



**UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA  
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS DA NATUREZA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA  
MESTRADO EM GEOGRAFIA**

Camilla Jerssica da Silva Santos

**ESTUDO DA DINÂMICA DE MARGENS EM AMBIENTE  
FLUVIAL DO SEMIÁRIDO: BACIA HIDROGRÁFICA  
DO RIO TAPEROÁ-PB**

João Pessoa – PB

2020

**UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA  
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS DA NATUREZA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA  
MESTRADO EM GEOGRAFIA**

**ESTUDO DA DINÂMICA DE MARGENS EM AMBIENTE  
FLUVIAL DO SEMIÁRIDO: BACIA HIDROGRÁFICA  
DO RIO TAPEROÁ-PB**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geografia- Departamento de Geociências da Universidade Federal da Paraíba como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Geografia.

**Discente:** Camilla Jerssica da Silva Santos

**Orientador:** Jonas Otaviano Praça De Souza.

**João Pessoa – PB**

**2020.**

**Catálogo na publicação**  
**Seção de Catalogação e Classificação**

S237e Santos, Camilla Jerstica da Silva.

Estudo da dinâmica de margens em ambiente fluvial do semiárido : bacia hidrográfica do rio Taperoá-PB / Camilla Jerstica da Silva Santos. - João Pessoa, 2020. 99 f. : il.

Orientação: Jonas Otavaiano Praça Souza.  
Dissertação (Mestrado) - UFPB/CCEN.

1. Geomorfologia fluvial. 2. Erosão das margens. 3. Resistência de margem. 4. Bacia hidrográfica. I. Souza, Jonas Otavaiano Praça. II. Título.

UFPB/BC

CDU 551.4(043)

***“Estudo da Dinâmica de Margens em Ambiente Fluvial do Semiárido: Bacia Hidrográfica do Rio Taperoá”***

por

**Camilla Jerssica da Silva Santos**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Corpo Docente do Programa de Pós-Graduação em Geografia do CCEN-UFPB, como requisito total para obtenção do título de Mestre em Geografia.

Área de Concentração: Território, Trabalho e Ambiente

Aprovada por:

*Jonas Otaviano P. de Souza*

**Prof. Dr. Jonas Otaviano Praça de Souza**  
Orientador

*Eduardo Rodrigues Viana de Lima*

**Prof. Dr. Eduardo Rodrigues Viana de Lima**  
Examinador interno

*Andrea Almeida Cavalcante*

**Prof<sup>a</sup> Dr<sup>a</sup> Andrea Almeida Cavalcante**  
Examinadora externa

**Universidade Federal da Paraíba  
Centro de Ciências Exatas e da Natureza  
Programa de Pós-Graduação em Geografia  
Curso de Mestrado e Doutorado em Geografia**

**Dezembro/2020**

*Dedico esta pesquisa aos meus pais, e a todos  
que não tiveram a oportunidade de estudar em  
uma universidade pública.*

## **AGRADECIMENTOS**

Ao Professor Jonas Otaviano Praça de Souza, pela orientação, ensinamentos, conselhos acadêmicos e por toda paciência, compreensão e disponibilidade.

A banca examinadora, pelas sugestões e críticas que contribuíram na construção da pesquisa.

Aos colegas do GEAFS (Grupo de Estudo de Ambientes Fluviais Semiáridos) por todo apoio prestado, em especial Elaina, Adonai e Jefferson pela nossa amizade.

Aos amigos André, Kenia e Stephanie, pela inestimável ajuda nos trabalhos de campo, pela amizade, conselhos e apoio nos momentos felizes e difíceis. Ter vocês por perto tornou essa caminhada muito mais leve e agradável. Obrigada por tudo!

A toda a turma de mestrado 2018.1 pelo companheirismo essa caminhada mais leve. Eternamente grata! Em especial Erik, Felipe e Joseline pela nossa amizade.

A Rejane Nascimento, minha colega de turma tornou-se minha amiga, sempre me aconselhando e apoiando nos momentos mais difíceis e felizes. Muito obrigada!

Á Guilherme do setor de transporte do CCEN, que sempre esteve solícito e dedicado para providenciar os melhores e carros e motoristas para execução dos trabalhos de campo.

Aos coordenadores dos Laboratórios da UFPB (Laboratório de Geotécnica e Pavimentação – LAPAV do Departamento de Engenharia/Laboratório de Estudos Geológicos e Ambientais (LEGAM) do departamento de Geociências /Laboratório de Anatomia Vegetal no Departamento de Biologia) pelo acesso aos equipamentos para o processamento das amostras.

Ao corpo docente do Programa de Pós-graduação em Geografia, em especial aqueles que fizeram parte da minha formação na pós-graduação.

À prefeitura do município de Taperoá e Desterro por todo apoio fornecido e por sempre disponibilizar o alojamento da casa de apoio da prefeitura.

Agradeço à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Capes), pela concessão da bolsa, para a concretização desta pesquisa.

A minha família que sempre esteve tão presente, e que sempre vibraram com cada conquista.

Enfim, gratidão a todos que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho.

