erodibilidade em nível de bacia hidrográfica. Diante disso, propõe-se compreender a dinâmica da ocorrência dos processos erosivos do transporte de sedimento suspenso e do sedimento de fundo no canal principal das bacias hidrográficas de diferentes regiões, sendo a bacia hidrográfica a unidade de estudo para determinação da erodibilidade. Em outras palavras, conhecer a resistência conjunta dos solos de uma bacia hidrográfica, ou seja, a erodibilidade em escala de bacia hidrográfica.

#### 2 OBJETIVOS

## 2.1 Objetivo geral

Estimar o Índice de Conectividade (IC) para duas bacias semiáridas e uma bacia úmida do litoral pernambucano, expressando a vulnerabilidade das respectivas bacias ao escoamento concentrado do seu maior curso de água, e assim possibilitar a determinação da erodibilidade na escala de bacia hidrográfica.

## 2.2 Objetivos específicos

- 1. Avaliar as relações entre os Índices de Conectividade (IC) das bacias hidrográficas do Beberibe, Exu e Jacu com suas características hidrológicas, na busca dos elementos de ambiente que possam estabelecer relações entre os fenômenos de transporte nas vertentes e encostas das bacias hidrográficas, e as taxas de transporte de sedimento fluvial de fundo e suspenso.
- 2. Investigar e obter Índices de Conectividade (IC) das bacias hidrográficas escolhidas, por meio dos valores da Curva Número (CN) dessas bacias, como forma de representação da conectividade lateral das mesmas.
- 3. Estabelecer regressões lineares entre os valores da Curva Número (CN) dessas bacias com as taxas de transporte de sedimento suspenso e com o Índice de Conectividade (IC) das mesmas bacias hidrográficas.
- 4. Avaliar e determinar as tensões média e crítica de cisalhamento ao escoamento concentrado nas bacias hidrográficas do Beberibe, Exu e Jacu e correlacioná-las com as taxas de transporte de sedimento suspenso e de fundo, para determinação da erodibilidade em conjunto de todos os solos de cada bacia.

# 3 REVISÃO DE LITERATURA

## 3.1 Taxas de transporte de sedimentos

A dinâmica de transporte de sedimentos é governada essencialmente através do movimento da água e de partículas de sedimento presentes no sistema fluvial, que compõem as cargas de sedimento de fundo e em suspensão. A quantidade e o tipo de sedimento transportado dependem de diversos fatores, como a descarga e a velocidade do escoamento, as características físicas do canal e do leito do rio e o tamanho e a forma das partículas em questão. Além disso, fatores como clima, geologia, vegetação e atividade humana também influenciam na entrega de sedimentos, tornando esse processo complexo e difícil de ser estimado (Walling, 1983).

A erosão em bacias hidrográficas acontece basicamente em três etapas, sendo elas: a) desagregação de partículas do solo; b) transporte das partículas desagregadas; e c) deposição das partículas transportadas. Em linhas gerais, as gotas de chuva e o escoamento superficial são os principais responsáveis pela desagregação das partículas do solo erodido, que acontece quando a força de cisalhamento é suficiente para superar a resistência do solo (Merritt; Letcher; Jakeman, 2003).

Desde meados de 1940, diversos estudos tem se concentrado em estimar as perdas de solo e água, de modo a compreender os processos que envolvem a desagregação, o transporte e a deposição dos sedimentos. Associado a isso, tem-se o conceito de capacidade de transporte de sedimentos, que pode ser definida como a quantidade de sedimento que pode passar por um determinado rio em determinadas condições de fluxo e limite, devendo incluir a carga do leito e a carga suspensa. Quando a carga de sedimento à montante de um fluxo excede o limite superior de transporte de sedimentos do fluxo, acontece a deposição de sedimentos; se a carga de sedimentos não atingir o limite inferior dessa capacidade de transporte, ocorre a erosão. Quando existe um equilíbrio entre a carga de sedimentos e a capacidade de transporte do fluxo, toda a carga de sedimentos pode passar pelo fluxo sem que haja deposição ou erosão (Chien; Wan, 1999).

Levando em consideração a capacidade de transporte de sedimentos, alguns modelos matemáticos buscaram prever a taxa de transporte de sedimentos presentes no fluxo, à exemplo de Einstein (1950), que definiu-a como sendo o volume total de partículas que atravessam uma seção vertical num determinado intervalo de tempo.

Em seu trabalho, Yaling (1977) descreve que do ponto de vista prático, a taxa de transporte de sedimentos é uma característica muito importante do movimento de sedimentos de fundo e em suspensão, mas que é dificil de ser determinada. Por esse motivo, diversos autores

buscaram desenvolver equações para calcular a taxa de transporte de sedimentos.

O primeiro autor a investigar e propor uma relação entre a taxa de transporte de sedimentos de fundo com a tensão de cisalhamento em fluxos uniformes foi Du Boys (1879), que formulou uma das primeiras teorias empíricas e serviu de base para o desenvolvimento de diversas outras equações de taxas de transporte (Engelund; Hansen, 1967).

O modelo de Meyer-Peter e Muller (1948) pode ser considerado um dos métodos mais antigos e largamente utilizados, e determinou uma relação empírica para descrever a taxa de transporte considerando apenas a carga de sedimento de fundo. Os autores basearam-se na suposição de que a taxa de transporte de sedimentos depende da energia cinética da água e do tamanho e densidade das partículas de sedimento. Por essa razão, o modelo pode se limitar a situações cuja distribuição do tamanho de partículas de sedimentos acontece de formas irregulares, uma vez que trabalharam principalmente com maiores granulometrias. Apesar disso, continua sendo amplamente utilizada na engenharia e na gestão dos recursos hídricos (Yaling, 1977). Outros estudiosos se dedicaram a descrever as taxas de transporte considerando apenas a carga de sedimento de fundo, como Einstein (1950) e Yaling (1963) ou considerando a carga total de sedimentos, como Bagnold (1956).

Apesar da taxa de transporte de sedimentos poder ser calculada através de dados sedimentológicos obtidos em campanhas de amostragem, posteriormente, foram desenvolvidos diversos modelos empíricos e físicos para predição da erosão dos solos em bacias hidrográficas, baseados nas fórmulas conceituais mencionadas acima. Os modelos de erosão tornam-se alternativas mais abrangentes que envolvem variáveis mais complexas e suas interações, como dados hidrológicos, topográficos, geológicos e de uso do solo, refletindo melhor a realidade da bacia. A variabilidade temporal e espacial, que resultam na erosão e na entrega de sedimentos, fazem com que medições em campo se tornem mais dificultosas e com limitações, o que acaba por reforçar a utilização dos modelos de erosão para prever as perdas de solo em situações em que a obtenção de dados de campo não é viável (Ricci *et al.*, 2018).

De acordo com um levantamento bibliométrico realizado por Bezak *et al.* (2021) e por Borrelli *et al.* (2021), os modelos mais empregados no estudo da erosão hídrica e citados na literatura são o Universal Soil Loss Equation (USLE), Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE), Water Erosion Prediction Project (WEPP) e Soil and Water Assessment Tool (SWAT). Através da aplicação das modelagens, é possível inferir as taxas de transporte de sedimentos na bacia hidrográfica em questão, com base na estimativa da perda de solo (Ricci *et al.*, 2018). Aqui se esclarece que alguns desses modelos tem aplicação em escala pontual, enquanto outros se aplicam em escala de bacia hidrográfica.

## 3.2 Modalidades do transporte de sedimentos

A carga total de sedimentos divide-se em duas categorias: a carga de sedimento de fundo e a carga de sedimento suspenso. De maneira geral, os sedimentos de granulometria mais grosseira são transportados como carga de fundo, por meio de rolamento, deslizamento e saltação, enquanto as partículas de granulometria mais finas são transportadas como carga em suspensão através da turbulência do fluxo (Colby, 1963).

Se tratando do transporte de fundo, caracterizado por sua natureza não coesiva, como areias e cascalhos, o movimento das partículas decorre do aumento da tensão de cisalhamento no leito que excede o seu valor crítico. Dessa forma, inicialmente os sedimentos ali presentes passarão a se mover através do deslizamento ou do rolamento, podendo acontecer a saltação à medida que a tensão de cisalhamento se eleva (Mengual *et al.*, 2021).

De acordo com Colby (1963), a carga suspensa é proveniente da erosão dos solos da bacia hidrográfica devido ao escoamento superficial durante eventos de precipitação. Essas partículas são transportadas até a rede de drenagem, mas também podem ser depositadas nas encostas, e a depender da intensidade da chuva e das condições de uso e cobertura do solo, sua concentração nos fluxos pode variar.

Analisando algumas equações teóricas de transporte de sedimentos em rios, Chien e Wan (1999) identificaram que para Einstein (1950) e Bagnold (1966) a carga de suspensão movimenta-se na mesma velocidade do fluxo e também realiza a troca de material com a carga de fundo ao longo do transporte, mas visando simplificar os processos, supuseram que a transição entre a carga de fundo e de suspensão acontece até determinado limite, de maneira que se divide o escoamento. Algumas abordagens semi-empíricas, como a de Engelund-Hansen (1972), assumiram que a carga suspensa não se movimenta em relação ao fundo e dessa forma não se submete à força de cisalhamento durante seu movimento, que atua apenas no movimento de partículas de sedimento de fundo.

Numa seção transversal de um fluxo, a distribuição vertical dos sedimentos é determinada pelo tamanho das partículas de sedimento. Assim, convencionou-se que em canais com leito de areia, o valor do diâmetro intermediário para distinguir as partículas de argila e silte das partículas de areia, é de 0,062 mm. Ao longo do perfil vertical, as partículas de areia se aproximam mais do leito, enquanto as partículas de argila e silte se distribuem uniformemente no fluxo, como ilustra a Figura 01 (Colby, 1963; Subcommittee On Sedimentation, 1963).

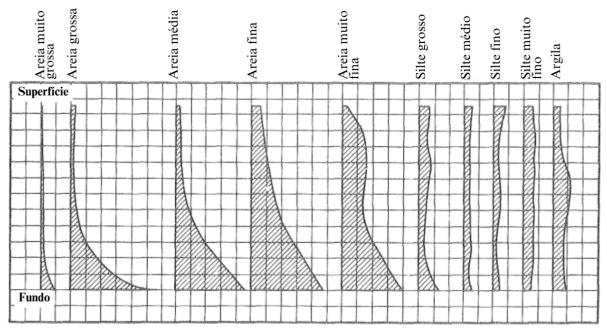


Figura 01. Distribuição vertical de sedimentos numa seção transversal do fluxo.

Fonte: Adaptado de Subcommittee on Sedimentation (1963).

De acordo com o relatório do Subcommittee on Sedimentation (1963), a concentração de sedimentos fluviais pode variar ao longo de qualquer seção transversal de um fluxo, o que dificulta sua estimativa. Se tratando do sedimento em suspensão, sua concentração num rio pode variar da superfície ao leito e de uma margem à outra, apresentando variações também na velocidade. A velocidade do fluxo nas proximidades das margens do rio é menor e aumenta conforme se aproxima do centro, fazendo com que as concentrações de sedimentos em suspensão também sejam menores nessas localidades. Em rios não-perenes, os sedimentos suspensos derivam principalmente do transporte ocasionado pelo escoamento superficial e pela erosão das margens e do leito do rio, podendo apresentar altas concentrações, com distribuição granulométrica variando de acordo com a velocidade e descarga do fluxo (Reid; Frostick, 1997).

Em escala de bacia hidrográfica, uma fração significativa dos sedimentos em suspensão nos cursos d'água são provenientes das encostas e dependem tanto das taxas de erosão nas encostas, quanto das taxas de entrega ao canal (Gao, 2008). O transporte de sedimentos suspensos se relaciona com a quantidade de precipitação e principalmente com a vazão, mas essa relação é complexa e não linear e vem sendo estudada ao longo dos anos (Rodriguéz-Blanco; Taboada-Castro, 2019; Di Pillo, 2023).

As cargas de sedimentos presentes num rio dependem das propriedades das bacias hidrográficas em que estão inseridos, incluindo o tipo de solo, a cobertura e uso do solo, a topografia e as diferentes estações do ano. Em estações mais chuvosas, a taxa de fluxo aumenta devido à ocorrência de eventos de chuva que aumentam a quantidade de escoamento superficial.

Esse aumento de vazão dos rios pode causar um aumento da velocidade, fazendo com que haja um maior transporte de sedimentos (Mohammad *et al.*, 2018).

#### 3.3 Dinâmica do transporte de sedimentos em rios perenes e não-perenes

Quando existe a concentração de fluxo em encostas, formam-se canais estreitos que transportam sedimentos erodidos através do que se conhece como erosão em sulcos, que é um processo erosivo dominante nessas feições e, é comumente favorecida em ambientes de solo descoberto. Em ambientes áridos e semiáridos, a vegetação mais esparsa pode intensificar o escoamento por fluxo concentrado, aumentando o potencial de formação de sulcos de erosão, sobretudo nas encostas. Esses sedimentos transportados das encostas, ou que são mobilizados do leito e da margem, são entregues e transportados pelos rios, que se comportam como grandes canais (Di Stefano, 2022).

Avaliando a dinâmica de sedimentos em suspensão e sua relação com a precipitação e escoamento em duas bacias hidrográficas agrícolas mediterrâneas na ilha de Mallorca, localizadas numa zona de transição entre área sub-árida e sub-úmida, López-Tarazón e Estrany (2016) identificaram que a resposta sedimentar é controlada principalmente pela precipitação total e pelas condições de umidade antecedentes.

Nas terras secas, tipicamente marcadas pela forte variabilidade climática, existe um déficit anual de umidade que é resultado de baixos índices de precipitação anual e alto potencial de evaporação. Entretanto, essas regiões estão sujeitas a eventos de chuvas que eventualmente podem ser intensas após longos períodos de seca, resultando em regimes de fluxo altamente variáveis em seus rios (Milan *et al.*, 2018).

As concentrações de sedimentos em suspensão são consideravelmente maiores durante os eventos de chuva e nas horas seguintes, sugerindo que tanto a precipitação como o escoamento superficial mobilizam os sedimentos e os transportam para jusante. A concentração de sedimentos em suspensão tem correlação com a descarga e velocidade do fluxo, reforçando o papel crucial do escoamento no transporte de sedimentos. Essa relação é complexa e depende de fatores ambientais, como clima, solo e geologia, e do uso e manejo do solo. Em rios perenes, os fatores que controlam essa dinâmica são os relacionados à bacia hidrográfica, como sua morfologia, uso e manejo do solo, cobertura vegetal, potencial erosivo e a conectividade (Di Pillo *et al.*, 2023).

A Resolução CNRH nº 141, de 10 de julho de 2012, define os rios perenes como sendo "corpos de água lóticos que possuem naturalmente escoamento superficial durante todo o período do ano". Define ainda, os corpos d'água efêmeros, que possuem escoamento superficial

apenas durante ou após eventos de precipitação, e os corpos d'água intermitentes, caracterizados por apresentarem escoamento superficial apenas nas estações chuvosas. Estes últimos são particulares da região semiárida brasileira, onde o fluxo de água superficial é inexistente durante os períodos de estiagem (Maltchik, 1996).

Buscando avaliar como se dá o transporte de sedimentos de fundo em rios perenes e não-perenes, Reid e Laronne (1995) identificaram que em rios não-perenes o transporte de sedimentos é maior em períodos de alto fluxo, porém, em geral, ainda é menor se comparado com rios perenes. Além disso, observaram também que o tamanho médio do grão do sedimento de fundo é maior nos rios não-perenes, indicando diferentes fontes e mecanismos de transporte em regiões áridas e semiáridas, onde rios não-perenes são comuns. Ainda de acordo com os autores supracitados, nos ambientes semiáridos grande parte da descarga dos rios é proveniente de eventos de cheia repentinos, tornando difícil a amostragem de sedimentos em eventos mais rápidos.

Um estudo comparativo entre dados de carga de sedimentos de fundo em rios perenes e não-perenes de leito de cascalho mostrou que, para uma faixa semelhante de tensão de cisalhamento, as taxas de transporte de sedimentos de rios não-perenes são muito maiores. Essa diferença foi atribuída ao grande potencial de separação das partículas do leito, que é muito menor em rios perenes, resultando em menores taxas de transporte de sedimentos em regiões onde essa tipologia se enquadra (Laronne; Reid, 1993; Laronne; Reid, 1995).

Em rios não-perenes, a profundidade do canal é mais rasa e a proporção entre largura e profundidade são mais baixas do que nos rios perenes, implicando na menor capacidade de transporte de sedimentos e num maior potencial de erosão, que também se intensifica devido à morfologia desses canais, que são mais variáveis e dinâmicas e podem levar a maiores ajustes em resposta às mudanças nas condições do fluxo. Ademais, a carga de sedimentos nos rios não-perenes tem maior variabilidade e é mais dinâmica, pois depende da intensidade e do tempo dos eventos de fluxo, enquanto nos rios perenes é mais consistente (Billi *et al.*, 2018).

Devido à ausência de rios perenes e pela baixa disponibilidade hídrica, a gestão dos recursos hídricos nas terras secas é mais difícil do que nas zonas úmidas (Souza; Correa; Brierley, 2016).

#### 3.4 O papel do escoamento superficial nos processos erosivos

O conhecimento da resistência dos solos é de suma importância para a estimativa das perdas do solo e das taxas de erosão. Entretanto, essas estimativas dependem também da previsão de geração do escoamento superficial, que é um dos principais agentes causadores dos

processos erosivos (Knapen et al., 2007).

Para Huang, Gascuel-Odoux e Cros-Cayot (2002), a produção de escoamento é muito variável e é resultado da combinação de diferentes fatores de topografia da encosta e condições hidrológicas, como variações na superfície, uso do solo e padrões de precipitação. Entretanto, existe uma complexidade associada aos processos de escoamento superficial e à resposta hidrológica de pequenas bacias hidrográficas devido às variações nos caminhos de transferência percorridos pelo escoamento e à conectividade dessas bacias (Heckmann *et al.*, 2018).

Estudos como o de Wang *et al.* (2012) identificaram que a presença de cobertura vegetal é uma forma eficaz de reduzir o escoamento superficial e a erosão dos solos, comprovando através de parcelas experimentais que a cobertura vegetal natural reduz o escoamento superficial em aproximadamente 36 vezes se comparado à um solo nu. Numa região semiárida da Turquia, a cobertura vegetal foi o principal fator de redução do escoamento superficial e da produção de sedimentos (Yüksek; Yüksek, 2015).

A erosão bruta em uma bacia, ou seja, o total de sedimento desagregado do solo engloba as seguintes formas ou fontes de sedimento: erosão entressulcos, em sulcos, ravinas e voçorocas. Destas, os processos erosivos ocorrentes em sulcos e entressulcos, devido à erosão hídrica, podem ser destacados como os mais importantes e são diretamente afetados pela hidráulica do fluxo concentrado (Govers *et al.*, 2007).

Na erosão entressulcos, a desagregação pelo impacto das gotas de chuva e o transporte dos sedimentos por fluxo laminar são os processos dominantes e se caracteriza pelos baixos valores de tensão de cisalhamento, sendo influenciados também pela profundidade do fluxo e a inclinação do terreno (Zhang; Whang, 2017; Cantalice *et al.*, 2017; Cantalice *et al.*, 2019).

A erosão ocorrente nos sulcos é originada devido ao transporte canalizado das partículas desagregadas nas regiões entressulcos e é a principal fonte de sedimentos das encostas, uma vez que as partículas de solo desagregadas nestas regiões são transportadas até que atinjam a rede de drenagem principal, sendo responsável pelo transporte de cerca de 80% das partículas desagregadas. Sendo assim, os sulcos tornam-se agentes de transporte das partículas provenientes das encostas, além dos sedimentos oriundos do leito e das margens, e são afetados pela resistência do grão, pela morfologia e inclinação do leito, pela velocidade do fluxo e pelo transporte de sedimentos em si. Conforme acontece o transporte dos sedimentos, a superfície do leito do sulco pode variar, causando alterações na hidráulica do fluxo, que afeta a erodibilidade do solo ao longo do sulco de erosão (Zhang *et al.*, 2016; Di Stefano *et al.*, 2022).