## **ESTUDO DA DINÂMICA DE MARGENS EM AMBIENTE FLUVIAL DO SEMIÁRIDO: BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO TAPEROÁ-PB**

### **Resumo**

Nos ambientes fluviais, a erosão de margem se enquadra como um fenômeno natural que resulta da interação do rio com os seus limites físicos. Contudo, existem diversos fatores que influenciam a variação da erosão das margens, tais como: o tipo de uso da terra, textura do material sedimentar, a cobertura vegetal e, principalmente, a força hidráulica exercida sobre elas. O presente trabalho tem como objetivo analisar a dinâmica de margens em trechos fluviais na bacia hidrográfica do rio Taperoá, dentro da perspectiva do *continuum* fluvial, enfatizando as evidências da cobertura vegetal, hidrológicas, morfológicas e sedimentares. A pesquisa se desenvolveu a partir de uma visão de sistemas ambientais complexos, visando obter dados quantitativos e qualitativos sobre o comportamento do ambiente fluvial semiárido e fornecer informação para a gestão dos recursos hídricos tanto na escala local, como regional. Para atingir os fins propostos, realizou-se a identificação da diversidade fluvial, a classificação do risco de erosão das margens, a análise do comportamento hidrológico e a indicação das possibilidades de modificação da resistência lateral. Os resultados revelaram seis trechos representativos para a dinâmica de ajustes lateral do rio Taperoá. A aplicação da primeira etapa da metodologia BANCS permitiu integrar todos os parâmetros de resistência (a altura da margem, largura do canal, a densidade de raízes, textura do material sedimentar, cobertura vegetal e ângulo das margens) a estabilidade lateral, e assim, classificar os trechos em diferentes categorias de risco a erosão (baixo, moderado, elevado e muito elevado). Análise do comportamento de vazão permitiu identificar eventos de vazão alta magnitude, no qual o canal vai apresentar energia de fluxo suficiente para gerar força de distúrbio, e assim realizar modificações na estabilidade do canal. Porém, cada trecho apresentar uma condição ambiental ou resistência para absorver essa energia de fluxo, e dessa forma estão classificados como baixa média e alta possibilidade de sofrer modificações em suas margens. De forma geral, a estabilidade lateral dos canais apresenta uma relação direta com os parâmetros de vegetação (cobertura e densidade de raízes) e com o material que o compõem as margens, que mostraram um maior peso na classificação da resistência. A cobertura vegetal e principalmente suas raízes possuem uma importância fundamental no incremento da estabilidade da margem e no aumento da resistência contra as ações do escoamento, pois fornecem reforço coesivo adicional para os materiais da margem não consolidados. Assim, é necessário o gerenciamento e planejamento ambiental em rios do semiárido que procure promover a conservação do ambiente ripário, principalmente em trechos fluviais que apresentam materiais menos coesos em suas margens.

**Palavras-chave:** Geomorfologia fluvial; semiárido; estabilidade lateral; resistência de margem; risco de erosão.

## Abstract

In river environments, bank erosion fits as a natural phenomenon that results from the interaction of the river with its physical limits. There are several factors that influence the variation of the erosion of the bank, such as: the type of land use, texture of the sedimentary material, the vegetation cover and, mainly, the hydraulic force. This study aims to analyze the dynamics of banks in river stretches in the basin of the river Taperoá, from the perspective of the river continuum, emphasizing the evidence of vegetation, hydrological, morphological and sedimentary. The research was developed from a vision of complex environmental systems, aiming to obtain quantitative and qualitative data on the behavior of the semiarid fluvial environment and to provide information for the management of water resources at both the local and regional scales. To reach the proposed purposes, the identification of the waterway performed variety, classification of risk of erosion of banks, hydrology analysis and indication of modification possibilities of lateral resistance. The results revealed six representative stretches for the lateral adjustment dynamics of the Taperoá river. The implementation of the first stage of BANCS methodology allowed to integrate all the faces of resistance (the height of the edge of the groove width, the density of roots of the sedimentary material texture, vegetation cover and angle bank) lateral stability, classify the stretches in different categories of risk of erosion (low, moderate, high and very high). Analysis of flow behavior identified high magnitude flow of events, in which the channel will provide sufficient flow of energy to generate disturbance force, and so make changes in the channel stability. Each section presenting an environmental condition or resistance to absorb this flow of energy, and thus are classified as medium and high low possibility of alterations of its banks. The erosion on banks, have a direct relationship with the vegetation parameters (root coverage and density) and the material that makes up margins, they showed even greater weight in resistance rating. The vegetation and especially their roots have a importance in increasing the bank stability and increased resistance against the actions of the flow because they provide additional reinforcement for cohesive of unconsolidated bank. Environmental management and planning in semi-arid rivers that seek to promote the conservation of the riparian environment, especially in river stretches that present less cohesive on their banks.

**Keywords:** fluvial geomorphology; Semiarid; lateral stability; bank resistance; risk erosion.

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1:</b> Mapa de localização da Bacia Hidrográfica do Rio da Taperoá- PB. ....	11
<b>Figura 2:</b> Mapa de geológico da Bacia hidrográfica do Rio Taperoá. ....	13
<b>Figura 3:</b> Mapa do Modelo digital de elevação da Bacia hidrográfica do Rio Taperoá. ....	16
<b>Figura 4:</b> Mapa de declividade da Bacia hidrográfica do Rio Taperoá.....	17
<b>Figura 5:</b> Fluxograma das etapas metodológicas .....	37
<b>Figura 6:</b> Representação e localização das características da margem necessárias para o BEHI .....	40
<b>Figura 7:</b> Representação e localização das amostras que foram coletadas nas margens .....	42
<b>Figura 8:</b> Mapa de confinamento do canal e unidade de paisagem da bacia do rio Taperoá. .	47
<b>Figura 9:</b> Área de cabeceira da bacia hidrográfica do rio Taperoá, em município de Cacimbas-PB .....	48
<b>Figura 10:</b> Área de pedimento dissecado, no município de Cabeceiras-PB.....	49
<b>Figura 11:</b> Gráfico do perfil longitudinal e a área de captação do canal principal da bacia do rio Taperoá.....	51
<b>Figura 12:</b> Gráfico da relação do perfil longitudinal com a energia do fluxo.....	51
<b>Figura 13:</b> Mapa de localização dos trechos elencados para análise.....	52
<b>Figura 14:</b> Mapa de uso/cobertura e das unidades geomórficas do trecho BRT-1. ....	53
<b>Figura 15:</b> Perfil Lateral A-B e fotografias do Trecho BRT-1. A) O perfil lateral do canal, a localização está representada no mapa de uso e cobertura na figura 14. B) Imagem do trecho analisado, no sentido a jusante. C e D- Imagens das margens do canal. Data: 10/2019 .....	54
<b>Figura 16:</b> Mapa de uso/ cobertura e das unidades geomórficas do trecho BRT-2 .....	55
<b>Figura 17:</b> Perfil Lateral A-B e fotografias do Trecho BRT-2. A) O perfil lateral do canal, a localização está representada no mapa de uso e cobertura na figura 16. B) Imagem do trecho analisado, no sentido a jusante. C e D- Imagens das margens do canal. Data: 10/2019.....	56
<b>Figura 18:</b> Mapa de uso/ cobertura e das unidades geomórficas do trecho BRT-3. ....	57

<b>Figura 19:</b> Perfil Lateral A-B e fotografias do trecho BRT-3. A) O perfil lateral do canal, a localização está representada no mapa de uso e cobertura na figura 18. B) Imagem do trecho analisado, no sentido a jusante e a segunda a montante. C e D- Imagens das margens do canal. Data: 10/2018. ....	58
<b>Figura 20:</b> Mapa de uso/ cobertura das unidades geomórficas do trecho BRT-4 .....	59
<b>Figura 21:</b> Perfil Lateral A-B e fotografias do trecho BRT-4. A) O perfil lateral do canal, a localização está representada no mapa de uso e cobertura na figura 20. B) Imagem do trecho analisado, no sentido a jusante e a segunda a montante. C e D- Imagens das margens do canal. Data: 10/2018. ....	59
<b>Figura 22:</b> Mapa de uso/ cobertura das unidades geomórficas do trecho BRT-5. ....	61
<b>Figura 23:</b> Perfil Lateral A-B e fotografias do trecho BRT-5. A) O perfil lateral do canal, a localização está representada no mapa de uso e cobertura na figura 22. B) Imagem do trecho analisado, no sentido a jusante e a segunda a montante. C e D- Imagens das margens do canal. Data: 10/2018. ....	62
<b>Figura 24:</b> Mapa de uso/ cobertura e das unidades geomórficas do trecho BRT-6 .....	63
<b>Figura 25:</b> Perfil Lateral A-B e fotografias do trecho BRT-6. A) O perfil lateral do canal, a localização está representada no mapa de uso e cobertura na figura 24. B) Imagem do trecho analisado, no sentido a jusante e a segunda a montante. C e D- Imagens das margens do canal. Data: 10/2018. ....	64
<b>Figura 26:</b> Distribuição da vegetação na margem direita (erosiva) do trecho BRT-4 .....	68
<b>Figura 27:</b> Distribuição de raízes na margem direita do trecho BRT-4. ....	69
<b>Figura 28:</b> Distribuição da vegetação e raízes no trecho BRT-1. ....	69
<b>Figura 29:</b> Gráfico de porcentagem granulométrica das amostras dos trechos analisados. ....	72
<b>Figura 30:</b> Disposição da rede radicular na parte superior da margem direita do BRT-4.....	83

## LISTA DE TABELA

<b>Tabela 1:</b> Quadro da litoestratigrafia das unidades geológicas da bacia do rio Taperoá. ....	13
<b>Tabela 2:</b> Valores numéricos para a atribuição da categoria de risco do BEHI. ....	41
<b>Tabela 3:</b> Resumo das informações dos trechos analisados. ....	65
<b>Tabela 4:</b> Médias de densidade de raízes das amostras. ....	67
<b>Tabela 5:</b> Classificação, grau de seleção, textura, assimetria e hidrodinâmica dos trechos analisados. ....	73
<b>Tabela 6:</b> Resumo dos parâmetros de resistência a erosão que foram identificados para os trechos analisado. ....	74
<b>Tabela 7:</b> Distribuição da magnitude dos eventos de vazão diária no período de 1970 a 2010 .....	79
<b>Tabela 8 :</b> Eventos máximos mensais de vazão (m <sup>3</sup> /s). As células em azul escuro representam os eventos de magnitude alta, e as células em azul claro são os eventos de magnitude moderada .....	80
<b>Tabela 9:</b> Relação da energia do fluxo com o risco de erosão, com base em diferentes eventos de vazão .....	82