Sob um fluxo concentrado, as características da cobertura vegetal e do solo são os fatores que mais influenciam nas diferenças de escoamento e erosão em encostas vegetadas e

encostas com solo descoberto, onde os caules e a camada de serrapilheira das plantas podem reduzir a velocidade do escoamento e prolongar o tempo em que o escoamento acontece. Nesse sentido, as raízes das plantas desempenham o papel de incrementar uma maior taxa de infiltração de água no solo, o que resulta na diminuição do fluxo superficial e numa menor capacidade de transporte de sedimentos (Guo *et al.*, 2022).

Alguns estudos buscaram avaliar a eficácia da implementação de medidas conservacionistas visando a redução do escoamento superficial e da perda de solo. Numa região semiárida da China, Zhu (2016) fez uma análise comparativa entre duas bacias, com implementação de práticas de conservação em apenas uma delas, e identificou que na bacia manejada, a redução da perda do solo se deu em grande parte devido à redução do escoamento superficial. Um resultado semelhante foi obtido por Melaku *et al.* (2018) na Etiópia, que concluíram que a adoção de medidas conservacionistas numa bacia hidográfica reduziram o escoamento superficial em cerca de 19% em relação a uma bacia sem manejo, levando a uma redução de 28 a 38% na produção de sedimentos nessa bacia.

Borrelli *et al.* (2020) propuseram uma modelagem do potencial de erosão global do solo pela erosão hídrica em diversos cenários de mudanças no uso da terra e projeções climáticas para avaliar os impactos futuros. Os resultados mostram que a erosão pode aumentar significativamente até 2070, principalmente devido ao aumento na intensidade e frequência dos eventos climáticos extremos e à expansão da agricultura e urbanização. Os autores destacam que a conversão de terras naturais em terras agrícolas ou urbanizadas, podem levar a uma perda da cobertura vegetal, que consequentemente resultaria na diminuição das taxas de infiltração e um maior escoamento superficial, levando ao aumento das taxas de erosão. O uso e ocupação do solo, podem reduzir a capacidade de infiltração, resultando em maior escoamento superficial, tornando a implementação de práticas conservacionistas uma ferramenta de mitigação desses impactos, levando a um manejo mais adequado e ao controle da erosão (Kumar *et al.*, 2021).

#### 3.5 Erodibilidade e outros parâmetros de resistência do solo

A vulnerabilidade ou susceptibilidade do solo à erosão, que é a recíproca de sua resistência, é conhecida como erodibilidade e depende das propriedades que influenciam a resistência dos solos à desagregação pelo escoamento superficial (Hudson, 1995). Para Zhang e Wang (2017), as propriedades do solo como a tensão intergranular, densidade de partícula, potencial matricial do solo, viscosidade do fluido, e, em especial, as propriedades mecânicas do solo, tem um papel fundamental na quantidade de solo desagregado. Além de ser um parâmetro

fundamental para prever a perda de solo, os parâmetros de erodibilidade permitem avaliar a aplicação de práticas de conservação (Wang *et al.*, 2019).

As propriedades do solo, como a variação de rugosidade superficial, a estrutura do solo, seu conteúdo orgânico, taxa de infiltração e condutividade hidráulica influenciam diretamente a erosão dos solos, que acarretam em modificações nas dinâmicas hidrológicas das encostas e na produção, transporte e deposição dos sedimentos em bacias hidrográficas (Zhang *et al.*, 2015).

Em geral, as taxas de erosão de um solo sob o escoamento concentrado aumentam e a tensão crítica de cisalhamento diminui com o aumento do conteúdo de água no solo. O coeficiente de erodibilidade e a tensão crítica de cisalhamento são parâmetros típicos para avaliar as taxas de erosão e dependem do tipo de solo, sua mineralogia, percentagem de argila, composição iônica da água no espaço poroso, conteúdo de umidade e estrutura do solo (Nguyen et al., 2017).

Em solos sob cultivo, os efeitos de redução da erosão são significativamente afetados pela arquitetura das raízes, que desempenham um papel crucial na resistência do solo ao escoamento concentrado. Muitos estudos apontam as raízes fibrosas com menos de 1 mm como as mais efetivas na fixação do solo e no aumento da estabilidade estrutural do mesmo (Ye *et al.*, 2017).

Alguns modelos foram desenvolvidos para estimar as taxas de erosão objetivando melhorar as práticas de manejo do solo. Modelos como Universal Soil Loss Equation (USLE), desenvolvido por Wischmeier e Smith (1978) e Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE), revisada por Renard *et al.* (1997), são usados para estabelecer a perda de solo principalmente em escala pontual de áreas agrícolas, correlacionando características da área de estudo para determinar uma perda de solo anual. Esses modelos baseiam-se em estimar a perda de solos média por unidade de área em decorrência da erosão hídrica, desconsiderando os processos de erosão em sulco e em entressulcos, levando em consideração parâmetros como a erosividade da chuva, a erodibilidade do solo, comprimento e declividade da área estudada, além de fatores representativos do uso e cobertura do solo e práticas conservacionistas adotadas.

Para o Water Erosion Prediction Project (WEPP), que possui melhor base física e foi desenvolvido por Elliot *et al.* (1989) considerando a hidráulica do escoamento superficial concentrado, as taxas de desagregação pelo escoamento concentrado podem ser obtidas quando a tensão de cisalhamento excede a tensão crítica de cisalhamento, considerando a declividade do solo e o raio hidráulico. A partir deste modelo, foi possível obter a erodibilidade através da relação entre a taxa de desagregação em sulcos e a tensão de cisalhamento, conforme a Equação

01:

$$Dr = K_r(\tau - \tau_c) \tag{1}$$

Em que Dr representa a taxa de desagregação em sulcos (kg.m $^{-2}$ .s $^{-1}$ ); Kr é a erodibilidade em sulcos (kg.N $^{-1}$ .s $^{-1}$ );  $\tau$  é a tensão de cisalhamento no fluxo (Pa); e  $\tau_c$  é a tensão de cisalhamento do solo (Pa).

Percebe-se que a erodibilidade tem sido estudada e obtida em escala pontual, ou seja, para o solo ocorrente em determinado ponto, em escala de ordem de solo, havendo uma escassez em abordagens para determinação da erodibilidade em nível de bacia hidrográfica. Dessa forma, essa proposta desenvolverá metodologia para conhecimento da erodibilidade de bacia hidrográfica como unidade, ou seja, do efeito do conjunto de todos os solos de uma bacia hidrográfica, revelando a resistência de uma bacia hidrográfica ao escoamento concentrado.

# 3.6 O conceito de Índice de Conectividade de sedimentos aplicado a bacias hidrográficas

Nas últimas décadas, o conceito de conectividade tem sido largamente empregado e estudado em diversos campos das ciências da terra, como Ecologia, Geologia, Geomorfologia e Hidrologia. Nesse contexto, diversas definições foram desenvolvidas de acordo com cada disciplina, tendo como foco a transmissão de diferentes tipos de materiais, como água ou sedimentos, como uma forma de compreender melhor as interações do sistema (Wohl *et al.*, 2019). Nos campos da Hidrologia e da Geomorfologia, muitas pesquisas tem surgido enfatizando a conectividade de paisagens, a conectividade hidrológica e a conectividade sedimentológica, sendo a última aquela que explica o transporte de sedimentos através da bacia de drenagem (Bracken; Croke, 2007; Wohl *et al.*, 2019).

A conectividade sedimentológica pode ser compreendida como a transferência física de sedimentos de um ponto da paisagem a outro através dos canais aluviais e sua capacidade de se deslocar através do sistema (Hooke, 2003; Bracken; Croke, 2007). Essa abordagem descreve como os processos relacionados à bacia hidrográfica influenciam na conectividade, levando em consideração fatores como o clima, o potencial do escoamento superficial, a posição do sedimento na paisagem e o seu transporte (Bracken; Croke, 2007). A variabilidade espacial e temporal quando se fala em transporte de sedimentos deve ser considerada, uma vez que o mesmo não acontece de maneira uniforme e as diversas características morfométricas das bacias podem interferir diretamente nessa dinâmica (Fryirs, 2013).

O conceito de conectividade engloba três subcategorias: a) conectividade lateral, que

relaciona a conectividade do canal com a largura da paisagem, englobando as interações encosta-canal e planícies de inundação; b) conectividade longitudinal, abrangendo as interações que ocorrem ao longo do canal; e c) conectividade vertical, que descreve as interações ocorrentes na superfície e subsuperfície e é regida pela textura do solo e pelo regime de transporte do canal. Além dessas definições, destaca-se também o conceito de conectividade como estrutural, com foco no padrão espacial da paisagem, como topografia e cobertura vegetal, e funcional, relacionando esses padrões com os processos que ocorrem na bacia hidrográfica, como erosão e transporte de sedimentos (Bracken; Croke, 2007; Turnbull; Wainwright; Brazier, 2008; Fryirs, 2013).

É possível quantificar a conectividade através do Índice de Conectividade (IC), que é um índice geomorfométrico que tem como foco a influência da topografia e fornece uma representação baseada em pixels do grau de ligação entre diferentes partes da bacia hidrográfica (Borselli *et al.*, 2008; Cavalli *et al.*, 2013; Crema; Cavalli, 2018). Para isso, podem ser considerados dois cenários distintos: o primeiro, enfatizando a conexão dos sedimentos em toda a bacia hidrográfica, desde as encostas até o exutório, e o segundo, considerando a desagregação e a deposição dos sedimentos entre as encostas e o canal principal, concentrando-se na avaliação da conectividade lateral, de maneira a determinar a probabilidade de o sedimento alcançar a saída da bacia e de atingir a rede de drenagem, respectivamente (Cavalli *et al.*, 2013). Devido ao foco na saída, o primeiro cenário resulta na tendência de aumento de valores nas áreas mais próximas ao exutório da bacia hidrográfica (Schopper *et al.*, 2019).

De acordo com Fryirs (2013), apenas uma fração de todo o sedimento erodido dentro de uma bacia seguirá em transporte até o seu exutório e contabilizará como produção de sedimento. Essa questão também foi abordada e denominada como "problema da entrega de sedimentos" por Walling (1983). Em muitas bacias hidrográficas esses sedimentos passam maiores períodos em deposição do que sendo, de fato, transportados (Otto *et al.*, 2009).

Sendo assim, os sistemas podem ser considerados conectados ou desconectados à medida que são identificados elementos que venham a interromper ou impulsionar as ligações laterais, longitudinais e verticais existentes (Brierley; Fryirs; Jain, 2006). Esses elementos foram definidos pelos autores supracitados em três categorias: a) *buffers*, que impedem que os sedimentos provenientes das encostas atinjam a rede de canais, como leques e planícies aluviais, e podem interromper tanto ligações laterais quanto longitudinais; b) *barriers*, que são feições naturais que podem interromper a conectividade longitudinal, bloqueando o transporte de sedimentos para a rede de canais, como acontece em degraus de leito rochoso, por exemplo; e c) *blankets*, que interrompem as ligações verticais, impedindo o retrabalho dos sedimentos,

como acontece quando existe acumulação de grãos finos nos interstícios de cascalhos. Os autores abordam ainda a definição de *boosters*, que são elementos que atuam como impulsionadores do transporte de sedimentos no sistema, a exemplo do que ocorre em regiões de desfiladeiros.

A forma que as perturbações são percebidas e propagadas no sistema são diretamente influenciadas pela escala temporal e espacial em que são observadas. Em pequena escala, a magnitude-frequência dos eventos de chuva e escoamento, as diversas formas de relevo e o tempo que o sistema leva para se recuperar de distúrbios, são fatores fundamentais para compreender a dinâmica do transporte de sedimentos. Entretanto, quando se fala em maiores escalas, como é o caso das bacias hidrográficas, a conectividade torna-se um fator mais importante para entender se perturbações, como a ocorrência de eventos climáticos extremos, serão atenuadas ou intensificadas, podendo depender da presença de amortecedores ou impulsionadores e da própria configuração da bacia hidrográfica (Fryirs, 2013).

Portanto, a eficiente descrição da conectividade de sedimentos em uma bacia hidrográfica oferece uma base para identificar as partes mais sensíveis da paisagem, permitindo prever mudanças geomorfológicas para uma gestão eficaz das bacias hidrográficas (Brierley; Fryirs; Jain, 2006).

A conectividade longitudinal é resultado dos processos de transporte de sedimentos ocorrentes nas encostas, além dos processos do próprio canal. Sendo assim, qualquer alteração na gestão das bacias, como mudanças no manejo da terra, construção de barragens e regularização dos canais, vai impactar na conectividade longitudinal e na resposta geomorfológica do canal, podendo resultar também em modificações da conectividade lateral e vertical (Keesstra *et al.*, 2018).

As respostas hidrológicas e os padrões de conectividade lateral para sistemas inicialmente úmidos e secos não se dão de maneira linear e acontecem de maneira distinta. As condições de umidade, de profundidade da água no solo e a quantidade total de precipitação, determinam a ocorrência ou não de fluxos significativos nas encostas. Em regiões mais úmidas, uma menor quantidade de precipitação se aproxima do valor limite para início do fluxo de água subterrâneo, coisa que não acontece em condições iniciais secas, cujo déficit hídrico exige maior quantidade de chuva para que exista escoamento superficial. Essa teoria foi comprovada através de uma série de experimentos em encostas de uma floresta temperada úmida com diferentes graus de conectividade do fluxo de água e diferentes níveis de precipitação (Lehmann *et al.*, 2007).

Dessa forma, as condições antecedentes de umidade do solo, bem como a quantidade de

chuva e a geração do escoamento superficial, são fatores que tem influência direta na conectividade funcional das paisagens, podendo resultar em alterações na dinâmica espacial e temporal da erosão (Turnbull; Wainwright, 2019).

A taxa na qual os sedimentos das encostas alcançam a rede de canais de uma bacia hidrográfica podem refletir a conectividade lateral. Sendo assim, a conectividade lateral desempenha um papel fundamental nos processos hidrológicos, ecológicos e geomorfológicos de uma bacia. A água e os sedimentos transportados após eventos de chuva podem ser redistribuídos lateralmente para as áreas adjacentes, afetando a dinâmica local do solo, a hidrologia local, a disponibilidade de nutrientes e a vegetação ali presente. Além disso, a conectividade lateral pode alterar a geomorfologia fluvial, causando alargamento e erosão dos rios e a gradação do leito, podendo causar impactos à jusante por afetar a disponibilidade da água e a infraestrutura associada ao sistema fluvial (Yan *et al.*, 2022).

É importante considerar também os efeitos antrópicos nas modificações das paisagens e sua influência na modificação do transporte de sedimentos, como alterações no sistema de drenagem, mudanças no uso da terra, urbanização e o desenvolvimento de redes rodoviárias (Persichillo *et al.*, 2018). Além disso, obras de engenharia fluvial, como barragens, são elementos que afetam a conectividade longitudinal, uma vez que interrompem a transferência de água e sedimentos. Outras obras de engenharia, como construção de aterros e diques, são responsáveis por interromper as ligações laterais, uma vez que impedem que os sedimentos cheguem até a rede de canais (Poeppl; Keesstra; Maroulis, 2017).

Apesar de ainda ser escasso, alguns estudos buscaram desenvolver métodos para quantificar a conectividade lateral, à exemplo de Yan *et al.* (2022) que desenvolveram um índice de conectividade lateral para quantificar a conectividade de deslizamentos de terra, levando em consideração a densidade da área de deslizamentos, as características de conectividade e a distância potencial de transporte de deslizamentos de terra; Tiranti *et al.* (2016) que apresentaram uma metodologia empírica para avaliar a quantidade de sedimentos transportados das encostas para o canal principal, calculada através das áreas de origem dos sedimentos, bem como os fenômenos de declive responsáveis pela propagação desses sedimentos; Ortiz-Rodríguez, Borselli e Sarocchi (2017), introduziram um índice de eficiência hidrológica lateral para áreas vulcânicas ativas objetivando identificar as áreas da bacia que fornecem maiores quantidades de sedimentos encosta-canal.

Portanto, a compreensão da conectividade de sedimentos e da dinâmica de transporte de sedimentos torna-se uma importante ferramenta na gestão sustentável das bacias hidrográficas, possibilitando a mitigação dos processos erosivos e a degradação do solo.

# 4 MATERIAL E MÉTODOS

#### 4.1 Definição da Base de Dados

Os dados geomorfológicos das bacias consideradas neste estudo foram obtidos com o auxílio de ferramenta de Sistema de Informações Geográficas (SIG). Para isso, foram utilizados Modelos Digitais de Elevação (MDE) com a representação da topografia das regiões analisadas realizada com o auxílio de satélites. Adotaram-se imagens espaciais do tipo ASTER com resolução de 30 m armazenadas no banco de dados da National Aeronautics and Space Administration (NASA). O processamento destes dados foi feito com o auxílio de uma licença estudantil do ArcGIS Pro. A projeção adotada para este trabalho foi a UTM Sirgas 2000, zona 24S para as bacias semiáridas e zona 25S para a bacia litorânea úmida.

Além destas, utilizaram-se imagens vetorizadas, obtidas pelo portal do Zoneamento Agroecológico do Estado de Pernambuco (ZAPE), desenvolvido pela EMBRAPA (2000), dos tipos de solo do estado de Pernambuco de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS, 2006), com recorte para as áreas estudadas.

As imagens referentes ao uso e ocupação do solo nas bacias da região semiárida foram elaboradas através de um mosaico de imagens Landsat da bacia do riacho Jacu que foram ortorretificadas e processadas por Cantalice *et al.* (2015), e para bacia do riacho Exu, por Cantalice *et al.* (2013), posteriormente armazenadas no banco de dados do Laboratório de Engenharia de Manejo e Conservação do Solo da UFRPE. Essas imagens se referem ao ano de 2008 e foram adaptadas para o presente trabalho. Já para a bacia do rio Beberibe, optou-se por utilizar o mapa de uso e cobertura fornecido pela Coleção 07 do MapBiomas, uma vez que não foram encontradas imagens já processadas no banco de dados supracitado.

Além dos arquivos citados, foram obtidos arquivos rasterizados referentes à malha de estradas e rodovias que interceptam as bacias estudadas, através do portal do Departamento Nacional de Infraestrutura de Transportes (DNIT), e referentes à concentração urbana, obtidos no portal do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). Estes arquivos foram utilizados para o cálculo do Índice de Conectividade (IC), seguindo o método descrito por Borselli *et al.* (2008) com modificação considerada adiante na seção 4.4. A Tabela 01 descreve a identificação dos dados de entrada necessários e as respectivas fontes.

**Tabela 01.** Dados de entrada obtidos para as bacias do riacho Jacu, Exu e rio Beberibe.

Dados de Entrada	Bacia	Fonte	Período
MDE	Exu, Jacu	ASTER	2008
	Beberibe	ASTER	2021
Uso e Ocupação do Solo	Exu, Jacu	Landsat	2008
Oso e Ocupação do Solo	Beberibe	Mapbiomas	2021
Tipos de Solo	Exu, Jacu e	ZAPE -	2000
Tipos de Bolo	Beberibe	EMBRAPA	2000
Estradas e Rodovias	Exu, Jacu	DNIT	2008
Estradas e Rodovias	Beberibe	DNIT	2021
Concentração Urbana	Exu, Jacu	IBGE	2008
	Beberibe	IBGE	2021

Fonte: Autora.

Os dados de precipitação das bacias do riacho Exu foram obtidos através do portal HidroWeb, pertencente à Agência Nacional de Águas (ANA), e os dados de precipitação referentes à bacia do rio Beberibe foram obtidos no portal de monitoramento pluviométrico da Agência Pernambucana de Águas e Clima (APAC) e consistiram na média de diversos postos localizados na bacia e áreas adjacentes.

Os dados de precipitação apresentados neste trabalho para essa bacia fazem parte do banco de dados pertencente ao Laboratório de Engenharia de Manejo e Conservação do Solo, e foram coletados através de uma estação fluviométrica instalada e monitorada por Cantalice *et al.* (2013). Os dados de chuva obtidos na bacia do Jacu referem-se aos meses com presença de chuva e lâmina de escoamento na região semiárida em que se insere, sendo eles os meses de janeiro, março, abril e maio entre os anos de 2008 e 2011. Entre os anos de 2012 a 2018, a região do sertão do alto Pajeú sofreu com um período de intensa seca, com ausência de precipitação e, consequentemente, de escoamento superficial. Por essa razão, nesse período não houve monitoramento dos dados de precipitação na região.

Na bacia do riacho Exu, as campanhas de amostragem de sedimentos aconteceram nos meses de janeiro, março, abril, maio e junho no período de 2008 a 2011, enquanto no Beberibe os dados foram coletados nos meses de janeiro, março, abril, junho, julho, agosto, setembro, outubro e dezembro nos anos de 2009, 2010, 2021 e 2022.

A fonte dos dados pluviométricos e sedimentológicos, bem como os anos considerados nas campanhas de amostragem, podem ser vistos na Tabela 02.

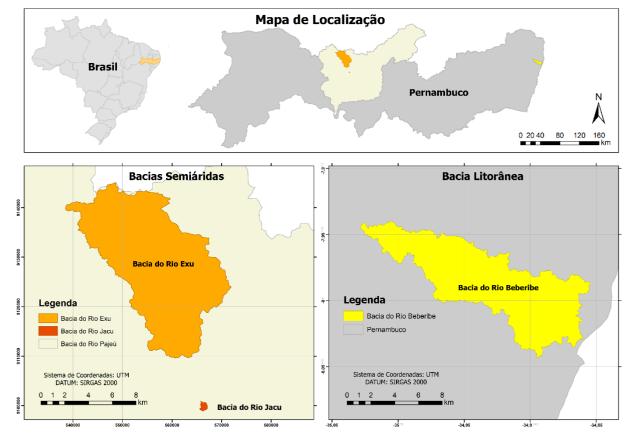
**Tabela 02.** Dados pluviométricos e sedimentológicos obtidos para as bacias do riacho Jacu. Exu e rio Beberibe.

Dados Pluviométricos						
Bacia	Fonte	Estações	Período			
Jacu	Laboratório de Engenharia de	Fluviométrica	2008 a 2011			
saca	Manejo e Conservação do Solo	própria				
Exu	HidroWEB	00838031	2008 a 2011			
Beberibe	APAC	201, 199, 551,	2009, 2010,			
Весепос		265, 344, 378, 30	2021, 2022			
Dados Sedimentológicos						
Bacia	Fonte		Período			
Jacu	Laboratório de Engenharia	de Manejo e	2008 a 2011			
Jaca	Conservação do Solo		2000 4 2011			
Exu	Laboratório de Engenharia de Manejo e		2008 a 2011			
Enu	Conservação do Solo					
Beberibe	Laboratório de Engenharia de Manejo e		2009, 2010,			
Describe	Conservação do Solo		2021, 2022			

Fonte: Autora.

# 4.2 Bacias hidrográficas estudadas e suas características

A seleção da área de estudo levou em consideração a existência de um banco de dados hidrológicos e sedimentológicos, descritos na seção 4.1, tendo sido selecionadas três bacias hidrográficas a serem estudadas, localizadas na região semiárida e na região litorânea do estado de Pernambuco (Figura 02). As duas bacias hidrográficas semiáridas são sub-bacias da bacia do rio Pajeú, quais sejam a bacia do riacho Jacu (Cantalice *et al.*, 2015) e a bacia do riacho Exu (Cantalice *et al.*, 2013). A bacia hidrográfica do litoral pernambucano adotada será a bacia do rio Beberibe e pode ser considerada uma bacia úmida.



**Figura 02.** Mapa de localização das bacias hidrográficas estudadas.

Fonte: Autora.

#### 4.2.1 Bacias Hidrográficas Semiáridas

De acordo com a classificação climática de Koppen-Geiger, o clima da região da bacia do rio Pajeú classifica-se como sendo BWh - semiárido, quente e seco, com chuvas de verão e outono e temperatura média anual de 29°C. Os padrões de precipitação do local são caracterizados pela grande variabilidade hidrológica, com pluviosidade média anual de 647 mm para o período de 1911 a 2013 (INMET, 2013; Cantalice *et al.*, 2013).

A bacia do riacho Exu está localizada na mesorregião Sertão do Alto Rio Pajeú, com coordenadas geográficas 38°25'43" de longitude Oeste e 8°00'06" de latitude Sul, no município pernambucano de Serra Talhada e possui área de 579,40 km², sendo considerada como uma bacia média. Apresenta temperatura média anual superior a 30° C com breves chuvas de verão-outono concentradas num curto espaço de tempo, resultando em picos de escoamento superficial seguidos por uma recessão de forma exponencial (Cantalice *et al.*, 2013).

A bacia do riacho Jacu possui área de 2,11 km², sendo considerada uma bacia pequena, e também se localiza na mesorregião Sertão do Alto Rio Pajeú, com coordenadas geográficas 38°14'39.3" de longitude Oeste 08°00'15.9" de latitude Sul, nos limites dos municípios de Serra

Talhada e Floresta, e faz parte da sub-bacia do riacho São Pedro, também inserida na bacia hidrográfica do rio Pajeú. Igualmente, possui chuvas de verão-outono marcadas pela variabilidade temporal e espacial (Cantalice *et al.*, 2015).

Com base na extensão do maior curso d'água para cada uma das bacias, calculou-se o coeficiente de forma ( $K_f$ ), determinado a partir da Equação 01, proposta por Ponce (1989):

$$K_f = \frac{A}{L^2} \tag{01}$$

Em que  $K_f$  representa o valor do coeficiente de forma da bacia (adimensional); A é a área da bacia (km²); e L, o comprimento do curso d'água (km). O valor calculado representa a relação entre a largura da bacia e seu comprimento axial, indicando a tendência da bacia à ocorrência de enchentes.

O tempo de concentração  $(t_c)$  foi estimado com base na Equação 02, desenvolvida por Hathaway (1973):

$$t_C = \frac{0,606 \, x \, (Ltc \, x \, n)^{0,467}}{S^{0,234}} \tag{02}$$

Em que t<sub>c</sub> é o tempo de concentração (min); L<sub>tc</sub> é o comprimento da linha principal do curso d'água (pés); n é o coeficiente de rugosidade de Manning (adimensional); e S é a declividade da linha d'água (pés).

O cálculo da declividade da linha d'água foi realizado com base na Equação 03, proposta por Simons e Senturk (1977), e é um parâmetro de grande importância no manejo de bacias hidrográficas por influenciar diretamente no escoamento superficial e no tempo de concentração.

$$S = \frac{\left(h_{montante}^2 - h_{jusante}^2\right) + \left(\frac{v_{montante}^2 - v_{jusante}^2}{2 \times g}\right)}{Lt}$$
(03)

Em que S representa a declividade da linha d'água (m/m); h é a profundidade do curso d'água (m); V a velocidade do escoamento (m.s $^{-1}$ ); g é a aceleração da gravidade (m.s $^{-2}$ ); e  $L_t$  representa a distância entre os trechos (m).

A bacia do riacho Jacu é considerada como sendo sendo exorreica, ou seja, é formada por uma rede de drenagem que possui escoamento direto até o oceano e seus cursos d'água são essencialmente intermitentes. Seu maior curso d'água possui 0,44 km de extensão e a bacia apresenta área de drenagem de 2,11 km², com coeficiente de forma (K<sub>f</sub>) de 0,08, apontando para uma baixa tendência à ocorrência de enchentes.

O tempo de concentração (t<sub>c</sub>) foi estimado com base na Equação 02, cujo valor é de 0,75 horas, indicando que se trata de uma bacia pequena. A declividade média da linha d'água calculada para a bacia do Jacu foi de aproximadamente 0,00477 m.m<sup>-1</sup>.

Assim como a bacia do riacho Jacu, a bacia do riacho Exu também é considerada exorreica e possui cursos d'água intermitentes, tendo o curso principal 58,09 km de extensão. A área de drenagem desta bacia é de 579,40 km² e seu fator de forma (K<sub>f</sub>) é de 0,3876, que é considerado baixo e indica baixa possibilidade de ocorrência de enchentes e inundações. O tempo de concentração (t<sub>c</sub>) calculado foi de 7,08 h, indicando que se trata de uma bacia média. A declividade média da linha d'água calculada para esta bacia foi de 0,01565 m.m<sup>-1</sup>.

A seguir é possível observar um resumo das características morfométricas mencionadas nesta seção que foram calculadas para as bacias dos riachos Jacu e Exu, nas Tabelas 03 e 04, respectivamente.

**Tabela 03.** Características morfométricas da bacia do riacho Jacu.

Características morfométricas	Valores	
Área da bacia	2,11	km²
Comprimento do curso d'água	0,44	km
Coeficiente de forma (K <sub>f</sub> )	0,08	adm
Cota máxima	445	m
Cota mínima	429	m
Declividade média da bacia	0,0363	m.m <sup>-1</sup>
Declividade média da linha	0,00477	m.m <sup>-1</sup>
d'água		
Tempo de concentração (t <sub>c</sub> )	0,75	h

Fonte: Autora.

Tabela 04. Características morfométricas da bacia do riacho Exu.

Características morfométricas	Valores	
Área da bacia	579,40	km²
Comprimento do curso d'água	58,09	km
Coeficiente de forma (K <sub>f</sub> )	0,3876	adm
Cota máxima	1006	m
Cota mínima	400	m
Declividade média da bacia	0,095	m.m <sup>-1</sup>
Declividade média da linha	0,01565	m.m <sup>-1</sup>
d'água		
Tempo de concentração (t <sub>c</sub> )	7,08	h

Fonte: Autora.

As bacias hidrográficas localizadas na região semiárida não apresentam homogeneidade em seu relevo, que majoritariamente variam de plano a moderadamente ondulado. Na bacia do Exu é possível observar relevos mais fortemente ondulados nas regiões próximas à cabeceira, como se observa na Figura 03. Na bacia do riacho Jacu, o relevo varia de suavemente a moderadamente ondulado em sua maioria, sendo possível observar poucas regiões de relevo plano (Figura 04).

Mapa de Declividade da Bacia Hidrográfica do Riacho Exu

| Mapa de Declividade da Bacia Hidrográfica do Riacho Exu
| Notation | Nota

**Figura 03.** Mapa de declividade da bacia hidrográfica do riacho Exu.

Fonte: Autora.

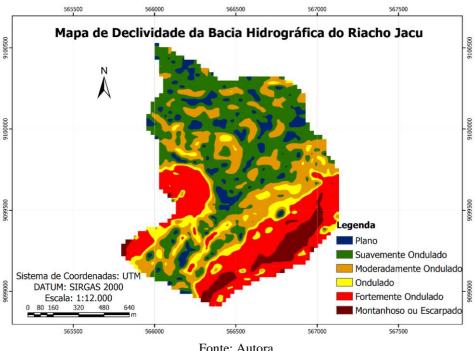


Figura 04. Mapa de declividade da bacia hidrográfica do riacho Jacu.

Essa variação nas formas de relevo, associada a outros fatores como o clima, material de origem, organismos, o tempo e a presença de água, explica a ocorrência dos solos verificados na região. Em geral, solos menos evoluídos são característicos da região semiárida, uma vez que o clima acaba se tornando um fator de limitação para a evolução destes, que não ocorre sem a presença da água, sendo os Neossolos a classe mais predominante em ambas as bacias estudadas. Na bacia do Exu, ocorrem ainda Argissolos vermelho-amarelos e Luvissolo crômico (Figura 05).

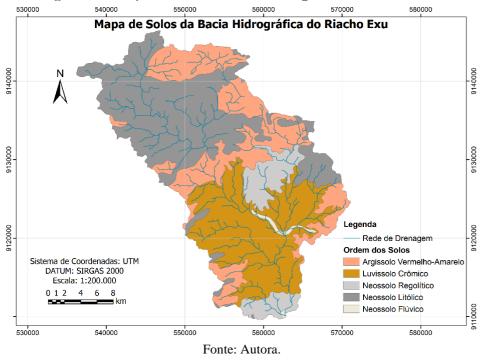


Figura 05. Mapa de solos da bacia hidrográfica do riacho Exu.

Dentre os solos ocorrentes na bacia do Exu, os Argissolos são os solos considerados maduros, apresentando horizonte B textural e presença de argila, normalmente com profundidade variável, de forte a imperfeitamente drenados. Sua ocorrência se dá nos terços médios da paisagem, onde o relevo deixa de ser plano e passa a ser ondulado. Já os Luvissolos são caracterizados por serem solos minerais pouco profundos, típicos do semiárido brasileiro, que apresentam na superfície horizonte A franco ou moderado ou horizonte E, com um horizonte B textural fraco. São solos que podem apresentar pedregosidade e que podem sofrer salinização devido à presença de rios intermitentes que acabam dificultando o transporte dos

Nota-se que a maior ocorrência dentre os diferentes tipos de Neossolo presentes na bacia do riacho Exu é o litólico, representando cerca de 32,86% de toda a bacia, que é caracterizado por um horizonte A fraco assentado diretamente sobre uma rocha ou sobre um horizonte C, com a presença de horizonte B em formação com espessura que não satisfaz nenhum tipo de horizonte B diagnóstico (EMBRAPA, 2018). De maneira geral, os Neossolos possuem textura arenosa.

sais, fazendo com que estes se acumulem nos talvegues.

Este tipo de solo também predomina na bacia do Jacu, ocupando 62,07% de sua área, além de possuir uma faixa de Neossolo flúvico acompanhando a extensão do canal principal, da cabeceira ao seu exutório. Essa tipologia de solo é caracterizada por sua formação que se dá pela forte influência de sedimentos de natureza aluvionar com horizonte A assentado

diretamente sobre camada ou horizonte C com caráter flúvico dentro de 150 cm da superfície. Além disso, admitem um horizonte Bi que possui menos de 10 cm de espessura (EMBRAPA, 2018). Na bacia do Jacu, além dos Neossolos, verifica-se a ocorrência de Cambissolo, que é igualmente pouco evoluído, com presença de horizonte B incipiente (Figura 06).

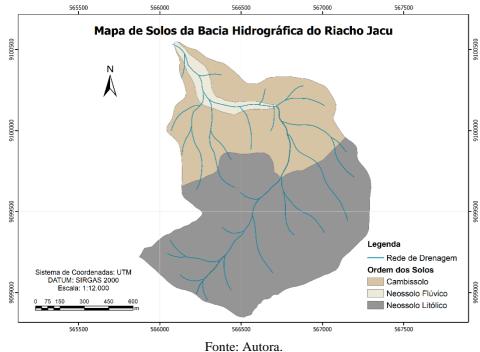


Figura 06. Mapa de solos da bacia hidrográfica do riacho Jacu.

Tonte. Hutora.

A bacia do riacho Exu foi dividida em 5 classes de uso e ocupação do solo, sendo a maior parte ocupada por solo preparado, com área de 222,88 km², seguido caatinga semi-arbustiva, que ocupa um total de 197,17 km² da área total da bacia. As demais áreas são ocupadas por caatinga arbustiva (93,43 km²), agricultura de subsistência (55,70 km²) e poucas áreas de solo exposto (10,22 km²). A distribuição espacial desses dados pode ser observada na Figura 07.

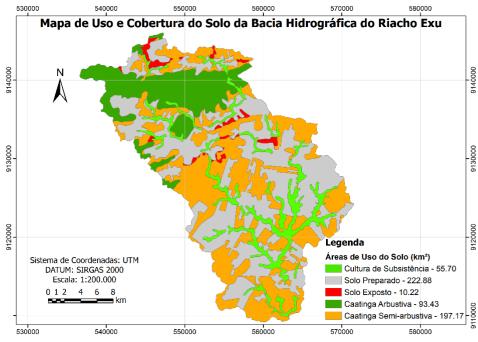


Figura 07. Mapa de uso e cobertura do solo na bacia hidrográfica do riacho Exu.

Fonte: Adaptado de Cantalice et al. (2013).

Já a bacia do riacho Jacu tem como uso principal do solo a caatinga semi-arbustiva, que ocupa 1,492 km², seguida de agricultura de sequeiro, ocupando 0,3642 km², e caatinga arbustiva, com área de 0,2582 km² (Figura 08).

Quanto às formações vegetais, nota-se que a principal característica entre os dois tipos de vegetação típicos da caatinga é sua densidade. Enquanto a caatinga semi-arbustiva, muito presente na bacia do riacho Exu, possui uma cobertura vegetal mais esparsa com poucas árvores e arbustos e grandes áreas de gramíneas, a caatinga arbustiva possui maior densidade de arbustos e árvores de pequeno porte. A densidade de vegetação confere maior resistência à períodos de estiagem por conservarem a umidade do solo e protegê-lo dos efeitos da evaporação, enquanto a caatinga semi-arbustiva apresenta menos resistência à seca e propicia maiores exposições ao sol e ao vento.

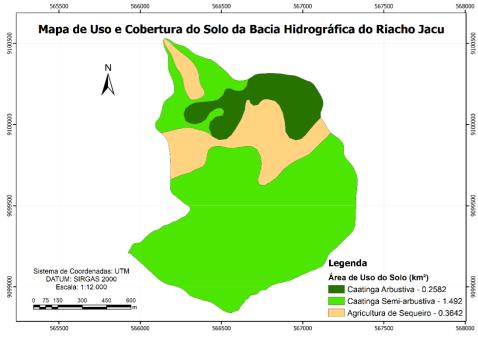


Figura 08. Mapa de uso e cobertura do solo na bacia hidrográfica do riacho Jacu.

Fonte: Adaptado de Cantalice et al. (2015).

### 4.2.2 Bacia Hidrográfica Litorânea Úmida

Localizada entre as coordenadas geográficas 7°40'56" e 8° 38'00" de latitude Sul e 34° 49'00" e 35°15'52" de longitude Oeste, a bacia do Beberibe integra o grupo de bacias de pequenos rios litorâneos GL1 e ocupa uma extensão territorial de 81,37 km².

A bacia do rio Beberibe possui sua área incluída na região metropolitana do Recife, localizada na região litorânea do estado de Pernambuco, com clima As, segundo a classificação de Koppen-Geiger, que se apresenta como quente e úmido com fortes índices pluviométricos no período de outono a inverno (Soares; Galvíncio, 2020). Os totais de precipitação anuais médios variam de 2.200 mm nas regiões litorâneas a aproximadamente 1.200 mm nas áreas mais afastadas da costa, com os maiores índices pluviométricos ocorrentes nos meses de maio, junho e julho, chegando a concentrar quase 50% dos totais anuais (Pfaltzgraff, 2003).

Todos os parâmetros morfométricos da bacia do Beberibe foram determinados conforme metodologia descrita no item 4.2.1.1. A bacia do rio Beberibe é considerada como sendo exorreica e seus cursos d'águas são perenes. Seu maior curso d'água possui uma extensão de 31 km e apresenta um coeficiente de forma (K<sub>f</sub>) de 0,08, indicando uma baixa tendência à ocorrência de enchentes nesta bacia.

O tempo de concentração (t<sub>c</sub>) foi estimado com base na Equação 02 e foi um resultado da média entre o tempo de concentração calculado para cada uma das seções transversais onde foram realizadas as coletas de sedimentos, cujo valor é de 10 horas. A declividade média da

linha d'água calculada para a bacia do Beberibe foi de 0,004 m/m.

A Tabela 05 reúne todas as características morfométricas calculadas para a bacia do rio Beberibe.

Tabela 05. Características morfométricas da Bacia do rio Beberibe.

Características morfométricas	Va	lores
Área da bacia	81,37	km²
Comprimento do curso d'água	31	km
Coeficiente de forma (K <sub>f</sub> )	0,08	adm
Cota máxima	130	m
Cota mínima	2	m
Declividade média da bacia	0,05	m.m <sup>-1</sup>
Declividade média da linha	0,004	m.m <sup>-1</sup>
d'água		
Tempo de concentração (t <sub>c</sub> )	10	h

Fonte: Autora.

O relevo da bacia do rio Beberibe varia de suavemente a fortemente ondulado em sua maioria. É possível observar na região mais próxima ao exutório que este passa a ser menos acidentado e mais plano, diferentemente do que se observa nas demais áreas da bacia (Figura 09). Dados da Agência Estadual de Meio Ambiente (CPRH 2005, 2006) apontam que seu relevo apresenta-se como elevações de topos planos, atingindo altitudes de até 120 m, como colinas que se caracterizam por possuírem topos arredondados, podendo atingir altitudes de 80 m, e por encostas de declividade superior a 30%.