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>8</b>
<b>2. OBJETIVOS .....</b>	<b>10</b>
2.1 Objetivo Geral.....	10
2.2 Objetivo Específico .....	10
<b>3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....</b>	<b>11</b>
<b>4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA .....</b>	<b>20</b>
4.1 Dinâmica e diversidade fluvial em ambientes semiáridos .....	20
4.2 Estabilidade e modificações laterais em ambientes fluviais do semiárido .....	25
4.3 Modelos teóricos e metodológicos para a análise de modificações e estabilidade de margens em ambientes fluviais semiáridos .....	31
<b>5. METODOLOGIA .....</b>	<b>36</b>
5.1 Primeira Etapa- Caracterização da Diversidade fluvial .....	37
5.2 Segunda Etapa – Identificação da Categoria de Risco de Erosão e Resistência Lateral das Margens .....	39
5.3 Terceira Etapa – Comportamento Hidrológico.....	44
5.4 Quarta Etapa- Análise das Possibilidades de Modificações - Instabilidade das Margens .....	45
<b>6. RESULTADOS E DISCUSSÕES .....</b>	<b>47</b>
6.1 Caracterização da diversidade fluvial e apresentação dos trechos de análise.....	47
6.2 Apresentação e caracterização dos trechos analisados .....	52
6.3 Análise dos Parâmetros de Resistência das Margens .....	66
6.4 Classificação de Risco de Erosão e Resistência Lateral das Margens.....	74
6.5 Análise hidrológica e possibilidade de modificações – Frequência e Magnitude de Eventos. ....	77
6.6 Discussão sobre estabilidade e risco de erosão de margens de rios intermitentes em ambientes semiáridos.....	84
<b>7. CONSIDERAÇÕES FINAIS .....</b>	<b>86</b>
<b>8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>89</b>

## 1. INTRODUÇÃO

O semiárido brasileiro apresenta particularidades que estão relacionadas a intensidade e a frequência de precipitações. A ocorrência de eventos de precipitação de baixa recorrência e alta magnitude constituem inputs de energia fundamentais à esculturação das formas de relevo. Essas entradas de energia são particularmente importantes para o ambiente fluvial do semiárido. As combinações das configurações climáticas e de cobertura da terra (vegetação espaçada) formam uma paisagem marcada pelo intenso processo de erosão.

Em meio aos diversos processos atuantes na paisagem semiárida, pode-se destacar os erosivos, que se caracterizam como um processo dinâmico, estando diretamente relacionado com as propriedades físicas que podem ser resistentes a erosão, ou ser atenuado pelas formas de uso e ocupação. A fragilidade natural do ambiente semiárido remete ao seu passado e presente, associados às práticas agrícolas inadequadas, queimadas e ao desmatamento. Além disso, a construção de barragens e os diversos usos nas margens dos rios, também são fatores a serem considerados.

Nos ambientes fluviais, a erosão de margem se enquadra como um fenômeno natural que resulta da interação do rio com os seus limites físicos. Contudo, existem diversos fatores que influenciam a variação da erosão das margens, tais como: o tipo de uso da terra, textura do material sedimentar, a cobertura vegetal e, principalmente, a força hidráulica exercida sobre elas. Ou seja, esses fatores são de difícil quantificação e variam com as características do rio, em grande parte devido a dinâmica do sistema fluvial, e a heterogeneidade temporal e espacial dos fenômenos naturais responsáveis pelo processo de erosão.

É preciso destacar que um dos fatores também recorrentes na intensificação dos processos erosivos é a ocorrência de enchentes atrelada com a ausência de cobertura vegetal nas margens. Os canais de ambiente semiárido apresentam um comportamento padrão quando estão secos e os eventos de cheia são considerados como um aumento do fluxo dos canais acima desse padrão. Portanto, a frequência dos eventos de alta magnitude é um elemento essencial para identificação da estabilidade das margens em canais semiáridos, visto que as enchentes são importantes desencadeadores de mudanças nesses ambientes (FRYIRS e BRIERLEY, 2013; GRAF, 1988; SOUZA e ALMEIDA, 2015).

É importante enfatizar que a evolução do processo de erosão marginal é rápida, acentuando a importância do estudo na interpretação da mudança da paisagem, bem como o conhecimento das taxas de erosão marginal, que são de grande valor na investigação dos efeitos das atividades humanas na mudança da forma do canal.

Segundo Hooke (1979), os primeiros estudos direcionados para análise da dinâmica das margens, foram desenvolvidos nos rios da Grã-Bretanha. No Brasil, e principalmente em ambientes fluviais do semiárido, existe uma carência de estudos nessa temática, apesar da necessidade da compreensão de tais processos e da importância dos rios para esse ambiente. Nesse contexto, Rocha e Souza Filho (2008) reforçam que a maioria dos estudos sobre erosão de margens foram desenvolvidos em rios de regiões temperadas e em rios de pequenas bacias de drenagem.