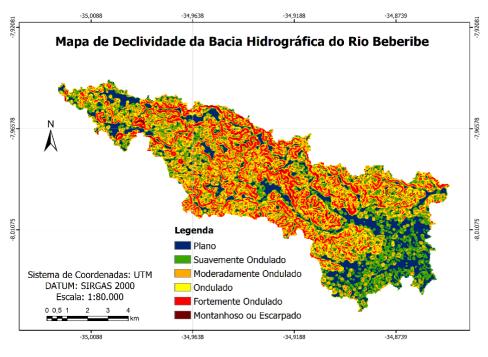


Figura 09. Mapa de declividade da bacia hidrográfica do rio Beberibe.

As classes de solos ocorrentes na bacia do Beberibe são os Argissolos e Latossolos, caracterizados por serem solos mais evoluídos. Os Latossolos ocorrem nas regiões de relevos planos e suavemente ondulados e são considerados solos muito maduros, altamente intemperizados, constituídos por material mineral que apresenta um horizonte B latossólico precedido de qualquer horizonte do tipo A, com aumento do teor de agila variando de nulo a pouco acentuado de um horizonte para o outro (EMBRAPA, 2018). A classe de solos predominante na bacia em questão é a dos Argissolos, em especial os Argissolos vermelho-amarelos (Figura 10).

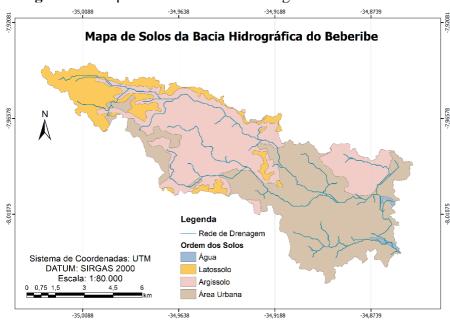


Figura 10. Mapa de solos da bacia hidrográfica do rio Beberibe.

A cobertura vegetal presente na bacia do Beberibe varia majoritariamente entre áreas de formação florestal de mata atlântica, ocupando uma área de 21,5 km², e pastagem, com 11,27 km², apresentando também grandes parcelas de ocupação urbana, representadas pelo solo impermeabilizado (33,29 km²) e de outros tipos, como mangue, cana-de-açúcar e regiões de solo exposto. Essa variação pode ser observada à medida que se afasta da zona costeira, acompanhando as condições do clima e dos solos encontrados na área de estudo (Figura 11).

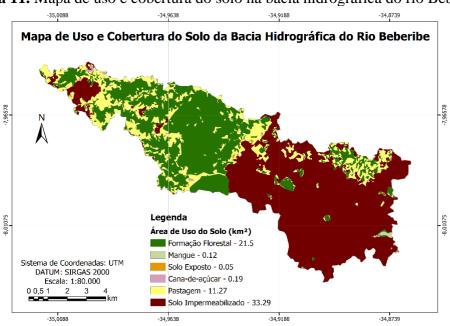


Figura 11. Mapa de uso e cobertura do solo na bacia hidrográfica do rio Beberibe.

Fonte: Autora.

### 4.3 Determinação das taxas de sedimento suspenso e de fundo das bacias hidrográficas

As taxas de transporte de sedimento foram calculadas pelas descargas sólidas suspensa e de fundo obtidas no exutório das bacias que serão estudadas, segundo o procedimento do USGS apresentado por Gray (2005), seguido por Cantalice *et al.* (2013) e Silva *et al.* (2016), e armazenadas no banco de dados do Laboratório de Engenharia de Manejo e Conservação do Solo da UFRPE.

Para coleta das amostras de sedimento em suspensão com o emprego do amostrador de sedimentos (DH-48), o método de amostragem utilizado foi o de Igual Incremento de Largura (IIL) de acordo com o nível de vazão do rio, que se baseia na divisão da seção transversal do rio em segmentos igualmente espaçados, sendo a amostragem realizada em uma vertical, localizada na posição central de cada segmento. Esse trajeto de amostragem foi percorrido com velocidade constante, tanto na descida, como na subida. A razão ou velocidade de trânsito (velocidade com a qual o equipamento deve percorrer a vertical de amostragem) depende de vários fatores, como tamanho do bico utilizado no equipamento de amostragem, volume da amostra a ser coletada, velocidade do escoamento e profundidade amostrada (Wilde; Radke, 1998). Para determinação da razão ou velocidade de trânsito foi utilizada a equação (4) desenvolvida pelo USGS por meio de Gray (2005):

$$V_t = \overline{V}_l.K \tag{4}$$

Em que V<sub>t</sub> é a velocidade de trânsito (m.s<sup>-1</sup>); V<sub>i</sub> a velocidade média do escoamento na vertical amostrada (m.s<sup>-1</sup>); e K a constante de proporcionalidade variável em função do bico do amostrador (por exemplo, 0,1036 para o bico ½" do amostrador). Entretanto, durante a amostragem, a informação utilizada não foi a velocidade de trânsito, mas sim o tempo de percurso de ida e volta do amostrador da superfície até próximo ao leito. Esse tempo mínimo de amostragem é dado pela seguinte expressão (5) abaixo:

$$t = \frac{2 \cdot p}{V_t} \tag{5}$$

Em que t representa o tempo mínimo para realização da amostragem (s); p é a profundidade da vertical de amostragem (m); e  $V_t$  a velocidade de trânsito (m.s<sup>-1</sup>). No valor de p será descontado a distância do equipamento ao fundo do leito para evitar o contato (3 ou 5 cm).

Após a coleta, as amostras foram enviadas ao laboratório onde foram secas em estufa a

 $60^{\circ}$ C para determinação dos valores de concentração de sedimentos, que foi obtida pelo método da evaporação (Gray, 2005), quando as amostras passam até 6 semanas em repouso. Dessa forma, têm-se os valores da concentração de sedimentos ( $C_{SS}$ ) em ( $kg.m^{-3}$ ) determinados no laboratório. Os valores de descarga sólida em suspensão ( $Q_{SS}$ ) são determinados pelo somatório do produto entre a concentração de sedimento suspenso ( $C_{SS}$ ) e a respectiva descarga líquida ( $Q_{I}$ ) de cada vertical, na forma da expressão ( $G_{SS}$ ) abaixo:

$$Q_{SS} = \Sigma(C_{SSi}, Q_{li}). 0,0864 \tag{6}$$

Em que  $Q_{SS}$  é a descarga sólida em suspensão (t.dia<sup>-1</sup>);  $C_{SSi}$  é a concentração de sedimento em suspensão da vertical (mg.L<sup>-1</sup>); e  $Q_{li}$  a descarga líquida da respectiva vertical (L.s<sup>-1</sup>).

A amostragem do sedimento de carga de fundo foi realizada com o amostrador US BLH-84, que é construído em alumínio e possui uma saca acoplada para coleta do material. Essa amostragem foi feita na mesma seção de amostragem de sedimento suspenso, em um único ponto através de movimento vertical, e em seguida, horizontal junto ao fundo do leito promovendo-se o arraste do sedimento para o interior do amostrador em um intervalo de tempo de 1 minuto para determinação da taxa de transporte de fundo em (t.km<sup>-2</sup>.ano<sup>-1</sup> ou t.ha<sup>-1</sup>.ano<sup>-1</sup>). O sedimento coletado foi colocado em potes para posterior pesagem.

## 4.4 Determinação do Índice de Conectividade (IC) e da erodibilidade (Kw) das bacias hidrográficas

As características hidrológicas das bacias estudadas, como tempo de concentração, grupo hidrológico dos solos e coeficiente de escoamento superficial, foram utilizadas na abordagem estatística e/ou matemática para quantificação da erodibilidade em nível de bacia hidrográfica. Neste trabalho, as análises foram realizadas com base em modelos de regressão linear, que derivam de gráficos da tensão de cisalhamento de fluxo  $(\tau)$  versus a taxa de desagregação do solo  $(Q_{ST})$ , por serem considerados propriedades físicas inerentes do solo. Sendo assim, a erodibilidade  $(K_w)$  pode ser determinada através da inclinação da reta de regressão com o eixo das abcissas e a tensão de cisalhamento crítica  $(W\tau_c)$ , através do ponto de interceptação desta reta com o mesmo eixo, representando a tensão de cisalhamento quando a taxa de desagregação é nula (Nearing et~al., 1989).

Portanto, as regressões lineares foram determinadas com os valores calculados para a tensão de cisalhamento (τ), representada na Equação 10, e os valores obtidos para a descarga

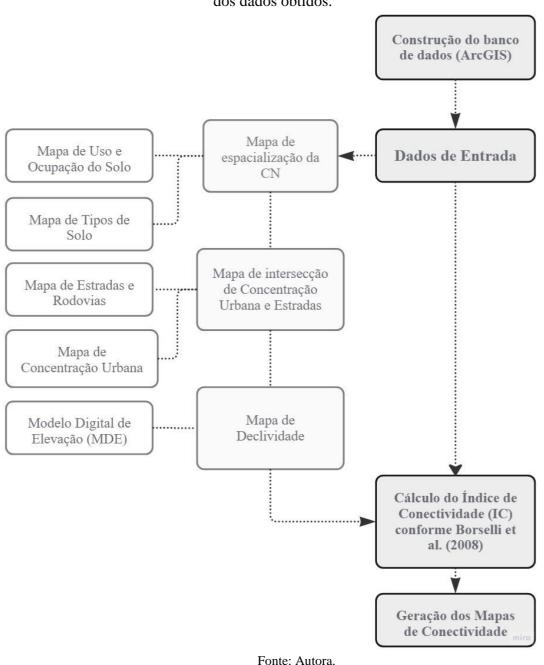
sólida total de sedimentos (QST), conforme descrito na seção 4.2.

$$\tau = \gamma.R_h.S \tag{10}$$

Em que  $\tau$  é a tensão cisalhante média (Pa);  $\gamma$  é o peso específico da água (N.m<sup>-3</sup>);  $R_h$  é o raio hidráulico (m); e S representa a declividade (m.m<sup>-1</sup>).

O Índice de Conectividade (IC) foi empregado de acordo com Borselli *et al.* (2008), descrito em Mingming *et al.* (2018) e reapresentado a seguir, de acordo com a Figura 12.

**Figura 12.** Fluxograma da determinação do Índice de Conectividade (IC) e armazenamento dos dados obtidos.



O cálculo proposto descreve os componentes à montante e à jusante, sendo os componentes à montante (D<sub>up</sub>) descritores da possibilidade de transporte do sedimento mobilizado à montante, que dependem de parâmetros morfométricos da bacia, calculados de acordo com a equação (11):

$$D_{up} = \frac{W.S}{Ac} \tag{11}$$

Em que W é o fator de peso médio representando a impedância do fluxo de sedimento e água à montante da bacia; S o declive médio em m.m-1 da área de contribuição à montante; e  $A_c$  a área de contribuição à montante ( $m^2$ ).

O componente morfométrico à jusante ( $D_{dn}$ ) descreve o caminho que o fluxo de sedimento tem de percorrer para atingir o exutório da bacia. Assim, a equação (12) calcula a soma do comprimento das células/pixels ao longo do caminho à jusante ( $d_i$ ), ponderado na base de  $W_i$  e  $S_i$  à jusante.

$$D_{dn} = \sum \frac{d_i}{W_i.S_i} \tag{12}$$

Por fim, o índice de conectividade (IC) foi obtido pela equação (13):

$$IC = \log\left(\frac{D_{up}}{D_{dn}}\right) \tag{13}$$

A impedância do fluxo de sedimento (W) é um fator de ponderação que se baseia nas propriedades e características locais de cobertura vegetal e uso e manejo do solo, sendo um controlador da eficiência de entrega desses sedimentos. Portanto, pode ser representado por diversos parâmetros que reflitam essas condições locais supracitadas. Sendo assim, adotou-se para este trabalho o parâmetro adimensional da Curva Número (CN) como sendo o fator de ponderação de impedância de fluxo.

O parâmetro adimensional CN deriva da metodologia da Curva Número (CN-NRCS, 2007), desenvolvida pelo Serviço de Conservação de Solo dos Estados Unidos (SCS-USDA, 1954) e trata-se de um método empírico simples para estimar a lâmina de escoamento direto com base numa lâmina de chuva precipitada, nas características do grupo hidrológico dos solos, cobertura da terra e suas condições antecedentes de umidade, representada pela equação (14):

$$Q = \frac{(P - 0.2S)^2}{P + 0.8S} \tag{14}$$

Em que Q é a lâmina de escoamento superficial em mm; P representa a precipitação em mm; e S a diferença máxima potencial entre a precipitação e a lâmina de escoamento no início

da chuva em mm (Equação 15). Esse cálculo é feito em função do valor de CN, que é tabelado em função das condições de umidade antecedentes, cobertura vegetal e tipo do solo da região estudada. Trata-se, portanto, de uma medida que visa estimar a facilidade com que a água pode infiltrar no solo que se baseia nas variáveis supracitadas. Quanto maior for o valor de CN, menor é a taxa de infiltração no solo e maior é o escoamento superficial ocorrente na bacia.

$$S = \frac{25.400}{CN} - 254\tag{15}$$

Para a construção do mapa de espacialização da Curva Número, os valores foram determinados para cada uma das bacias levando em consideração a distribuição das classes de vegetação, as condições de manejo do solo e o grupo hidrológico dos solos das regiões estudadas, como consta nas Tabelas 06, 07 e 08.

**Tabela 06.** Valores de Curva Número para cada tipo de solo e cobertura vegetal para a bacia do riacho Exu.

Bacia	Solos	Grupo Uso e Ocupação Hidrológio		CNI	CNII	CNIII
		Cultura de Subsistência	С	75	88	95
	_	Solo Preparado	С	57	75	88
	Argissolos	Solo Exposto	С	80	91	97
	_	Caatinga Arbustiva	С	51	70	85
	_	Caatinga Semi-arbustiva	С	59	77	89
Exu	Luvissolos	Cultura de Subsistência	D	80	91	97
		Solo Preparado	D	68	83	93
		Solo Exposto	D	87	94	98
		Caatinga Arbustiva	D	59	77	89
		Caatinga Semi-arbustiva	D	75	83	95
		Cultura de Subsistência	D	80	91	97
		Solo Preparado	D	68	83	93
	Neossolos	Solo Exposto	D	87	94	98
		Caatinga Arbustiva	D	59	77	89
		Caatinga Semi-arbustiva	D	75	83	95
		Fonte: Autora				

Fonte: Autora.

**Tabela 07.** Valores de Curva Número para cada tipo de solo e cobertura vegetal para a bacia do riacho Jacu.

Bacia	Solos	Uso e Ocupação	Grupo Hidrológico	CNI	CNII	CNIII
		Sequeiro	C	72	88	91
	Cambissolos	Caatinga Semi-arbustiva	С	59	77	89
Jacu	•	Caatinga Arbustiva	С	51	70	85
	<b>N</b> T 1	Sequeiro	D	80	91	98
	Neossolos	Caatinga Semi-arbustiva	D	68	83	93
	•	Caatinga Arbustiva	D	59	77	89

**Tabela 08.** Valores de Curva Número para cada tipo de solo e cobertura vegetal para a bacia do rio Beberibe.

Bacia	Solos	Uso e Ocupação	Grupo	CNI	CNII	CNIII
		Coo e o cupação	Hidrológico	CIVI		CIVIII
		Formação Florestal	A	12	25	44
		Mangue	A	26	45	65
		Área Não Florestada	A	59	77	89
	Latossolos	Cana-de-açúcar	A	49	68	84
		Pastagem	A	21	39	59
		Área Não Vegetada	A	59	77	89
Beberibe _		Solo Impermeabilizado	A	59	77	89
Debellue -	Argissolos	Formação Florestal	В	12	25	44
		Mangue	В	47	66	82
		Área Não Florestada	В	72	86	94
		Cana-de-açúcar	В	61	78	90
		Pastagem	В	41	61	79
		Área Não Vegetada	В	72	86	94
		Solo Impermeabilizado	В	72	86	94

Fonte: Autora.

O IC calculado para este trabalho foi realizado em ambiente SIG com base em informações da paisagem e seguiu a rotina descrita por Borselli *et al.* (2008) em seu Apêndice A, com modificação para o fator W. Os dados de entrada exigidos para a modelagem foram de

arquivos raster referentes à: a) estradas e rodovias; b) ocupação urbana; c) Modelo Digital de Elevação; e d) espacialização do fator W. Para este último, realizou-se uma sobreposição de camadas dos vetores de uso e ocupação do solo e dos tipos de solo ocorrentes em cada uma das bacias de maneira que fosse possível realizar uma intersecção dessas áreas e atribuir os valores de CN para cada uma delas, conforme ilustra a Figura 12. Os resultados dos ICs calculados tiveram como alvo de saída o exutório e foram espacializados em mapas temáticos para cada uma das bacias hidrográficas estudadas em cada uma das condições antecedentes de umidade.

### 4.5 Avaliação da relação entre a Curva Número e o transporte de sedimentos em escala de bacia hidrográfica

Para relacionar os valores de Curva Número com as taxas de transporte de sedimentos, foram calculados valores de CN ponderado para cada uma das bacias considerando diferentes condições de umidade antecedente a partir dos dados pluviométricos de cada uma delas. Dessa forma, os meses foram divididos conforme a quantidade de precipitação, tendo os meses mais chuvosos considerados com condição de umidade antecedente III, cujo solo está saturado devido à maiores taxas de fluxo; os meses de transição entre a estação seca e a estação chuvosa, cuja vazão e umidade do solo verificada é média, com condição de umidade antecedente II; e, por fim, os meses mais secos que possuem menores vazões com condição de umidade antecedente I.

Os valores ponderados de CN calculados para cada condição de umidade foram relacionados com a concentração mensal de sedimentos suspensos (C<sub>SS</sub>), de forma a estabelecer uma regressão linear entre essas variáveis, uma vez que a Curva Número é um parâmetro que expressa vazão, e com o Índice de Conectividade (IC) para identificar a correlação desta variável com a conectividade lateral das bacias estudadas. A partir das equações obtidas, foi possível identificar o valor de CN crítico, que indicará o início da desagregação e transporte pelo escoamento lateral.

#### 4.6 Estruturação da base de dados geoambientais

A partir dos resultados obtidos, uma estruturação da base de dados geoambientais foi elaborada para armazenar adequadamente os dados e informações geoambientais das bacias hidrográficas estudadas, permitindo sua análise. Os elementos armazenados na referida Geodatabase estão apresentados em produtos digitais.

A alimentação da base de dados foi efetivada utilizando-se o aplicativo ArcCatalog que está disponível no ArcGIS Pro e foi utilizado para organizar o sistema de informações

geográficas, gerenciar as feições armazenadas na geodatabase, pesquisar e adicionar conteúdo temático, e gerenciar metadados. O passo seguinte consistiu na criação dos mapas temáticos correspondentes, utilizando-se o aplicativo ArcMap, que foi responsável pelas atividades de geração e visualização de mapas, modelamento de dados espaciais, pesquisa na base de dados, edição e exportação de mapas.

#### 4.7 Análise estatística das variáveis estudadas

Para analisar a significância das variáveis estudadas neste trabalho, os valores de IC obtidos para cada uma das bacias estudadas, nas condições de umidade antecedente seca, média e úmida, foram submetidos a um teste de checagem da normalidade da distribuição dos dados e da homogeneidade das variâncias, e para essa finalidade foram realizados os testes de Shapiro-Wilk e de Bartlett, respectivamente. O teste de Shapiro-Wilk é considerado como sendo eficiente para diferentes distribuições e tamanhos de amostras (Shapiro; Wilk, 1965; Cirillo; Ferreira, 2003).

O teste de Shapiro-Wilk tem como finalidade avaliar a normalidade dos dados e para isso, consideram-se duas hipóteses: uma hipótese nula  $(H_0)$ , considerando que os dados das duas amostras em estudo provém de uma mesma distribuição de probabilidade, com  $p \geq 0.05$ ; e uma hipótese alternativa  $(H_1)$ , que considera que os dados das duas amostras em estudo não provém da mesma distribuição de probabilidade, com p < 0.05.

Uma vez que a normalidade dos dados foi comprovada, aplicou-se o teste de Bartlett (Bartlett, 1937), que é utilizado para analisar a homogeneidade das variâncias das amostras quando já se sabe que o pressuposto de normalidade foi atendido. O teste considera duas hipóteses: uma hipótese nula ( $H_0$ ), considerando que as variâncias entre os grupos independentes são iguais, com  $p \ge 0.05$ ; e uma hipótese alternativa ( $H_1$ ), considerando que pelo menos um dos grupos analisados tem uma variância diferente dos demais grupos, com p < 0.05.

Ainda, aplicou-se o teste paramétrico de Kruskal-Wallis, que é utilizado para fazer a comparação de médias entre diferentes grupos e não exige as suposições de normalidade na distribuição dos dados (Siegel, 1981). Esse teste também considera duas hipóteses: a hipótese nula ( $H_0$ ), onde todos os grupos analisados tem a mesma mediana, com  $p \geq 0.05$ ; e a hipótese alternativa ( $H_1$ ), que considera que pelo menos um grupo tem uma mediana diferente dos outros grupos estudados, com p < 0.05, indicando diferenças estatisticamente significativas.

As análises de regressão realizadas entre as diversas variáveis estudadas foram realizadas por meio do pacote estatístico do Excel software. Os demais testes foram feitos com o auxílio do software R, que possui livre acesso, e através de rotinas na linguagem Python.

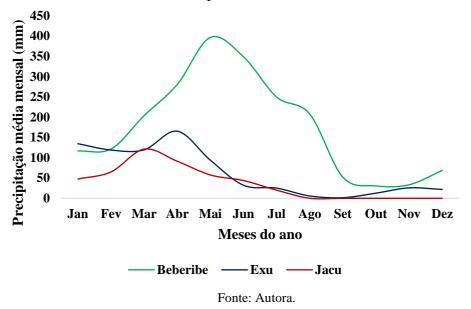
#### 5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

meados da metade do ano.

#### 5.1 Resposta hidrológica das bacias do riacho Exu, Jacu e rio Beberibe

Para identificar a resposta hidrológica de cada uma das bacias e relacioná-la com os processos de transporte de sedimentos, foram utilizados dados de precipitação média para cada um dos meses, como se observa na Figura 13.

**Figura 13.** Distribuição da precipitação média mensal nas bacias do riacho Jacu, riacho Exu e rio Beberibe no período de 2008 a 2022.



Através do gráfico, nota-se que o regime de chuvas do Beberibe se diferencia dos demais justamente devido à localização da bacia, que está inserida na zona úmida do estado, próxima à costa. As bacias do Jacu e do Exu apresentam um comportamento variado quanto aos índices de precipitação mensal, o que pode ser explicado pela grande variabilidade hidrológica que o semiárido brasileiro apresenta, com chuvas concentradas em curtos espaços de tempo (12 mm.min<sup>-1</sup>) que apresentam uma recorrência temporal variável, resultando em vazões de pico elevadas, seguidas por uma recessão de forma exponencial (Cantalice *et al.*, 2013). É possível verificar, ainda, que os primeiros meses do ano são os que conferem maiores valores de chuva para as bacias semiáridas, enquanto o período chuvoso da bacia litorânea se concentra em

O tempo de concentração calculado para a bacia do riacho Exu foi próximo ao do rio Beberibe, com valores de 7,08h e 10h, respectivamente. Ambas as bacias são consideradas bacias médias e com base nos valores obtidos, apresentam uma tendência à resposta hidrológica mais lenta, uma vez que o escoamento produzido leva mais tempo para percorrer toda a bacia

até seu exutório. Na bacia do riacho Jacu, o valor do tempo de concentração foi de 0,75h, e por ser uma bacia pequena, a tendência é que o escoamento superficial atinja mais rapidamente o ponto de saída da bacia.

### 5.2 Curva Número como representação da conectividade lateral de sedimentos das bacias do riacho Exu, Jacu e rio Beberibe

A Tabela 09 resume os tipos de solo, o uso e ocupação do solo, os grupos hidrológicos e os valores de CN obtidos a partir de uma ponderação de todas as variáveis citadas. Sendo assim, para cada uma das bacias foram calculados valores de CN para cada uma das condições de umidade antecedente.

**Tabela 09.** Valores de CN ponderados pelo tipo de solo, uso e ocupação e grupo

hidrológico em cada uma das bacias estudadas.

		Jacu	Exu	Beberibe
Tipo de Solo         Cambissolo (33,33%)         (25,02%)         (33,65%)           Tipo de Solo         Neossolo Flúvico (4,6%)         Argissolo Vermelho-Amarelo (19,93%)         Latossolo Amarelo (30,05%)           Uso e Ocupação do Solo (km²)         Caatinga semi-arbustiva - 1,492         Solo preparado - 222,88         Solo impermeabilizado - 33,29           Cucupação do Solo (km²)         Sequeiro - 0,3642         Caatinga semi-arbustiva - 197,17         Entraga arbustiva - 93,43         Pastagem - 11,27           Cultura de subsistência - 55,70         Cultura de subsistência - 55,70         Cana-de-açúcar - 0,19           Mangue - 0,12         Solo exposto - 10,22         Mangue - 0,12           Grupo Hidrológico         C, D         C, D         A, B, C           Valor de CN Ponderado         CN II = 68,8418         CN I = 71,2952         CN II = 51,0000           CN III = 93,3355         CN III = 94,1743         CN III = 65,8920			Neossolo Litólico (32,86%)	Área Urbana (33,62%)
Uso e Ocupação do Solo (km²)         Sequeiro - 0,3642         Caatinga semi-arbustiva - 197,17         Caatinga arbustiva - 93,43         Formação Florestal - 21,5           Caatinga arbustiva - 0,2582         Caatinga arbustiva - 0,2582         Caatinga arbustiva - 55,70         Cana-de-açúcar - 0,19           Valor de CN Ponderado         C, D         C, D         C, D         C, D         CN II = 88,8418         CN II = 85,4922         CN III = 65,8920           CN III = 93,3355         CN III = 94,1743         CN III = 65,8920		Cambissolo (33,33%)		_
Uso e Ocupação do Solo (km²)         Sequeiro - 0,3642         Caatinga semi-arbustiva - 1,492         Caatinga semi-arbustiva - 197,17         Formação Florestal - 21,5           Caatinga arbustiva - Ocupação do Solo (km²)         Caatinga arbustiva - 0,2582         Caatinga arbustiva - 93,43         Pastagem - 11,27           Cultura de subsistência - 55,70         Cana-de-açúcar - 0,19           Grupo Hidrológico         C, D         C, D         C, D           Valor de CN Ponderado         CN II = 68,8418         CN I = 71,2952         CN II = 30,8550           CN III = 93,3355         CN III = 94,1743         CN III = 65,8920	Tipo de Solo	Naccasla Elévica	_	
Uso e Ocupação do Solo (km²)         Sequeiro - 0,3642         Caatinga semi-arbustiva - 197,17         Formação Florestal - 21,5           Caatinga arbustiva - 0,2582         Caatinga arbustiva - 93,43         Pastagem - 11,27           Cultura de subsistência - 55,70         Cana-de-açúcar - 0,19           Solo exposto - 10,22         Mangue - 0,12           Solo exposto - 0,05         Solo exposto - 0,05           Grupo Hidrológico         C, D         C, D         A, B, C           Valor de CN Ponderado         CN II = 68,8418         CN I = 71,2952         CN II = 30,8550           CN III = 83,8619         CN II = 85,4922         CN II = 51,0000           CN III = 93,3355         CN III = 94,1743         CN III = 65,8920			Neossolo Regolítico	Rio (2,68%)
Sequeiro - 0,3642         197,17         21,5           Ocupação do Solo (km²)         Caatinga arbustiva - 93,43         Pastagem - 11,27           Cultura de subsistência - 55,70         Cana-de-açúcar - 0,19           Mangue - 0,12           Solo exposto - 10,22           Mangue - 0,12           Solo exposto - 0,05           C, D         A, B, C           Valor de CN           CN II = 68,8418         CN I = 71,2952         CN I = 30,8550           CN II = 83,8619         CN II = 85,4922         CN II = 51,0000           CN III = 93,3355         CN III = 94,1743         CN III = 65,8920		_	Solo preparado - 222,88	-
Caatinga arbustiva - 93,43         Pastagem - 11,27           Cultura de subsistência - 55,70         Cana-de-açúcar - 0,19           Solo exposto - 10,22         Mangue - 0,12           Solo exposto - 10,22         Solo exposto - 0,05           Grupo Hidrológico         C, D         C, D         A, B, C           Valor de CN Ponderado         CN II = 68,8418         CN II = 71,2952         CN II = 30,8550           CN III = 83,8619         CN II = 85,4922         CN II = 51,0000           CN III = 93,3355         CN III = 94,1743         CN III = 65,8920		Sequeiro - 0,3642	9	3
	1 3		Caatinga arbustiva - 93,43	Pastagem - 11,27
Solo exposto - 10,22   Mangue - 0,12	3010 (KIII-)	<u> </u>		Cana-de-açúcar - 0,19
Grupo Hidrológico         C, D         C, D         A, B, C           Valor de CN Ponderado         CN I = 68,8418 CN II = 83,8619 CN III = 83,8619 CN III = 93,3355         CN II = 85,4922 CN III = 65,8920         CN III = 65,8920		0,2382	Solo avnosto 10.22	Mangue - 0,12
Hidrológico         C, D         A, B, C           Valor de CN           Valor de CN         CN II = 68,8418         CN II = 71,2952         CN II = 30,8550           CN II = 83,8619         CN II = 85,4922         CN II = 51,0000           CN III = 93,3355         CN III = 94,1743         CN III = 65,8920			3010 exposto - 10,22	Solo exposto - 0,05
Valor de CN Ponderado $\frac{\text{CN II} = 83,8619}{\text{CN III} = 93,3355}$ $\frac{\text{CN II} = 85,4922}{\text{CN III} = 94,1743}$ $\frac{\text{CN III} = 51,0000}{\text{CN III} = 65,8920}$		C, D	C, D	A, B, C
Ponderado $\frac{\text{CN II} = 83,8619}{\text{CN III} = 93,3355}$ $\frac{\text{CN III} = 85,4922}{\text{CN III} = 94,1743}$ $\frac{\text{CN III} = 51,0000}{\text{CN III} = 65,8920}$	Volom do CN	CNI = 68,8418	$\overline{\text{CN I}} = 71,2952$	CN I = 30,8550
CN III = 93,3355 CN III = 94,1743 CN III = 65,8920		CN II = 83,8619	CN II = 85,4922	CN II = 51,0000
	r onuerado -	CN III = 93,3355	CN III = 94,1743	$CN III = 65,89\overline{20}$

Fonte: Autora.

De acordo com a metodologia da Curva Número, os valores de CN variam de 0 a 100, sendo os valores mais próximos de 100 um indicativo de maior potencial de escoamento superficial da bacia hidrográfica. Observa-se que para as bacias do riacho Jacu e Exu, que possuem solos mais jovens e menos desenvolvidos, os valores de CN obtidos foram maiores do que os valores encontrados para a bacia do rio Beberibe, indicando que a resposta hidrológica das bacias semiáridas estudadas é mais rápida do que na bacia litorânea.

A condição de umidade antecedente para cada mês de coleta de sedimentos foi determinada com base nos valores de CN calculados e nos dados de vazão média mensal obtidos em cada campanha de amostragem. Dessa forma, para os maiores dados de vazão, considerouse o valor de CNIII, enquanto os menores valores foram avaliados como CNI e aqueles valores médios, considerados como CNII. A Tabela 10 traz os dados referentes à média mensal da vazão (Q) aferida, à concentração de sedimentos suspensos (Css) e aos valores de CN para cada bacia.

Durante os anos de 2021 e 2022, foi realizada apenas a coleta de sedimentos de fundo na bacia do rio Beberibe. Por esse motivo, os dados de concentração de sedimentos suspensos referentes a esse período não foram apresentados para esta bacia.

**Tabela 10.** Condição de umidade antecedente para cada mês do ano a partir da média mensal da vazão no período de 2008 a 2022 nas bacias do Exu, Jacu e Beberibe.

Bacia	Mês	Período	Q (m <sup>3</sup> /s)	Css (mg/L)	CN
	Janeiro	2008, 2009	0,0601	214,5670	68,8418
Jacu	Março	2008	0,0880	433,8406	83,8619
Jacu	Abril	2008	0,1288	362,7959	93,3355
	Outubro	2010	0,0884	299,8700	68,8418
	Janeiro	2009	0,1501	347,7226	71,2952
	Março	2008, 2009, 2011	6,9531	974,2306	94,1743
Exu	Abril	2008 a 2010	3,2022	379,2787	85,4922
	Maio	2008	0,1820	266,9818	71,2952
	Junho	2009	0,5357	302,0173	71,2952
	Janeiro	2010	0,1073	734,8506	51,0000
	Março	2021, 2022	0,0577		30,8550
	Abril	2021, 2022	0,0459		30,8550
	Junho	2010	1,0811	466,4031	65,8920
Beberibe	Julho	2021, 2022	0,0463		30,8550
	Agosto	2009, 2021	0,2509	273,2136	51,0000
	Setembro	2009	0,2538	195,4702	51,0000
	Outubro	2021, 2022	0,0628		30,8550
	Dezembro	2009	0,0916	476,7020	30,8550

Fonte: Autora.

Embora o parâmetro CN não expresse diretamente valores de vazão, pode ser considerado uma variável importante na estimativa da vazão e do escoamento superficial em bacias hidrográficas. Buscando descrever e avaliar a relação linear entre a Curva Número e os valores médios de vazão mensal medidos, foram construídos gráficos de dispersão entre essas variáveis para avaliar a correlação entre elas (Figuras 14, 15 e 16).

Figura 14. Relação entre a vazão média mensal e a Curva Número na bacia do riacho Jacu.

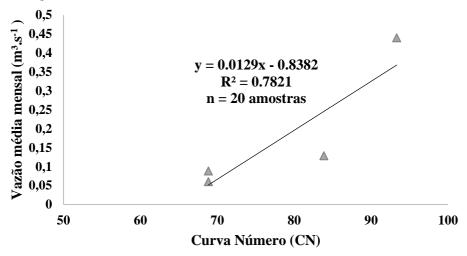
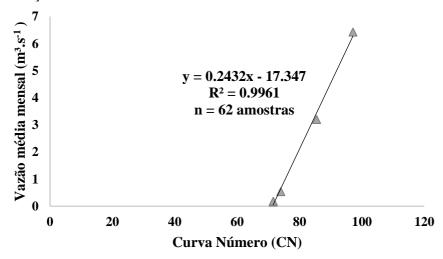
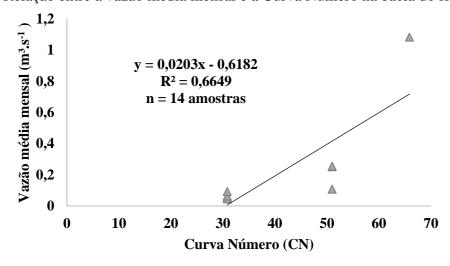


Figura 15. Relação entre a vazão média mensal e a Curva Número na bacia do riacho Exu.



Fonte: Autora.

Figura 16. Relação entre a vazão média mensal e a Curva Número na bacia do rio Beberibe.



Fonte: Autora.

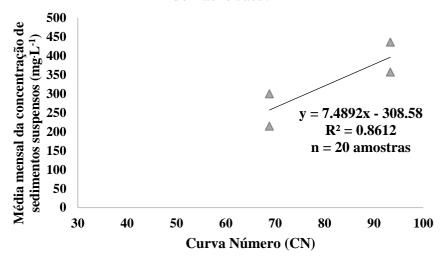
Para todas as bacias, a relação linear entre a Curva Número e a vazão média mensal apresentou uma correlação positiva, indicando que essas variáveis são diretamente proporcionais, com valores de coeficiente de determinação (R²) próximos a 1, indicando um bom ajuste dos modelos.

Diversos autores apontam que o transporte de sedimentos em suspensão está relacionado à múltiplas variáveis, mas principalmente à precipitação e vazão (Engelund-Hansen, 1972; López-Tarazon; Strany, 2016; Rodriguéz-Blanco; Taboada-Castro, 2019; Di Pillo, 2023). Sendo assim, investigou-se a hipótese do parâmetro adimensional da Curva Número, que é um valor que reflete o regime de vazão ocorrente na bacia hidrográfica, estar relacionado com o transporte de sedimentos suspensos através do escoamento superficial nas encostas, representando a conectividade lateral de sedimentos das bacias estudadas. Para isso, foram realizadas análises de regressão linear entre a Curva Número e a concentração de sedimentos suspensos (Css).

A Figura 17 mostra a dispersão dos dados e a reta de ajuste para a média mensal da concentração de sedimentos suspensos e a CN da bacia do riacho Jacu, tendo o valor de 0,8612 como coeficiente de determinação. Esse resultado sugere que as duas variáveis apresentam correlação e que a Curva Número pode explicar o transporte de sedimentos em suspensão. Um resultado semelhante foi obtido para a bacia do riacho Exu, como ilustra a Figura 18, e pode ser explicado pela localidade de ambas as sub-bacias, que se encontram na bacia do rio Pajeú.

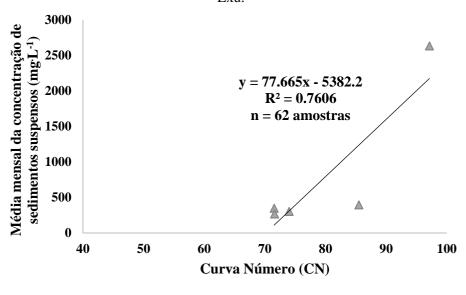
Apesar dos resultados semelhantes, cabe destacar que os valores coletados nas campanhas de amostragem diferem para um mesmo período do ano nas duas bacias consideradas. Isso pode ser reforçado pela alta variabilidade dos eventos de precipitação existente em regiões semiáridas, onde a quantidade e a distribuição temporal das chuvas não acontecem de maneira uniforme.

**Figura 17.** Relação entre CN e a concentração mensal de sedimentos suspensos para a bacia do riacho Jacu.



De acordo com a equação obtida para a bacia do riacho Jacu, o valor de Curva Número crítico, ou seja, o valor mínimo de CN, quando a média mensal da concentração de sedimentos suspensos for zero, para que comece a existir a erosão do solo, é de 41,2033. Entretanto, o valor de CN calculado para a condição mais seca é maior do que o valor crítico encontrado, indicando que pode acontecer erosão do solo nessa bacia para menores valores de CN.

**Figura 18.** Relação entre CN e a concentração mensal de sedimentos suspensos para a bacia do riacho



Fonte: Autora.

Para a bacia do riacho Exu, o valor crítico de CN obtido através da equação linear foi de 69,3002, que também é um valor inferior ao calculado para o CN na condição de umidade antecedente I, entretanto já se aproxima do valor encontrado para o CNI. Comparando o valor

obtido nas duas bacias hidrográficas localizadas no semiárido, nota-se que o valor de CN crítico encontrado para a bacia do Jacu é muito menor, indicando um maior risco à ocorrência de processos erosivos do que na bacia do Exu. Esse valor pode ser explicado pela larga presença do Neossolo Litólico na bacia do riacho Jacu (Figura 05), que apresenta uma baixa capacidade de retenção de água, devido à composição de sedimento pouco intemperizado, e de Cambissolos, o que pode favorecer a ocorrência de erosão hídrica quando associado a práticas de manejo do solo inadequadas. Além disso, na faixa que compreende as margens do leito do riacho, existe a presença do neossolo flúvico associado a uma escassa cobertura vegetal em alguns períodos do ano, o que pode favorecer a erosão, principalmente em eventos de chuva mais intensos. De acordo com Cantalice *et al.* (2013), nessa região existe a prática da agricultura de sequeiro, sem a utilização de práticas de conservação, e atividades pecuárias extensivas com caprinos, ovinos e bovinos.

Apesar da predominância do Neossolo Litólico na bacia do Exu, a associação do Luvissolo Crômico, que já é um pouco mais desenvolvido, e do Argissolo Vermelho-amarelo, fazem com que haja uma maior capacidade de retenção de água na bacia, que pode reduzir o risco de erosão. Entretanto, para ambas as bacias hidrográficas, a presença de cobertura vegetal e a adoção de práticas conservacionistas se fazem necessárias para que esse risco seja minimizado.