A escassez de pesquisas acadêmicas a respeito da dinâmica de erosão de margens em rios de ambiente semiárido viabilizou a elaboração dessa pesquisa. A compreensão da dinâmica de erosão de margens é importante para os estudos relacionados à geomorfologia fluvial, restauração de rios e em projetos de manutenção de canal, pois este processo desencadeia diversas mudanças no canal fluvial e atua no desenvolvimento da planície de inundação, principalmente em canais aluviais. Diante de sua dinamicidade, os processos de recuo de margens devem ser analisados e contabilizados, a fim de possibilitar um planejamento adequado quanto ao uso do ambiente ripário.

Partindo da necessidade de fornecer um adequado suporte à gestão dos recursos hídricos nesta região, na qual as características processuais dos ambientes fluviais semiáridos são diferenciadas quando comparados aos ambientes úmidos, que, por sua vez são regularmente estudados, a presente dissertação analisou a dinâmica de margens em trechos fluviais na bacia hidrográfica do rio Taperoá, dentro da perspectiva do *continuum* fluvial, enfatizando as evidências biológicas, hidrológicas, morfológicas e sedimentares. A pesquisa se desenvolveu a partir de uma visão de sistemas ambientais complexos, visando obter dados quantitativos e qualitativos sobre o comportamento do ambiente fluvial semiárido e fornecer informação para a gestão dos recursos hídricos tanto na escala local, como regional.

## **2. OBJETIVOS**

### **2.1 Objetivo Geral**

Analisar a dinâmica das margens em trechos representativos do rio Taperoá.

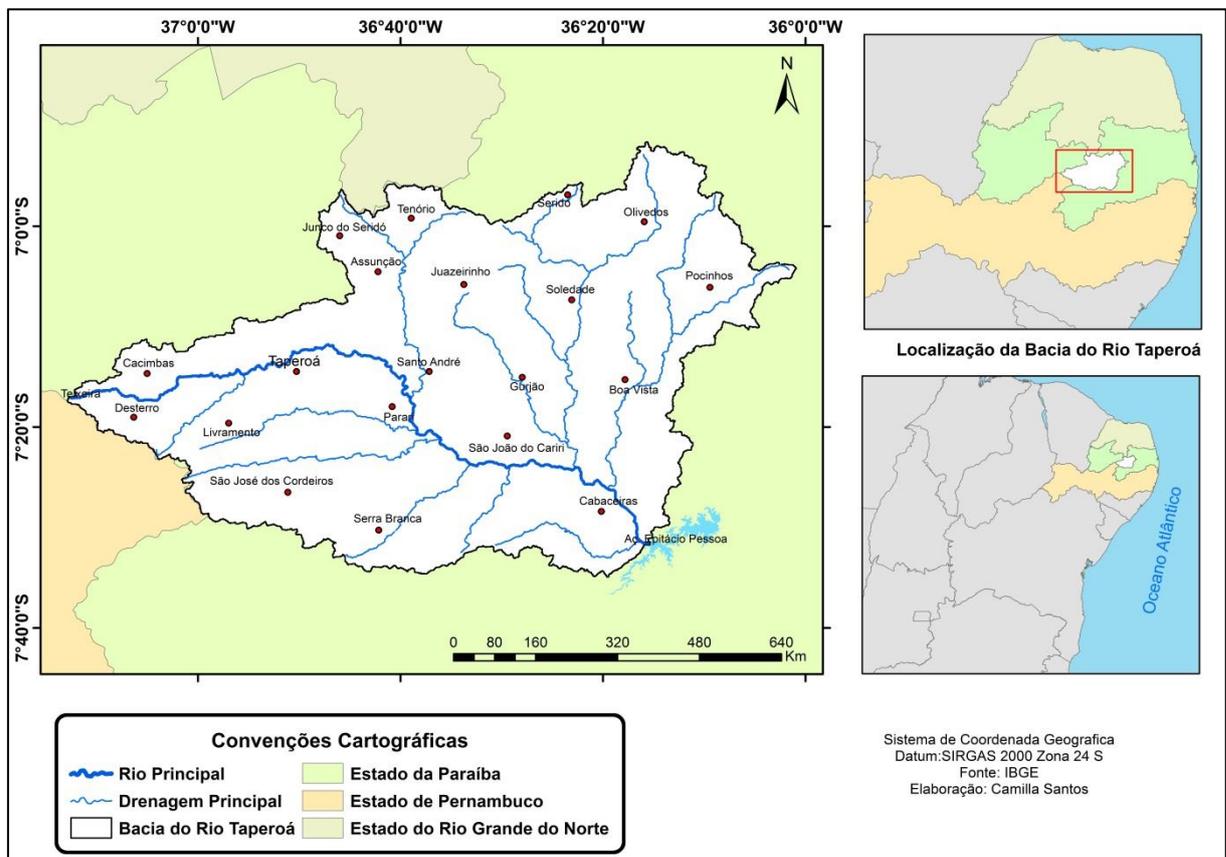
### **2.2 Objetivo Específico**

- Identificar e caracterizar a diversidade fluvial do rio Taperoá;
- Definir categoria de risco de erosão e resistência lateral das margens;
- Analisar o comportamento vazão do canal;
- Analisar as possibilidades de modificações na estabilidade das margens.