Igualmente foi obtido o gráfico de dispersão para a bacia do Beberibe com os dados de concentração média de sedimentos em suspensão e de Curva Número. O coeficiente de determinação obtido para a regressão linear no Beberibe também apontou para um bom ajuste dos dados, indicando que essas variáveis também estão correlacionadas na bacia litorânea, como mostra a Figura 19. O valor de CN crítico para a bacia do rio Beberibe foi de 14,4570, e assim como nas bacias semiáridas, esse valor foi menor do que o calculado para a condição de umidade antecedente I. Apesar da existência de áreas florestais em muitas localidades, a declividade da bacia do Beberibe é muito acentuada, fazendo com que o valor crítico de CN seja menor do que o calculado.

800 Média mensal da concentração de sedimentos suspensos (mg· ${
m L}^{-1}$ ) 700 y = 11,492x - 166,14600  $R^2 = 0.6893$ n = 9 amostras **500** 400 300 200 100 0 0 10 20 **30** 40 70 **50** 60 Curva Número (CN)

**Figura 19.** Relação entre CN e a concentração mensal de sedimentos suspensos para a bacia do rio Beberibe.

### 5.3 Índice de Conectividade de Sedimentos para as bacias do riacho Exu, Jacu e rio Beberibe

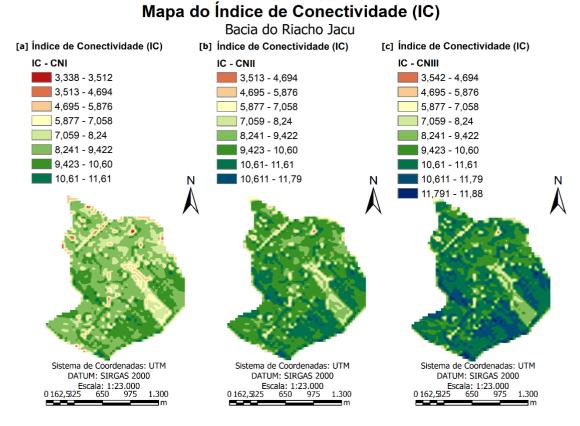
A conectividade de sedimentos foi calculada de acordo com Borselli et~al.~(2008), considerando-se os valores da Curva Número como fator de impedância para cada uma das condições de umidade antecedente em cada uma das bacias, resultando em três grupos de valores de IC para cada uma delas. De acordo com Borselli et~al.~(2008), o IC é um número que varia de  $-\infty~a~+\infty~e$  a conectividade aumenta quando o IC cresce em direção a  $+\infty~e$ . Não foram encontradas na literatura pesquisas que utilizaram o parâmetro CN como fator de impedância (W) no cálculo do Índice de Conectividade, tendo a maioria dos estudos adotado um parâmetro de rugosidade da superfície proposto por Cavalli et~al.~(2013) como uma adaptação do modelo original de Borselli et~al.~(2008) para avaliar a conectividade de sedimentos de fluxos de detritos em regiões montanhosas.

Diversos autores buscaram avaliar os Índices de Conectividade em diferentes bacias hidrográficas com base na metodologia proposta por Borselli *et al.* (2008), à exemplo de López-Vicente (2013) que encontrou valores variando de -0,137 a -9,002 para uma bacia mediterrânea da Espanha. Outros autores consideraram a mesma metodologia utilizando diferentes fatores de impedância ao fluxo de sedimentos (W), como Sougnez *et al.* (2011) que analisou o Índice de Conectividade de duas cadeias montanhosas na Espanha utilizando como fator W um índice de erosão relativo com base na cobertura vegetal, obtendo valores de IC variando de 3,81 a -4,64.

Para a bacia do riacho Jacu, os valores encontrados variaram de: [a] 3,338 a 11,61 para a condição antecedente de umidade I; [b] de 3,513 a 11,79 para a condição de umidade II; e [c]

de 3,542 a 11,88 para a condição de umidade III (Figura 20). De maneira geral, nota-se que grande parte da bacia apresenta os maiores valores de IC calculados. Nas regiões conectadas, representadas pelas cores verde e azul, o fluxo de água e de sedimentos é entregue diretamente das encostas para o canal principal, enquanto as regiões que apresentam baixos valores de conectividade indicam uma tendência de que os sedimentos sejam depositados em algum ponto do percurso encosta-canal da bacia hidrográfica.

**Figura 20.** Mapa do Índice de Conectividade para a Bacia do riacho Jacu para as condições de umidade antecedente I (a), II (b) e III (c).



Fonte: Autora.

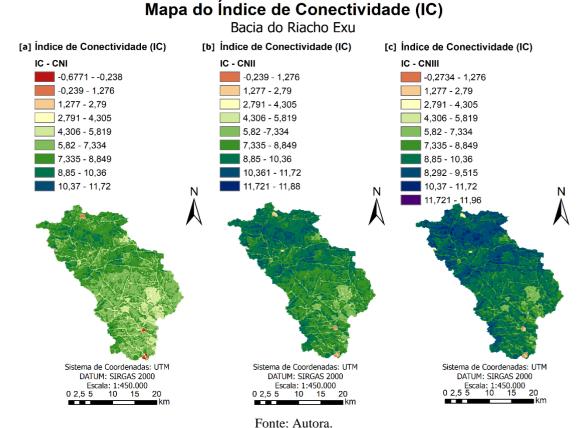
Nota-se que as áreas marcadas por maiores declividades, onde o terreno varia de montanhoso a suavemente ondulado, apresentam os maiores valores de IC. De fato, o relevo é um dos fatores que aumenta a conectividade de sedimentos, uma vez que afeta a forma com que a água escoa pela superfície do terreno, resultando no aumento da velocidade do fluxo e da conectividade hidrológica dos sedimentos. A região mais próxima do exutório, que possui menores declividades do terreno, apresenta os menores valores de IC calculados. No exutório, obteve-se o menor valor de IC para as três condições de umidade, indicando que nem todos os sedimentos transportados ao longo da bacia do Jacu chega à sua saída. Esse processo também é dificultado pela presença de um trecho da PE-390, que liga os municípios de Serra Talhada e Floresta, e corta transversalmente a bacia a aproximadamente 600m do exutório. Essa rodovia

está a um nível do terreno mais elevado do que as áreas adjacentes, fazendo com que os sedimentos não consigam ser transportados à jusante. Portanto, esse trecho de rodovia se caracteriza como um impedimento do transporte de sedimentos e apresentou uma baixa conectividade em sua extensão, tendo sido obtidos os menores valores de IC.

De acordo com Fryirs (2013), as ligações encosta-canal, que são explicadas pela conectividade lateral, são impulsionadas pela magnitude e frequência dos eventos de chuva, além da declividade do terreno. Sendo assim, eventos cuja precipitação pode ser considerada fraca a moderada, podem não ser suficientes para a desagregação e transporte dos sedimentos ao longo das encostas, fazendo com que esses sedimentos sejam armazenados ao longo da bacia hidrográfica até que um evento de magnitude superior seja capaz de retrabalhá-los e transportá-los até o exutório através do canal principal. Um resultado semelhante foi obtido por Souza e Correa (2012) que apontaram a importância dos eventos de precipitação na mobilização dos sedimentos que são desconectados do sistema devido à presença de trechos rodoviários.

Na bacia do riacho Exu, os valores encontrados variaram de: [a] -0,6771 a 11,72 para a condição antecedente de umidade I; [b] de -0,3066 a 11,88 para a condição de umidade II; e [c] de -0,2734 a 11,96 para a condição de umidade III (Figura 21).

**Figura 21.** Mapa do Índice de Conectividade para a Bacia do riacho Exu para as condições de umidade antecedente I (a), II (b) e III (c).



Na bacia do Exu, os maiores valores de IC também foram observados na região da cabeceira, onde o relevo é mais acentuado e a declividade é maior, e existe uma larga faixa de vegetação arbustiva. Nas regiões cujo relevo plano prevalece, predominam os valores de IC que variam de médios a baixos, indicando uma desconexão dos sedimentos transportados da cabeceira em direção à saída da bacia. De acordo com os mapas obtidos, uma parte desses sedimentos é depositado na bacia antes que atinja o exutório, e nas estradas que cortam a bacia, os valores de conectividade também são baixos, assim como na bacia do riacho Jacu.

Os resultados obtidos para as bacias semiáridas se aproximam, e também é possível notar na bacia do riacho Exu algumas regiões de desconectividade, evidenciadas pela presença de algumas manchas de valores baixos do Índice de Conectividade. Em alguns deles, estradas cortam diversos trechos tributários de curso d'água, impedindo a transferência dos sedimentos, o que contribuiu para os baixos valores de conectividade. Em outras regiões, foram verificadas a presença de barramentos, que são elementos de desconexão longitudinal, impedindo que os sedimentos transportados nos canais cheguem até a saída da bacia. Observou-se ainda, em outras localidades, áreas de deposição, marcadas por relevos planos na região inferior de pequenos morros, impossibilitando o transporte dos sedimentos ali presentes.

A distribuição espacial do Índice de Conectividade de ambas as bacias semiáridas sugere que, inicialmente, as ligações encosta-canal são fortes o suficiente para mobilizar os sedimentos encosta abaixo. Entretanto, os sedimentos transportados vão sendo depositados ao longo do percurso até o exutório, seja devido à elementos de desconexão naturais ou antrópicos, resultando em menores valores de IC. Essa diminuição da conectividade lateral pode estar sendo ocasionada por elementos do relevo que impedem o transporte desses sedimentos das encostas até a rede de canal principal. O fato de os cursos d'água pertencentes às bacias da região semiárida estudadas serem intermitentes também pode influenciar no transporte de sedimentos, uma vez que dependem da magnitude e frequência dos eventos de precipitação, e que esses sejam suficientes para a mobilização e transporte dos sedimentos ao longo da bacia.

O modelo proposto por Cavalli *et al.* (2013) foi utilizado por muitos autores que buscaram analisar o Índice de Conectividade, tendo sido aplicados principalmente em bacias montanhosas mediterrâneas (D'Haen *et al.*, 2013; Lu *et al.*, 2019; Mishra *et al.*, 2019; Schopper *et al.*, 2019; Zingaro *et al.*, 2019; Alfonso-Torreno *et al.*, 2022). No Brasil, Zanandrea *et al.* (2019) utilizaram o modelo modificado de Cavalli *et al.* (2013) para calcular o Índice de Conectividade de áreas afetadas por deslizamentos de terra na bacia do rio Mascarada, localizada no rio Grande do Sul, com resultados de IC variando entre –7,92 a 3,55.

Souza, Correa e Brierley (2016) avaliaram o impacto da conectividade da paisagem sobre o fluxo de sedimentos de fundo e área de captação efetiva na bacia do riacho do Saco, localizada no semiárido pernambucano, e pontuaram que os baixos declives e a presença de barragens são os principais elementos de desconexão de sedimentos na bacia estudada. Igualmente, Almeida *et al.* (2016) identificaram que a presença de barramentos, povoados e distritos urbanos, rodovias pavimentadas ou não, e formas deposicionais naturais, como plainos aluviais e tributários aprisionados, são os principais elementos de desconectividade na bacia do riacho Grande, também localizada no semiárido pernambucano. Resultados semelhantes também foram encontrados por Souza e Correa (2012) na bacia do Mulungu, localizada na região semiárida de Pernambucano. Contudo, não foram encontrados trabalhos na literatura que aplicaram a metodologia do Índice de Conectividade em regiões semiáridas brasileiras.

Na bacia do rio Beberibe, os valores encontrados variaram de: [a] -1,807 a 10,35 para a condição antecedente de umidade I; [b] de -1,208 a 3,794 para a condição de umidade II; e [c] de -0,7658 a 10,95 para a condição de umidade III (Figura 22).

**Figura 22.** Mapa do Índice de Conectividade para a Bacia do rio Beberibe para as condições de umidade antecedente I (a), II (b) e III (c).

Mapa do Índice de Conectividade (IC)

#### Bacia do Rio Beberibe [a] Índice de Conectividade (IC) [b] Índice de Conectividade (IC) [c] Índice de Conectividade (IC) Área Urbana Área Urbana Área Urbana IC - CNI IC - CNII IC - CNIII -1,807 - -1,208 -1.208 - 0.4949 -0.7658 - 0.4949 -1,208 - 0,4949 0,495 - 2,198 0,495 - 2,198 0,495 - 2,198 2,199 - 3,901 2,199 - 3,901 2,199 - 3,901 3,902 - 5,604 3,902 - 5,604 3,902 - 5,604 5,605 - 7,306 5,605 - 7,306 5,605 - 7,306 7,307 - 9,009 7,307 - 9,009 7,307 - 9,009 9,01 - 10,35 9,01 - 10,35 9,01 - 10,35 10,351 - 10,71 10,351 - 10,71 10,711 - 10,95 Sistema de Coordenadas: UTM Sistema de Coordenadas: UTM Sistema de Coordenadas: UTM DATUM: SIRGAS 2000 DATUM: SIRGAS 2000 DATUM: SIRGAS 2000 Escala: 1:200.000 Escala: 1:200.000 Escala: 1:200.000 Fonte: Autora.

Para a bacia do Beberibe, o Índice de Conectividade foi calculado apenas para as regiões onde não existe concentração urbana, uma vez que a metodologia proposta por Borselli *et al*.

(2008) desconsidera essas regiões no cálculo do IC. De maneira geral, a bacia litorânea possui mais regiões de valores médios de IC, cujas regiões mais próximas à cabeceira são marcadas por declividades médias, com algumas localidades de relevo plano, associadas à presença de pequenas zonas de ocupações urbanas. À jusante, verificam-se regiões de maiores declividades, na altura do curso médio do rio, o que acaba resultando na desconexão dos sedimentos provenientes das regiões à montante, evidenciados pelos menores valores de IC próximos da nascente.

O trecho do Alto Beberibe apresentou baixos valores de IC. Nessas regiões, existem muitos morros com relações topo-encosta predominantemente côncavo-convexas, que podem interferir na dinâmica do transporte de sedimentos das encostas aos canais, fazendo com que haja a deposição desses sedimentos em algumas localidades, diminuindo a conectividade lateral dos sedimentos e, consequentemente, resulte em menores valores do Índice de Conectividade. Grande parte das estradas e rodovias da bacia do Beberibe se concentram nas regiões de grandes concentrações urbanas, que não foram consideradas no cálculo do Índice de Conectividade. As rodovias PE-016 e PE-027 interceptam alguns trechos da bacia nas áreas mais próximas da cabeceira e dos limites geográficos da bacia do Beberibe e foram considerados no cálculo, tendo apresentado baixos valores de IC.

O teste de Shapiro-Wilk foi aplicado para os três conjuntos de valores de IC calculados com CNI, CNII e CNIII para cada uma das bacias separadamente, com o objetivo de verificar a normalidade da distribuição dos dados. Os resultados obtidos para as três bacias podem ser observados na Tabela 10 e indicaram que, a 5% de significância, todos os conjuntos de IC avaliados seguem uma distribuição normal.

**Tabela 11.** Teste de normalidade de Shapiro-Wilk para os valores de IC nas diferentes condições de umidade antecedente CNI, CNII e CNIII das bacias do riacho Jacu, Exu e rio Beberibe.

Bacia	Cenário	Shapiro-Wilk		
		Teste	Valor-p	
	IC - CNI	0,9716	0,9032	
Jacu	IC - CNII	0,9680	0,8791	
	IC – CNIII	0,9670	0,8716	
	IC - CNI	0,9808	0,9553	
Exu	IC - CNII	0,9819	0,9606	
	IC – CNIII	0,9807	0,9551	
Beberibe	IC - CNI	0,9515	0,7524	
	IC - CNII	0,9528	0,7632	
	IC – CNIII	0,9549	0,7799	

Valor-p: valor de significância (se P < 5% = resultado significativo, os dados diferem de uma distribuição normal).

Fonte: Autora.

Uma vez comprovada a distribuição normal dos dados, foram realizados os testes de Bartlett para verificar a homogeneidade das variâncias. Os resultados obtidos para as três bacias estudadas apontam que as variâncias são homogêneas e podem ser observadas na Tabela 10.

**Tabela 12.** Teste de Bartlett para identificação da homogeneidade das variâncias dos conjuntos de valores de IC nas diferentes condições de umidade antecedente CNI, CNII e CNIII das bacias do riacho Jacu. Exu e rio Beberibe.

Bacia	Cenário	Bartlett		
Duciu	Condition	Teste	Valor-p	
Jacu	IC-CNI, IC-CNII e IC-CNIII	0,000307	0,9998	
Exu	IC-CNI, IC-CNII e IC-CNIII	0,001503	0,9992	
Beberibe	IC-CNI, IC-CNII e IC-CNIII	0,006413	0,9968	

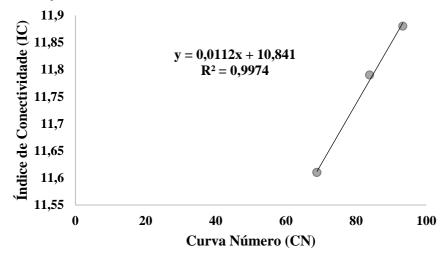
Valor-p: valor de significância (se P < 5% = resultado significativo, as amostras não são homogêneas).

Fonte: Autora.

Relações lineares entre os valores de IC e CN referentes ao regime de chuvas em cada um dos meses de coleta de sedimentos apresentaram bons ajustes (Figuras 23, 24 e 25), com um coeficiente de determinação de 0,9974 para a bacia do Jacu, 0,9983 para a bacia do Exu e 0,9991 para a bacia do Beberibe, indicando que os valores de Curva Número de cada bacia podem ser eles mesmos considerados como Índice de Conectividade das respectivas bacias. A

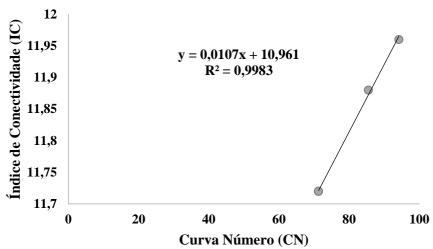
limitação destes resultados obtidos na forma de regressões lineares se dá por conta da existência unicamente de três condições de umidade antecedente para aplicação do método da Curva Número, limitando os pares de dados para regressão, totalizando 3 para cada bacia, sendo um valor de IC correspondente à cada condição de umidade antecedente.

**Figura 23.** Relação linear entre o Índice de Conectividade e os valores de Curva Número para as condições de umidade antecedente I, II e III na bacia do riacho Jacu.



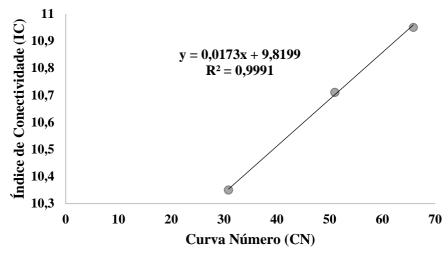
Fonte: Autora.

**Figura 24.** Relação linear entre o Índice de Conectividade e os valores de Curva Número para as condições de umidade antecedente I, II e III na bacia do riacho Exu.



Fonte: Autora.

**Figura 25.** Relação linear entre o Índice de Conectividade e os valores de Curva Número para as condições de umidade antecedente I, II e III na bacia do rio Beberibe.



Apesar dos testes de Shapiro-Wilk e Bartlett indicarem distribuição normal dos dados de todas as bacias, ainda assim, aplicou-se o teste não-paramétrico de Kruskal-Wallis para os conjuntos de dados de IC e CN de maneira isolada em cada uma das bacias estudadas. Os resultados obtidos para este teste indicaram que, estatisticamente, os valores de CN e IC obtidos para cada uma das bacias estudadas apresentam diferenças significativas, ou seja, são estatisticamente diferentes (Tabela 11).

**Tabela 13**. Teste não-paramétrico de Kruskal-Wallis para os valores de IC e CN calculados para as bacias do riacho Jacu, Exu e rio Beberibe

Bacia	Cenário	Kruskal-Wallis		
Dacia	Cenario	Teste	Valor-p	
Jacu	CN e IC	5,4634	0,0194	
Exu	CN e IC	7,1656	0,0074	
Beberibe	CN e IC	6,9877	0,0082	

Valor-p: valor de significância (se P < 5% = resultado significativo). Fonte: Autora.