### 3. CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A bacia hidrográfica do Rio Taperoá está situada na parte central do Estado da Paraíba (Figura 1), entre as áreas mais secas do Brasil. Regionalmente conhecida como Cariri Paraibano, drena uma área de 5.667,49 km<sup>2</sup>, nasce na Serra do Teixeira e desemboca no Rio Paraíba, no açude Boqueirão. Sua área encontra-se inserida total ou parcialmente em 19 municípios.

**Figura 1:** Mapa de localização da Bacia Hidrográfica do Rio da Taperoá- PB.



O rio Taperoá possui extensão de 158 km, sendo o principal afluente do Rio Paraíba (Figura 1), considerado o mais importante e de posição estratégica para a gestão dos recursos hídricos do Estado da Paraíba. Exatamente na confluência do rio Taperoá com o Rio Paraíba foi construída uma grande barragem, Açude Epitácio Pessoa, ou simplesmente Açude Boqueirão, devido a sua localização no município de mesmo nome, que é responsável pelo abastecimento da região metropolitana Campina Grande com 687.448 habitantes.

A bacia do rio Taperoá encontra-se assentada em sua maior parte sobre as rochas cristalinas de origem pré-cambriana da Província Borborema. Esta faixa é uma das principais

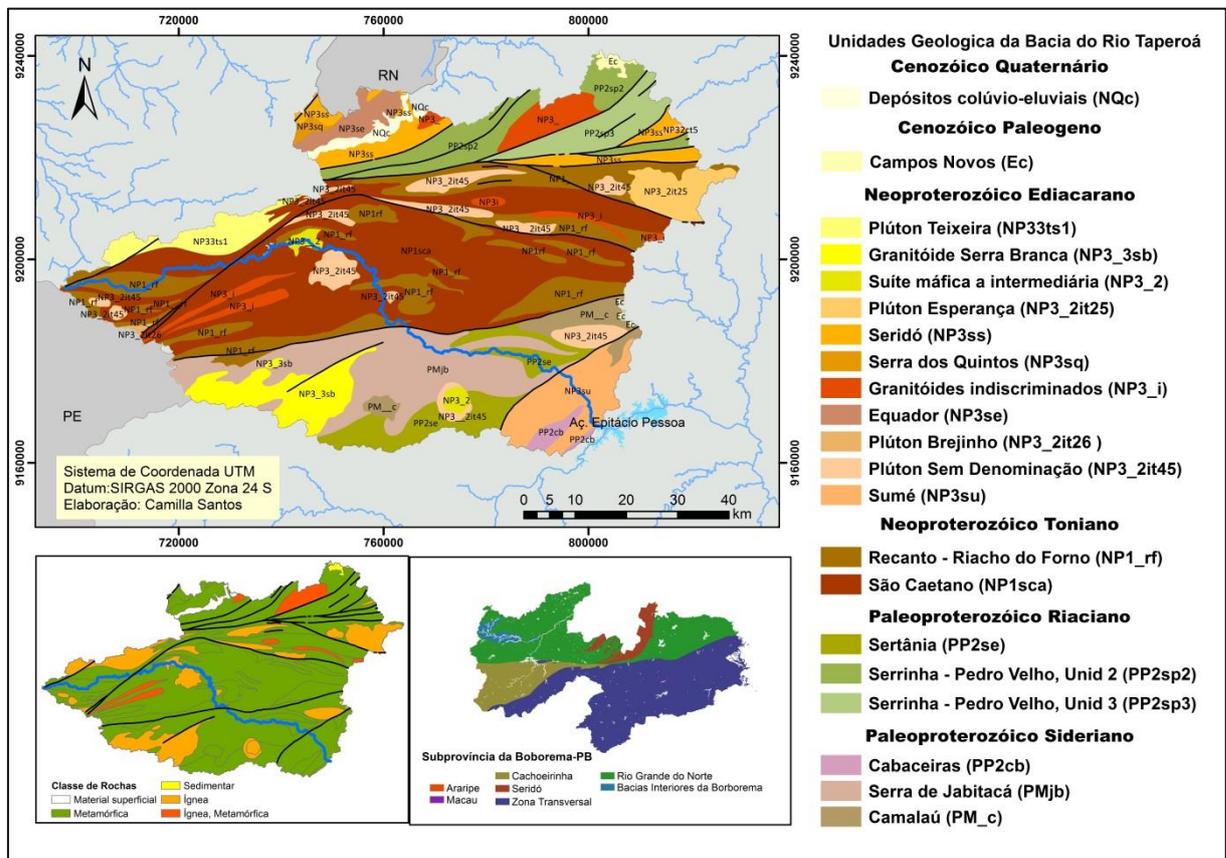
áreas de dobramento neoproterozoico do país, definida como um extenso cinturão orogênico meso/neoproterozóico que se estende por grande parte do Nordeste Brasileiro.

Desse modo, na província da Borborema são individualizados três segmentos tectônicos fundamentais, limitados por importantes zonas de cisalhamento brasileiras, as quais foram subdivididas em domínios, terrenos ou faixas, com base no patrimônio litoestratigráfico, feições estruturais e dados geocronológicos. Assim, as diferentes unidades litoestratigráficas da Bacia do Rio Taperoá encontram-se inseridas (figura 2) nas Subprovíncias Rio Grande do Norte (São José do Campestre, Terreno Piranhas e Faixa Seridó) e na Subprovíncia da Zona Transversal (Terreno Alto Pajeú e Terreno Alto Moxotó).

As litologias associadas ao terreno São José do Campestre encontram-se a nordeste da bacia, e são representadas pelas unidades Complexo Serrinha-Pedro Velho de unidade 2 e 3; Ao noroeste encontra-se uma pequena porção do terreno Piranhas representado pela unidade de formação de Serra dos Quintos, terreno que também serviu de embasamento para as faixas do Seridó. A faixa do Seridó surgiu por deformação de dobras e zonas de cisalhamento, de baixa pressão/alta temperatura e volumoso plutonismo na bacia do Rio Taperoá e é representada pelas Formações Seridó e Equador e pequenas porções de Corpo Granitóide indiscriminados (Figura 2 e 3).

Ao sul da bacia, especificamente na parte central, predominam as litologias do terreno Alto Pajeú, representadas pelas unidades do Complexo São Caetano, Suíte intrusiva Recanto - Riacho do Forno, e algumas variações de Super suítes e Granitóides indiscriminados. Já o Terreno Alto Moxotó é representado na bacia pelo *nappe* Serra de Jabitacá, que controla a colocação de uma vasta área de migmatitos e ortognaisses, os quais foram penetrados por imensos plútons graníticos neoproterozóicos. Encontra-se localizada entre o sul e sudeste da bacia, além de ser representada pelo Complexo Serra de Jabitacá, pelo Complexo Cabaceiras e pela Suíte intrusiva Camalaú.

**Figura 2:** Mapa de geológico da Bacia hidrográfica do Rio Taperoá.



A partir destas considerações, é possível encontrar diferentes unidades litoestratigráficas, desde litologias Proterozóicas até depósitos Fanerozóicos (tabela 1) presentes na bacia; inseridos em diversos terrenos, devidos aos processos de retrabalhamento e dobramento ocorrem interdigitações entre as diversas litologias. Contudo, o foco da discussão é rio principal da bacia, e dessa forma serão detalhadas as unidades Complexo São Caetano, Suíte intrusiva Recanto - Riacho do Forno, Suíte intrusiva máfica a intermediária, Complexo Serra de Jabitacá, Complexo Sertânia, Complexo Sumé, Complexo Cabaceiras, que cortam esse canal.

Desse modo, o complexo São Caetano é a unidade mais predominante da bacia. Compreende uma sequência metassedimentar e metavulcanoclástica, e na área de estudo predomina a ocorrência litológica de Metabasalto e Metadacito. Encontra-se em uma zona de controle de cisalhamento, não apresentando marcas de faturamento; Já unidade de Sertânia está junto ao complexo São Caetano e é constituído principalmente das litologias Paragneisse e Paramigmatito. A Suíte intrusiva Recanto - Riacho do Forno é também uma unidade de domínio da bacia, constituída por gnaisses migmatizados, especialmente Migmatito e

Metagranito. O Complexo de Serra de Jabitacá é constituído de grandes batólitos que ocorrem na Paraíba, desde a região norte de Monteiro até São João do Cariri. Para a área analisada o complexo é composto predominantemente por Migmatito, Metagranodiorito e Metatonalito. O Complexo Sumé trata-se de uma associação de gnaisses de alto grau metamórfico, associados às rochas metamáfica-ultramáficas e mármore, destacando as litologias de Formação ferrífera e Granulito. Está descrita no limite entre o terreno Alto Pajeú e Alto Moxotó, em uma zona de cisalhamento transcorrente sinistral. E por fim, tem-se a presença de pequenas porções do Complexo Cabaceiras, sendo caracterizada pela presença de Ortognaisse granodiorítico.

**Tabela 1:** Quadro da litoestratigrafia das unidades geológicas da bacia do rio Taperoá.

Eon	Era	Período	Idade (Ma)	Unidade Geológica	Litologia
Fanerozóico	Cenozóico	Quaternário	0,01-1,75	Depósitos colúvio-eluviais	Areia, Argila, Cascalho
		Paleogeno	23-65	Formação Campos Novos	Arenito, Argilito
Proterozóico	Neoproterozóico	Ediacarano	541-570	Corpo Plúton Teixeira	Granito, Granodiorito, Quartzo monzonito
			541- 572	Corpo Granitóide Serra Branca	Biotita sienogranito, Monzogranito
			541- 579	Suíte intrusiva máfica a intermediária	Diorito, Tonalito, Quartzo diorito
			541-581	Corpo Plúton Esperança (Puxinanã)	Diorito, Granito, Granodiorito
			580-628	Formação Seridó	Biotita-quartzo xisto, Clorita xisto,
			0- 630	Formação Serra dos Quintos	Xisto, Gnaisse, Metabasalto
			543--630	Corpo Granitóides indiscriminados	Tonalito, Quartzo diorito, Metagranito