Os coeficientes de determinação indicaram uma forte relação entre as variáveis, demonstrando bons ajustes dos dados de IC e CN por meio do modelo de regressão linear. Os testes estatísticos realizados, apontaram que os valores obtidos para essas variáveis nas três bacias isoladas, ou seja, os valores de cada uma das três bacias estudadas, são significativamente diferentes. Essas diferenças observadas nos grupos analisados indicam que as diferenças significativas existentes podem ser atribuídas ao efeito dos diferentes teores de umidade

antecedente do solo considerados para cada bacia hidrográfica, ou seja, CNI, CNII e CNIII.

A partir desses dados foi possível inferir, através dos modelos de regressão linear, que os valores obtidos pelo método da Curva Número podem representar a conectividade lateral hidrossedimentológica nas bacias estudadas e refletiu as condições do grupo hidrológico dos solos e de uso e ocupação da terra. Esses fatores, por sua vez, também se mostraram diretamente relacionados com a concentração de sedimentos em suspensão, como discutido na seção 5.2, e governaram a impedância ao movimento lateral dos sedimentos e do escoamento das bacias estudadas. Portanto, no presente trabalho, os valores da Curva Número são um parâmetro que podem representar a conectividade lateral hidrossedimentológica, assim como também desempenhou o papel da impedância ao movimento lateral dos sedimentos e do escoamento superficial.

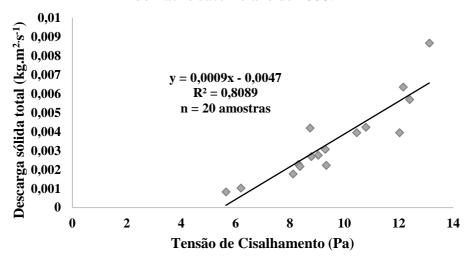
# 5.4 Erodibilidade do solo $(K_w)$ e tensão de cisalhamento crítica $(W\tau_c)$ para as bacias do riacho Exu, Jacu e rio Beberibe

O valor da Curva Número descreve o fluxo lateral e o transporte de sedimentos suspensos para representar da conectividade lateral, como demonstrado na seção anterior. Os sedimentos em suspensão, que são transportados da encosta, podem ser adicionados aos sedimentos de fundo, que fluem longitudinalmente no canal principal, permitindo que a erodibilidade dos solos da bacia hidrográfica ( $K_w$ ) seja encontrada pela regressão linear entre a carga de sedimentos de fundo e suspenso e o cisalhamento gerado pelo fluxo do rio.

Com base nos gráficos de regressão linear, estimou-se tanto a erodibilidade quanto a tensão crítica de cisalhamento para cada uma das bacias. Em ambas as bacias, é possível notar que a tensão de cisalhamento aumentou à medida que a descarga de sedimentos de fundo se elevou.

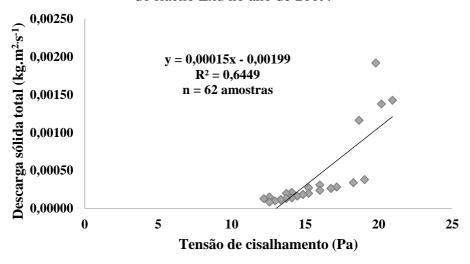
Na bacia do riacho Jacu, o valor de erodibilidade encontrado foi de 0,0009 kg.N<sup>-1</sup>.s<sup>-1</sup>, com tensão de cisalhamento crítica de 5,22 Pa (Figura 26). A regressão linear para os dados desta bacia foi obtida através da relação da descarga de sedimentos suspensos e da tensão de cisalhamento, uma vez que apenas os dados de sedimentos suspensos foram obtidos através das campanhas de amostragem realizadas no riacho Jacu. Para a bacia do riacho Exu, os valores calculados para a erodibilidade e para a tensão de cisalhamento crítica foram de 0,0015 kg.N<sup>-1</sup>.s<sup>-1</sup>e 13,27 Pa, respectivamente (Figura 27).

**Figura 26.** Relação entre tensão de cisalhamento e a descarga de sedimentos total para a bacia do riacho Jacu no ano de 2008.



Fonte: Autora.

**Figura 27.** Relação entre tensão de cisalhamento e a descarga de sedimentos total para a bacia do riacho Exu no ano de 2009.



Fonte: Autora.

Os valores de erodibilidade calculados para as duas bacias semiáridas estão no mesmo ambiente, portanto, os solos de ambas as bacias tem um mesmo grau de desenvolvimento pedogenético. Entretanto, ao observar o valor da tensão de cisalhamento crítica, é possível notar que o valor calculado para a bacia do riacho Jacu é menor do que o calculado para a bacia do riacho Exu. Mais uma vez, analisando a proporção dos tipos de solo em cada uma das bacias, nota-se que para a bacia do Jacu, há predominância de solos mais jovens e pouco desenvolvidos associados a um manejo e uso do solo menos eficiente em algumas regiões, enquanto na bacia

do Exu verifica-se a presença de solos um pouco mais desenvolvidos, o que pode explicar o valor obtido para a tensão de cisalhamento crítica.

O maior valor de tensão de cisalhamento crítica associado a um baixo valor de erodibilidade obtidos para a bacia do Exu, indicam que, em conjunto, os solos ocorrentes nesta bacia são menos erodíveis em se comparando aos solos da bacia do Jacu, necessitando de maiores valores de tensão para que se inicie a desagregação do solo. Além disso, segundo Knappen *et al.* (2007), a fração argila presente em algumas classes de solos presentes na bacia do Exu pode influenciar na resistência desses solos aos processos erosivos, resultando em menores valores de erodibilidade e maiores valores de tensão crítica de cisalhamento devido às forças de coesão. O uso da terra e as práticas agrícolas também podem ser fatores a se considerar na análise da erodibilidade do solo. Na bacia do Exu, aproximadamente 40% da área total apresentou solo preparado, o que pode modificar a estrutura do solo e torná-lo mais suscetível à erosão hídrica.

Estudos realizados por Bezerra (2007), encontraram valores de erodibilidade de 0,0051 kg.N<sup>-1</sup>.s<sup>-1</sup> e tensão de cisalhamento crítica de 1,185 Pa em um Cambissolo de textura média do semiárido brasileiro, localizado numa área experimental do Alto Sertão do Pajeú. Entretanto, esses resultados refletem as condições de campo do estudo em questão, de um solo pontual, uma vez que os resultados foram obtidos para escala pontual de parcelas. Não foram encontrados estudos na literatura abordando a erodibilidade em escala de bacia hidrográfica para regiões semiáridas semelhantes, impossibilitando que seja feita uma comparação direta entre os resultados obtidos no presente trabalho. É possível notar, porém, que os valores de erodibilidade em escala de bacia foram numericamente menores do que o valor encontrado por Bezerra (2007) em escala pontual.

Na bacia do rio Beberibe, o valor de erodibilidade calculado foi de 7,93x10<sup>-8</sup> kg.N<sup>-1</sup>.s<sup>-1</sup>, com tensão de cisalhamento crítica de 91,55 Pa (Figura 28), com um ajuste para a regressão linear de 0,7576. Esses resultados refletem a predominância dos solos pedogeneticamente mais evoluídos na bacia litorânea, o que confere uma maior resistência à ocorrência dos processos erosivos, indicado pelo elevado valor de tensão de cisalhamento crítica encontrado.

0.000016 Descarga sólida total (kg.m<sup>-2</sup>.s<sup>-1</sup>) 0,000014 y = 7.93E-08x - 7.26E-060,000012  $R^2 = 0.7576$ 0,00001 n = 14 amostras 0,000008 0,000006 0,000004 0,000002 0 0 50 100 150 200 250 Tensão de Cisalhamento (Pa)

**Figura 28.** Relação entre tensão de cisalhamento e a descarga de sedimentos total para a bacia do rio Beberibe nos anos de 2009, 2010, 2021 e 2022.

Fonte: Autora.

Num estudo realizado ao longo de encostas degradadas no litoral pernambucano, Lafayette, Cantalice e Coutinho (2011) encontraram valores de 0,0016 kg.N<sup>-1</sup>.s<sup>-1</sup> e tensão de cisalhamento crítica de 4,37 Pa para sulcos de erosão num Latossolo amarelo distrófico argiloarenoso. Esses resultados também se aproximam de outros trabalhos realizados por Cantalice *et al.* (2005), que encontraram valor de erodibilidade de 0,0024 kg.N<sup>-1</sup>.s<sup>-1</sup> e tensão crítica de cisalhamento de 2,75 Pa para um Argissolo vermelho distrófico de textura franco-argilo-arenosa de uma estação experimental localizada no Rio Grande do Sul.

Assim como nas bacias semiáridas, o valor da tensão de cisalhamento crítica foi maior do que os valores encontrados por outros estudos realizados em áreas experimentais com tipos de solo semelhantes, o que pode ser explicado devido à interação dos diversos solos e fenômenos que ocorrem em escala de bacia hidrográfica que não são consideradas em escala pontual.

Comparando os valores obtidos entre as três bacias estudadas, nota-se que o valor da erodibilidade calculado para a bacia do rio Beberibe é muito menor do que os valores encontrados para as bacias semiáridas. Além de possuir solos mais desenvolvidos, a bacia do rio Beberibe conta com cerca de 30% de sua área ocupada por áreas de formação florestal, que pode ter contribuído para o menor valor de erodibilidade.

Apesar da bacia do Beberibe possuir metade do seu território ocupado por áreas urbanizadas, o ponto onde foram realizadas as campanhas de amostragem fica localizado numa área de floresta à montante da região urbana. Sendo assim, as amostras coletadas não tem

influência direta da ação antrópica da parte urbanizada da bacia. A urbanização pode afetar a dinâmica da bacia como um todo, gerando diversos impactos, como a modificação do regime hidrológico devido à remoção da vegetação natural para fins de infraestrutura urbana, que podem acarretar na diminuição das superfícies permeáveis e na geração de novos caminhos de fluxo de sedimentos, o que pode aumentar as taxas de erosão (Poeppl, 2017).

## 6 CONCLUSÕES

As relações lineares estabelecidas entre a Curva Número e a concentração de sedimentos em suspensão para as bacias semiáridas e para a bacia litorânea, demonstraram que a Curva Número é um parâmetro que representa o fluxo lateral de sedimentos que chega até o canal principal das bacias hidrográficas, com coeficiente de determinação (R²) de 0,8612 para a bacia do riacho Jacu, de 0,7606 para a bacia do riacho Exu e de 0,6893 para a bacia do rio Beberibe.

A Curva Número também apresentou bons ajustes com os valores do Índice de Conectividade obtidos para as três bacias hidrográficas, indicando que é um valor representativo da conectividade hidrológica e sedimentológica nas bacias estudadas e reflete as interações entre o grupo hidrológico dos solos e o uso e ocupação da terra, que são fatores que influenciam na impedância ao fluxo lateral de água e sedimentos. Apesar disso, os resultados da análise estatística de Kruskal-Wallis apontaram diferença significativa entre os conjuntos de dados de IC e CN, que pode ser explicado devido à existência de apenas três condições de umidade antecedente considerados pelo método da Curva Número, limitando a quantidade de dados analisados.

Essa abordagem permitiu conhecer a erodibilidade dos solos ( $K_w$ ) de cada uma das bacias hidrográficas através da relação entre a descarga total de sedimentos ( $Q_{ST}$ ) e a tensão de cisalhamento de fluxo ( $\tau$ ), revelando a resistência dos solos à erosão hídrica. A bacia do Beberibe, que é pedogeneticamente mais evoluída do que as bacias semiáridas, apresentou um valor de erodibilidade de  $7.93 \times 10^{-8} \text{ kg.N}^{-1}.\text{s}^{-1}$  e tensão de cisalhamento crítica ( $W\tau_c$ ) de 91,55 Pa, mostrando que os solos mais evoluídos e o uso e ocupação do solo nesta bacia dificultam a ocorrência dos processos erosivos. Para a bacia do riacho Jacu, o valor de erodibilidade encontrado foi de  $0.0009 \text{ kg.N}^{-1}.\text{s}^{-1}$ , enquanto na bacia do riacho Exu, o valor encontrado foi de  $0.0015 \text{ kg.N}^{-1}.\text{s}^{-1}$ , com tensão de cisalhamento crítica de 5.22 Pa e 13.27 Pa, respectivamente.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados obtidos nos mapas do Índice de Conectividade, em conjunto com os valores de erodibilidade, oferecem suporte à tomada de decisões quanto à gestão dos recursos hídricos e o desenvolvimento sustentável das bacias, possibilitando que medidas estratégicas sejam desenvolvidas de forma localizada para mitigar os efeitos da erosão hídrica. As regiões cujo IC apresentaram os maiores valores, em geral, regiões de encosta com maiores declives na seção de alto curso dos rios, onde possivelmente ocorrem os maiores índices de precipitação, são pontos de grande vulnerabilidade ambiental e por essa razão devem ser avaliadas quanto à

adoção de medidas conservacionistas. As áreas de menores valores de IC, que indicam a deposição dos sedimentos transportados, também devem ser avaliadas, uma vez que esse mecanismo pode resultar em alterações no padrão de fluxo da rede de drenagem, gerando inundações e o assoreamento dos cursos d'água.

As bacias localizadas no semiárido possuem maiores Índices de Conectividade e são mais suscetíveis à erosão hídrica, que é favorecida pela interação do uso e cobertura da terra e do grupo hidrológico dos solos presentes nessas bacias, que são menos evoluídos.

Sendo assim, o conhecimento da dinâmica de transporte de sedimentos torna-se uma ferramenta eficaz no gerenciamento do solo, da água e da vegetação, e na adoção de medidas conservacionistas. Nesse contexto, evidencia-se a necessidade de melhoria nos métodos de medições hidrológica e sedimentológica, que muitas vezes são escassos nas regiões semiáridas brasileiras, possibilitando a compreensão e a melhoria dos modelos hidrossedimentológicos e o monitoramento das áreas de risco seja realizado com maior precisão.

## REFERÊNCIAS

ALMEIDA, J.D.M.; SOUZA, J.O.P.; CORREA, A.C.B.. Dinâmica e caracterização fluvial da bacia do riacho grande, Serra Talhada–PE: Abordagem da conectividade da paisagem. **Geo UERJ**, n. 28, p. 308-331, 2016. Disponível em:<a href="https://doi.org/10.12957/geouerj.2016.15456">https://doi.org/10.12957/geouerj.2016.15456</a>. Acesso em: 24 mar. 2022.

ALFONSO-TORRENO, A. et al. Effects of gully control measures on sediment yield and connectivity in wooded rangelands. Catena, v. 214, p. 106259, 2022. Disponível em: <a href="https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106259">https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106259</a>>. Acesso em: 16 mai. 2023.

BAGNOLD, R.A. **An Approach to the Sediment Problem from General Physics**. U S Geo/. Survey Rof Paper 422-1, 1966, p.37.

BARTLETT, M.S. **Properties of sufficiency and statistical tests**. Proceedings of the Royal Society of London, serie A, London, 160:268-282, 1937.

BEZAK, N. et al. Soil erosion modelling: A bibliometric analysis. **Environmental research**, v. 197, p. 111087, 2021. Disponível em:<a href="https://doi.org/10.1016/j.envres.2021.111087">https://doi.org/10.1016/j.envres.2021.111087</a>>. Acesso em: 12 abr. 2023.

BEZERRA, S.A. Transporte de Sedimentos em Sulcos de Erosão Experimentais no Semiárido de Pernambuco. 2007. Tese de doutorado. Universidade Federal Rural de Pernambuco.

BILLI, P. et al. Meander hydromorphology of ephemeral streams: Similarities and differences with perennial rivers. **Geomorphology**, v. 319, p. 35-46, 2018. Disponível em: < https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.07.003>. Acesso em: 10 abr. 2023.

BORRELLI, P. et al. Land use and climate change impacts on global soil erosion by water (2015-2070). **Proceedings of the National Academy of Sciences,** v. 117, n. 36, p. 21994–22001, 2020. Disponível em: <a href="https://doi.org/10.1073/pnas.2001403117">https://doi.org/10.1073/pnas.2001403117</a>>. Acesso em: 18 abril. 2022.

BORRELLI, P. et al. Soil erosion modelling: A global review and statistical analysis. **Science of the total environment**, v. 780, p. 146494, 2021. Disponível em: <a href="https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.146494">https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.146494</a>>. Acesso em: 03 mai. 2022.

BORSELLI, L.; CASSI, P.; TORRI, D. Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: A GIS and field numerical assessment. **Catena**, v. 75, n. 3, p. 268-277, 2008. Disponível em: <a href="https://doi.org/10.1016/j.catena.2008.07.006">https://doi.org/10.1016/j.catena.2008.07.006</a>>. Acesso em: 10 mar. 2022.

BRACKEN, L. J.; CROKE, J. The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. **Hydrological Processes**, v. 21, n. 13, p. 1749-1763, 2007. Disponível em: <a href="https://doi.org/10.1002/hyp.6313">https://doi.org/10.1002/hyp.6313</a>. Acesso em: 11 jan. 2022.

BRIERLEY, G.; FRYIRS, K.; JAIN, V. Landscape connectivity: the geographic basis of geo morphic applications. **Area**, v. 38, n. 2, p. 165-174, 2006. Disponível em: < https://www.jstor.org/stable/20004523>. Acesso em: 11 jan. 2022.

- CANTALICE, J. R. B. et al. Hidráulica do escoamento e transporte de sedimentos em sulcos em solo franco-argilo-arenoso. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 29, p. 597-607, 2005. Disponível em: <a href="https://doi.org/10.1590/S0100-06832005000400012">https://doi.org/10.1590/S0100-06832005000400012</a>>. Acesso em: 10 abr. 2023.
- CANTALICE, J. R. B. et al. Relationship between bedload and suspended sediment in the sandbed Exu River, in the semi-arid region of Brazil. **Hydrological Sciences Journal**, v. 58, n. 8, p. 1789-1802, 2013. Disponível em: <a href="https://doi.org/10.1080/02626667.2013.839875">https://doi.org/10.1080/02626667.2013.839875</a>>. Acesso em: 22 nov. 2021.
- CANTALICE, J. R. B. et al. 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. Disponível em: <a href="https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2014.10.012">https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2014.10.012</a>. Acesso em: 22 nov. 2021.
- CANTALICE, J. R. B. et al. Interrill erosion and roughness parameters of vegetation in rangelands. **Catena**, v. 148, p. 111-116, 2017. Disponível em: < https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.04.024>. Acesso em: 10 abr. 2023.
- CANTALICE, J. R. B. et al. Vegetative-hydraulic parameters generated by agricultural crops for laminar flows under a semi-arid environment of Pernambuco, Brazil. **Ecological Indicators**, v. 106, p. 105496, 2019. Disponível em: < https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2019.105496>. Acesso em: 12 abr. 2023.
- CAVALLI, M. et al. Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. **Geomorphology**, V. 188, p. 31-41, 2013. Disponível em: <a href="https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.05.007">https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.05.007</a>>. Acesso em: 28 mar. 2022.
- CHIEN, N.; WAN, Z. **Mechanics of sediment transport**. American Society of Civil Engineers, 1999.
- CIRILLO, M. A.; FERREIRA, D. F. Extensão do teste para normalidade univariado baseado no coeficiente de correlação quantil-quantil para o caso multivariado. **Revista de Matemática e Estatística**, v. 21, n. 3, p. 67-84, 2003.
- COLBY, Bruce Ronald. Fluvial sediments: a summary of source, transportation, deposition, and measurement of sediment discharge. US Government Printing Office, 1963.
- CONSELHO NACIONAL DE RECURSOS HÍDRICOS (CNRH). **Resolução nº 141, de 10 de julho de 2012.** Estabelece critérios e diretrizes para implementação dos instrumentos de outorga de direito de uso de recursos hídricos e de enquadramento dos corpos de água em classes, segundo os usos preponderantes, em rios intermitentes e efêmeros, e dá outras providências. Disponível em: <a href="https://www.ceivap.org.br/conteudo/resolucao141.pdf">https://www.ceivap.org.br/conteudo/resolucao141.pdf</a>>. Acesso em: 21 jul. 2023.
- CREMA, S.; CAVALLI, M. SedInConnect: a stand-alone, free and open source tool for the assessment of sediment connectivity. **Computers & Geosciences**, v. 111 (2018), p. 39-45, 2018. Disponível em: < https://doi.org/10.1016/j.cageo.2017.10.009>. Acesso em: 28 nov. 2022.

- D'HAEN, K. et al. A sediment fingerprinting approach to understand the geomorphic coupling in an eastern Mediterranean mountainous river catchment. **Geomorphology**, v. 197, p. 64–75, set. 2013. Disponível em: < https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.04.038>. Acesso em: 12 abr. 2023.
- DI PILLO, R. et al. Detecting the drivers of suspended sediment transport in an intermittent river: An event-based analysis. **CATENA**, v. 222, p. 106881, 2023. Disponível em: <a href="https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106881">https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106881</a>>. Acesso em: 12 abr. 2023.
- DI STEFANO, C. et al. Rill flow velocity and resistance law: A review. **Earth-Science Reviews**, v. 231, p. 104092, 2022. Disponível em: < https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104092>. Acesso em: 10 abr. 2023.
- EINSTEIN, H.A. The Bed Load Function for Sediment Transportation in Open Channel Flows. U.S. Dept. Agri. Tech. Bull. 1026, 1950, p. 7l.
- EMBRAPA. Levantamento de Reconhecimento de Baixa e Média Intensidade dos Solos do Estado de Pernambuco. Boletim de Ed. Rio de Janeiro: EMBRAPA SOLOS, 2000.
- ENGELUND, F., and E. HANSEN. A Monograph on Sediment Transport In Alluvial Streams. TekniskFor/ag Copenhagen, 1972, p. 62.
- ELLIOT, W. J. et al. A compendium of soil erodibility data from WEPP cropland soil field erodibility experiments 1987 & 88. West Lafayette: Ohio State University/United States Department of Agriculture, 1989. p. A2-A25 (NSERL Report, 3).
- FALCÃO, C. J. L. M.; DUARTE, S. M. A.; VELOSO, A. S.. Estimating potential soil sheet Erosion in a Brazilian semiarid county using USLE, GIS, and remote sensing data. **Environmental Monitoring and Assessment**, v. 192, n. 1, p. 1-11, 2020. Disponível em: < https://doi.org/10.1007/s10661-019-7955-5>. Acesso em: 03 mai. 2022.
- FRYIRS, K. (Dis)Connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at the sediment delivery problem. **Earth Surface and Landforms Processes**, v. 38, n. 1, p. 30-46, 2013. Disponível em: <a href="https://doi.org/10.1002/esp.3242">https://doi.org/10.1002/esp.3242</a>. Acesso em: 22 jan. 2022.
- GAO, P. Understanding watershed suspended sediment transport. **Progress in Physical Geography**, v. 32, n. 3, p. 243-263, 2008. Disponível em: < https://doi.org/10.1177/0309133308094849>. Acesso em: 10 abr. 2023.
- GOVERS, G.; GIMÉNEZ, R.; VAN OOST, K. Rill erosion: exploring the relationship between experiments, modelling and field observations. **Earth-Science Reviews**, v. 84, n. 3-4, p. 87-102, 2007. Disponível em: < https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.06.001>. Acesso em: 06 mai. 2022.
- GRAY, J.R. Sediment data collection techniques. U.S. Geological Survey Training Course. Castle Rock and Vancouver, WA. United States Geological Survey, USGS. Techniques of Water Resources Investigation. Washington, 2005.
- GUO, W et al. Runoff-and erosion-reducing effects of vegetation on the loess hillslopes of China under concentrated flow. **International Soil and Water Conservation Research**, v. 10,

- n. 4, p. 662-676, 2022. Disponível em: < https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2022.03.007>. Acesso em: 01 abr. 2023.
- HECKMANN, T et al. Indices of sediment connectivity: opportunities, challenges and limitations. Earth-Science Reviews, v. 187, p. 77-108, 2018. Disponível em:<a href="https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.08.004">https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.08.004</a>>. Acesso em: 11 jan. 2022.
- HOOKE, J. Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology. **Geomorphology**, v. 56, n. 1-2, p. 79-94, 2003. Disponível em:<a href="https://doi.org/10.1016/S0169-555X(03)00047-3">https://doi.org/10.1016/S0169-555X(03)00047-3</a> >. Acesso em: 11 jan. 2022.
- HUANG, C.; GASCUEL-ODOUX, C.; CROS-CAYOT, S. Hillslope topographic and hydrologic effects on overland flow and erosion. **Catena**, v. 46, n. 2-3, p. 177-188, 2002. Disponível em:<a href="https://doi.org/10.1016/S0341-8162(01)00165-5">https://doi.org/10.1016/S0341-8162(01)00165-5</a>>. Acesso em: 06 mai. 2022.
- HUDSON, N. Soil conservation. 3. ed. Ames: Iowa State University Press, 1995. 391 p.
- KEESSTRA, S. et al. The way forward: Can connectivity be useful to design better measuring and modelling schemes for water and sediment dynamics? **Science of the Total Environment**, v. 644, p. 1557-1572, 2018. Disponível em: <a href="https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.06.342">https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.06.342</a>. Acesso em: 01 abr. 2023.
- KNAPEN, A. et al. Resistance of soils to concentrated flow erosion: A review. **Earth-Science Reviews**, v. 80, n. 1–2, p. 75–109, 1 jan. 2007. Disponível em: <a href="https://10.1016/J.EARSCIREV.2006.08.001">https://10.1016/J.EARSCIREV.2006.08.001</a>>. Acesso em 06 mai. 2022.
- LAFAYETTE, K. P. V.; CANTALICE, J. R. B.; COUTINHO, R. Q. Resistência à erosão em ravinas, em latossolo argiloarenoso. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 35, p. 2167-2174, 2011. Disponível em: < https://doi.org/10.1590/S0100-06832011000600031>. Acesso em: 06 abr. 2023.
- LARONNE, J. B.; REID, L. Very high rates of bedload sediment transport by ephemeral desert rivers. **Nature**, v. 366, n. 6451, p. 148-150, 1993. Acesso em: 26 jul. 2023.
- LEHMANN, P. et al. Rainfall threshold for hillslope outflow: an emergent property of flow pathway connectivity. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 11, n. 2, p. 1047-1063, 2007. Disponível em:< https://doi.org/10.5194/hess-11-1047-2007>. Acesso em: 12 abr. 2023.
- LÓPEZ-TARAZÓN, J. A.; ESTRANY, J. Exploring suspended sediment delivery dynamics of two Mediterranean nested catchments. **Hydrological Processes**, v. 31, n. 3, p. 698-715, 2017. Disponível em:<a href="https://doi.org/10.1002/hyp.11069">https://doi.org/10.1002/hyp.11069</a>>. Acesso em: 16 mai. 2023.
- LÓPEZ-VICENTE, M. et al. Predicting runoff and sediment connectivity and soil erosion by water for different land use scenarios in the Spanish Pre-Pyrenees. **Catena**, v. 102, p. 62-73, 2013. Disponível em:< https://doi.org/10.1016/j.catena.2011.01.001 >. Acesso em: 16 mai. 2023.
- LU, X. et al. Structural and sedimentological connectivity on a rilled hillslope. **Science of the Total Environment**, v. 655, p. 1479-1494, 2019. Disponível em:<a href="https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.11.137">https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.11.137</a>>. Acesso em: 15 mai. 2023.

MALTCHIK, L. **Nossos rios temporários, desconhecidos, mas essenciais**. Ciência Hoje, São Paulo-SP, v. 21, n. 122, p. 64-65, 1996.

MEDEIROS, P. H. A. et al. Connectivity of sediment transport in a semiarid environment: a synthesis for the Upper Jaguaribe Basin, Brazil. **Journal of soils and sediments**, v. 14, n. 12, p. 1938-1948, 2014. Disponível em: <a href="https://10.1007/s11368-014-0988-z">https://10.1007/s11368-014-0988-z</a>. Acesso em 13 dez. 2021.

MELAKU, N. D. et al. Integrated impact assessment of soil and water conservation structures on runoff and sediment yield through measurements and modeling in the Northern Ethiopian highlands. **Catena**, v. 169, p. 140-150, 2018. Disponível em: <a href="https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.05.035">https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.05.035</a>>. Acesso em 12 abr. 2023.

MELO R. O. de. Caracterização da produção de sedimentos de uma microbacia no semiárido pernambucano. Recife. Universidade Federal Rural de Pernambuco, 2008. (Dissertação de Mestrado).

MENGUAL, B. et al. Numerical modeling of bedload and suspended load contributions to morphological evolution of the Seine Estuary (France). **International Journal of Sediment Research**, v. 36, n. 6, p. 723-735, 2021. Disponível em: < https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2020.07.003>. Acesso em: 06 abr. 2023.

MERRITT, W. S.; LETCHER, R. A.; JAKEMAN, A. J. A review of erosion and sediment transport models. **Environmental modelling & software**, v. 18, n. 8-9, p. 761-799, 2003. Disponível em:<a href="https://doi.org/10.1016/S1364-8152(03)00078-1">https://doi.org/10.1016/S1364-8152(03)00078-1</a>. Acesso em: Acesso em: 06 mai. 2022.

MILAN, D. et al. Morphodynamics of bedrock-influenced dryland rivers during extreme floods: Insights from the Kruger National Park, South Africa. **GSA Bulletin**, v. 130, n. 11-12, p. 1825-1841, 2018.

MINGMING, G. et al. Changes in soil properties and erodibility of gully heads induced by vegetation restoration on the Loess Plateau, China. **Journal of Arid Land**, v. 10, n. 5, p. 712–725, 2018. Disponível em: <a href="https://doi.org/10.1007/s40333-018-0121-z">https://doi.org/10.1007/s40333-018-0121-z</a>. Acesso em 28 mar. 2022.

MISHRA, K. et al. Towards the assessment of sediment connectivity in a large Himalayan river basin. **Science of the Total Environment**, v. 661, p. 251-265, 2019. Disponível em: <a href="https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.01.118">https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.01.118</a>>. Acesso em: 06 abr. 2023.

MOHAMMAD, M. E. et al. Sediment in Mosul Dam reservoir using the HEC-RAS model. **Lakes & Reservoirs: Research & Management**, v. 21, n. 3, p. 235-244, 2016. Disponível em: < https://doi.org/10.1111/lre.12142>. Acesso em: 12 abr. 2023.

NAJAFI, S. et al. Sediment connectivity concepts and approaches. **Catena**, v. 196, p. 104880, 2021. Disponível em: <a href="https://10.1016/J.CATENA.2020.104880">https://10.1016/J.CATENA.2020.104880</a>>. Acesso em 24 mar. 2022.

NEARING, M. A. et al. A process-based soil erosion model for USDA-Water Erosion Prediction Project technology. **Transactions of the ASAE**, v. 32, n. 5, p. 1587-1593, 1989.

Disponível em:< http://dx.doi.org/10.13031/2013.31195>. Acesso em: 06 mai. 2022

NGUYEN, V. N. et al. Using an Improved Jet-Erosion Test to Study the Influence of Soil Parameters on the Erosion of a Silty Soil. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 143, n. 8, 2017. Disponível em: <a href="https://doi.org/10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0001305">https://doi.org/10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0001305</a>>. Acesso em: 22 mar. 2022.

NRCS - NATURAL RESOURCES CONSERVATION SERVICE: National Engineering Handbook, Part 630 Hydrology, U.S. Department of Agriculture, Chapt. 7, **Hydrologic Soil Groups**, 2007.

ORTÍZ-RODRÍGUEZ, A. J.; BORSELLI, L.; SAROCCHI, D. Flow connectivity in active volcanic areas: Use of index of connectivity in the assessment of lateral flow contribution to main streams. **Catena**, v. 157, p. 90-111, 2017. Disponível em:<a href="https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.05.009">https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.05.009</a>>. Acesso em: 16 mai. 2023.

PERSICHILLO, M. G. et al. The role of human activities on sediment connectivity of shallow landslides. **Catena**, v. 160, p. 261-274, 2018. Disponível em:<a href="https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.09.025">https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.09.025</a>>. Acesso em: 15 mai. 2023.

PFALTZGRAFF, P.A.D.S. Sistema de Informações Geoambientais da Região Metropolitana do Recife. In: CRPRM (Ed.), Programa de Gestão Territorial – GATE. CPRM (Recife), 2003.

POEPPL, R. E.; KEESSTRA, S. D.; MAROULIS, J. A conceptual connectivity framework for understanding geomorphic change in human-impacted fluvial systems. **Geomorphology**, v. 277, p. 237-250, 2017. Disponível em:<a href="https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.07.033">https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.07.033</a>. Acesso em: 16 mai. 2023.

PRUSKI, F. F. (Ed.). Conservação de solo e água : práticas mecânicas para o controle da erosão hídrica. Viçosa, MG: Universidade Federal de Viçosa, 2006. 240 p. il.

REID, I.; FROSTICK, L. E. Channel form, flows and sediments in deserts In Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands; Thomas DSG, Ed. 1997.

REID, I.; LARONNE, J. B. Bed load sediment transport in an ephemeral stream and a comparison with seasonal and perennial counterparts. **Water resources research**, v. 31, n. 3, p. 773-781, 1995.

RENARD, K. et al. Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). Agriculture Handbook, 703, U.S. Department of Agriculture, 1997.

RICCI, G. F. et al. Identifying sediment source areas in a Mediterranean watershed using the SWAT model. **Land degradation & development**, v. 29, n. 4, p. 1233-1248, 2018. Disponível em:<a href="https://doi.org/10.1002/ldr.2889">https://doi.org/10.1002/ldr.2889</a>>. Acesso em: 15 mai. 2023.

RODRÍGUEZ-BLANCO, M. L.; TABOADA-CASTRO, M. M.; TABOADA-CASTRO, M. T. An overview of patterns and dynamics of suspended sediment transport in an agroforest headwater system in humid climate: Results from a long-term monitoring. **Science of the Total Environment**, v. 648, p. 33-43, 2019. Disponível

- em:<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.08.118>. Acesso em: 12 abr. 2023.
- SANTOS, C. G. Erosão hídrica e taxa de entrega de sedimentos na Bacia Hidrográfica Semiárida do Riacho Exu, PE. 2013. Recife. Universidade Federal Rural de Pernambuco. (Tese de Doutorado).
- SCHOPPER, N. et al. Analysis of the lateral sediment connectivity and its connection to debris flow intense patterns at different return periods in the Fella river system in northeast Italy. **Science of the Total Environment**, v. 658, p. 1586-1600, 2019. Disponível em: <a href="https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.12.288">https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.12.288</a>. Acesso em: 22 mar. 2022.
- SHAPIRO, S. S.; WILK, M. B. An analysis of variance test for normality (complete samples). **Biometrika**, v. 52, n. 3/4, p. 591-611, 1965.
- SIEGEL, S. Estatística não paramétrica. Editora McGraw Hill do Brasil, São Paulo, 1981.
- SILVA, Y. J. A. B. et al. 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. Disponível em: <a href="https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2016.01.001">https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2016.01.001</a>>. Acesso em: 22 jan. 2022.
- SOARES, G.; GALVÍNCIO, J. Uso do Lidar para avaliar os padrões hídricos de bacias em áreas urbanas: Caracterização fisiográfica da bacia do rio Beberibe, PE. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 13, n. 07, p. 3659-3674, 2020. Disponível em: <a href="https://dx.doi.org/10.26848/rbgf.v13.07.p3659-3674">https://dx.doi.org/10.26848/rbgf.v13.07.p3659-3674</a>>. Acesso em 06 mai. 2022.
- SOLOS, Embrapa. Sistema brasileiro de classificação de solos. **Centro Nacional de Pesquisa de Solos: rio de Janeiro**, v. 5, 2018.
- SOUGNEZ, N.; VAN WESEMAEL, B.; VANACKER, V. Low erosion rates measured for steep, sparsely vegetated catchments in southeast Spain. **Catena**, v. 84, n. 1-2, p. 1-11, 2011. Disponível em: < https://doi.org/10.1016/j.catena.2010.08.010>. Acesso em: 16 mai. 2023.
- SOUZA, J. O. P.; CORREA, A. C. B. Conectividade e área de captação efetiva de um sistema fluvial semiárido: bacia do riacho Mulungu, Belém de São Francisco-PE. **Sociedade & Natureza**, v. 24, p. 319-332, 2012. Disponível em:< https://doi.org/10.1590/S1982-45132012000200011>. Acesso em: 24 mar. 2022.
- SOUZA, J. O. P.; CORREA, A. C. B.; BRIERLEY, G. J. An approach to assess the impact of landscape connectivity and effective catchment area upon bedload sediment flux in Saco Creek Watershed, Semiarid Brazil. **Catena**, v. 138, p. 13-29, 2016. Disponível em:<a href="https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.11.006">https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.11.006</a>>. Acesso em: 24 mar. 2022.
- SUBCOMMITTEE ON SEDIMENTATION. **Determination of fluvial sediment discharge. Inter-Agency Committee on Water Resources**. Report no 14. Washington, D.C. 1963.
- TIRANTI, D. et al. Semi-quantitative method for the assessment of debris supply from slopes to river in ungauged catchments. **Science of the Total Environment**, v. 554, p. 337-348, 2016. Disponível em: <a href="https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.02.150">https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.02.150</a>>. Acesso em: 10 abr. 2023.

- TURNBULL, L.; WAINWRIGHT, J. From structure to function: Understanding shrub encroachment in drylands using hydrological and sediment connectivity. **Ecological indicators**, v. 98, p. 608-618, 2019. Disponível em: <a href="https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2018.11.039">https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2018.11.039</a>. Acesso em: 22 nov. 2021.
- TURNBULL, L.; WAINWRIGHT, J.; BRAZIER, R. E. A conceptual framework for understanding semi-arid land degradation: Eco hydrological interactions across multiple-space and time scales. **Ecohydrology**, v. 1, n. 1, p. 23-34, 2008. Disponível em: <a href="https://doi.org/10.1002/eco.4">https://doi.org/10.1002/eco.4</a>. Acesso em: 22 nov. 2021.
- WANG, H. et al. Variation in soil erodibility under five typical land uses in a small watershed on the Loess Plateau, China. **CATENA**, v. 174, p. 24–35, mar. 2019. Disponível em: <a href="https://10.1016/j.catena.2018.11.003">https://10.1016/j.catena.2018.11.003</a>. Acesso em 17 mar. 2022.
- WISCHMEIER, W.; SMITH, D. **Predicting rainfall erosion losses a guide to conservation planning.** Agriculture Handbook, 537, U.S. Department of Agriculture, 1978.
- WOHL, E. et al. Connectivity as an emergent property of geomorphic systems. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 44, n. 1, p. 4-26, 2019. Disponível em:<a href="https://doi.org/10.1002/esp.4434">https://doi.org/10.1002/esp.4434</a>. Acesso em: 11 jan. 2022.
- YALIN, M. S. et al. Mechanics of sediment transport [by] M. Selim Yalin. 1977.
- YAN, X. et al. Lateral sediment connectivity of landslides occurred under a heavy rainstorm and its influence on sediment yield of slope-channel cascade on the loess plateau. **Catena**, v. 216, p. 106378, 2022. Disponível em:<a href="https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106378">https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106378</a>>. Acesso em: 10 abr. 2023.
- YE, C. et al. The effects of Bahiagrass roots on soil erosion resistance in subtropical China. **Geomorphology**, v. 285, p. 82-93, 2017. Disponível em: < https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.02.003>. Acesso em 18 abr. 2022.
- ZHANG, Z. et al. Effects of Land Use and Slope Gradient on Soil Erosion in a Red Soil Hilly Watershed of Southern China. v. 7, p. 14309–14325, 2015. Disponível em: <a href="https://doi.org/10.3390/su71014309">https://doi.org/10.3390/su71014309</a>>. Acesso em 17 jan. 2022.
- ZHANG, X. C.; WANG, Z. L.. Interrill soil erosion processes on steep slopes. **Journal of Hydrology**, v. 548, p. 652-664, 2017. Disponível em: <a href="http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.03.046">http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.03.046</a>>. Acesso em 17 jan. 2022.
- ZHU, T. X. Effectiveness of conservation measures in reducing runoff and soil loss under different magnitude—frequency storms at plot and catchment scales in the semi-arid agricultural landscape. **Environmental management**, v. 57, p. 671-682, 2016. Disponível em: <a href="https://doi.org/10.1007/s00267-015-0644-4">https://doi.org/10.1007/s00267-015-0644-4</a>. Acesso em: 15 mai. 2023.