Paleoproterozóico		580- 630	Formação Equador	Muscovita quartzito
		541-638	Corpo Plúton Brejinho (Itapetim )	Diorito, Granito, Granodiorito
		541-640	Complexo Sumé	Granulito, Mármore
		541- 650	Corpo Plúton Sem Denominação	Sienogranito, Monzogranito
	Toniano	925-999	Suíte intrusiva Recanto - Riacho do Forno	Migmatito, Metagranito,
		1001-1089	Complexo São Caetano	Metabasalto, Metadacito
	Riáciano	2051-2126	Complexo Sertânia	Paragneisse, Paramigmatito,
		2051-2300	Serrinha - Pedro Velho, Unidade 2	Migmatito, Ortogneisse granodiorítico
		2051-2300	Serrinha - Pedro Velho, Unidade 3	Migmatito, Metagranito
	Sideriano	2164-2230	Complexo Cabaceiras	Ortogneisse granodiorítico
		1001-2500	Complexo Serra de Jabitacá	Migmatito, Metagranodiorito, Metatonalito
		1001-2500	Suíte intrusiva Camalaú	Metagranito, Ortogneisse

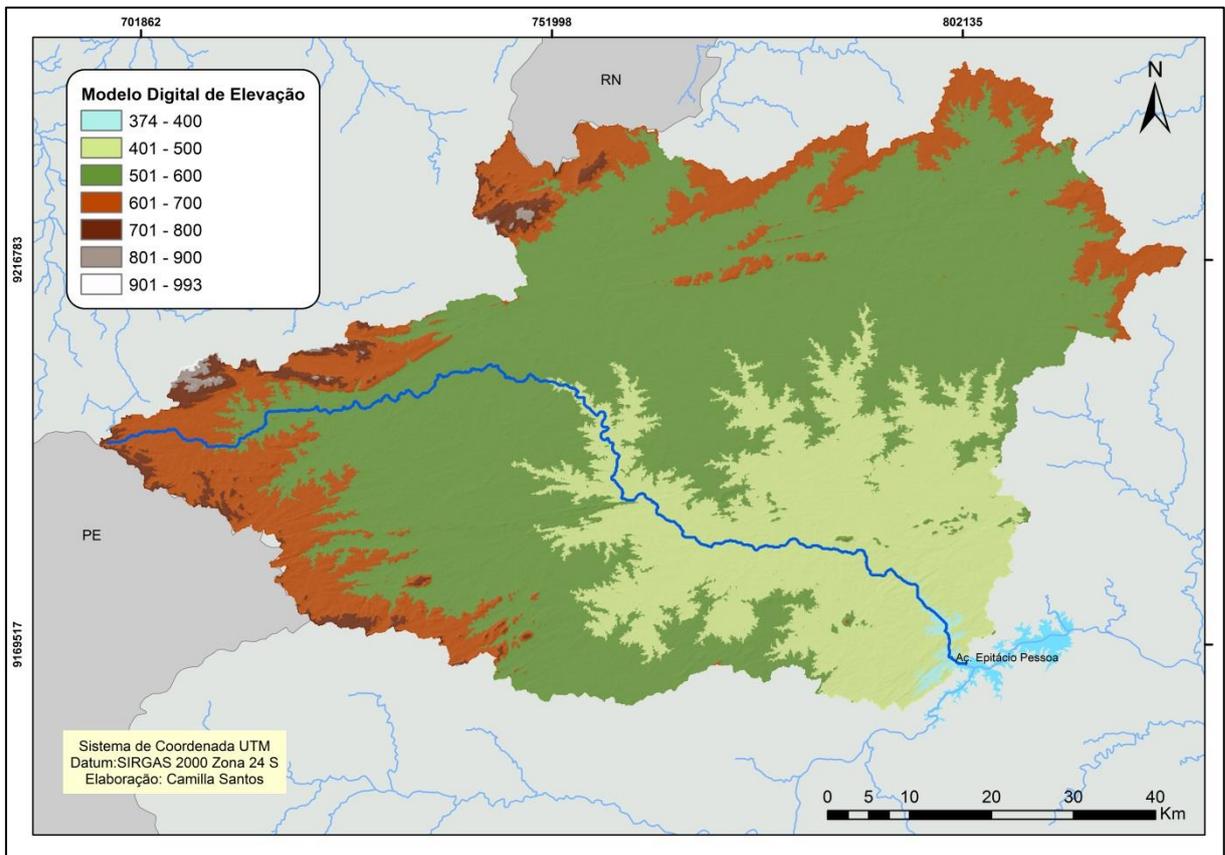
A partir da compreensão da geologia da área, é possível observar a configuração geomorfológica da bacia, que apresenta uma caracterização bastante uniforme. Segundo a classificação de Corrêa *et al.* (2010), a área de estudo está inserida em dois compartimentos principais do Planalto da Borborema: a Depressão Interplanáltica Paraibana e os Maciços Remobilizados do Domínio da Zona Transversal, sendo que a maior parte da bacia está inserida no domínio da Depressão Interplanáltica Paraibana, na região central da Borborema.

Desse modo, pelo fato de não apresentar perturbações tectônicas intensas, esse compartimento da Depressão Interplanáltica apresenta feições de relevo plano rebaixado no interior do planalto, delimitadas por compartimentos de encosta. Assim, essa área apresenta

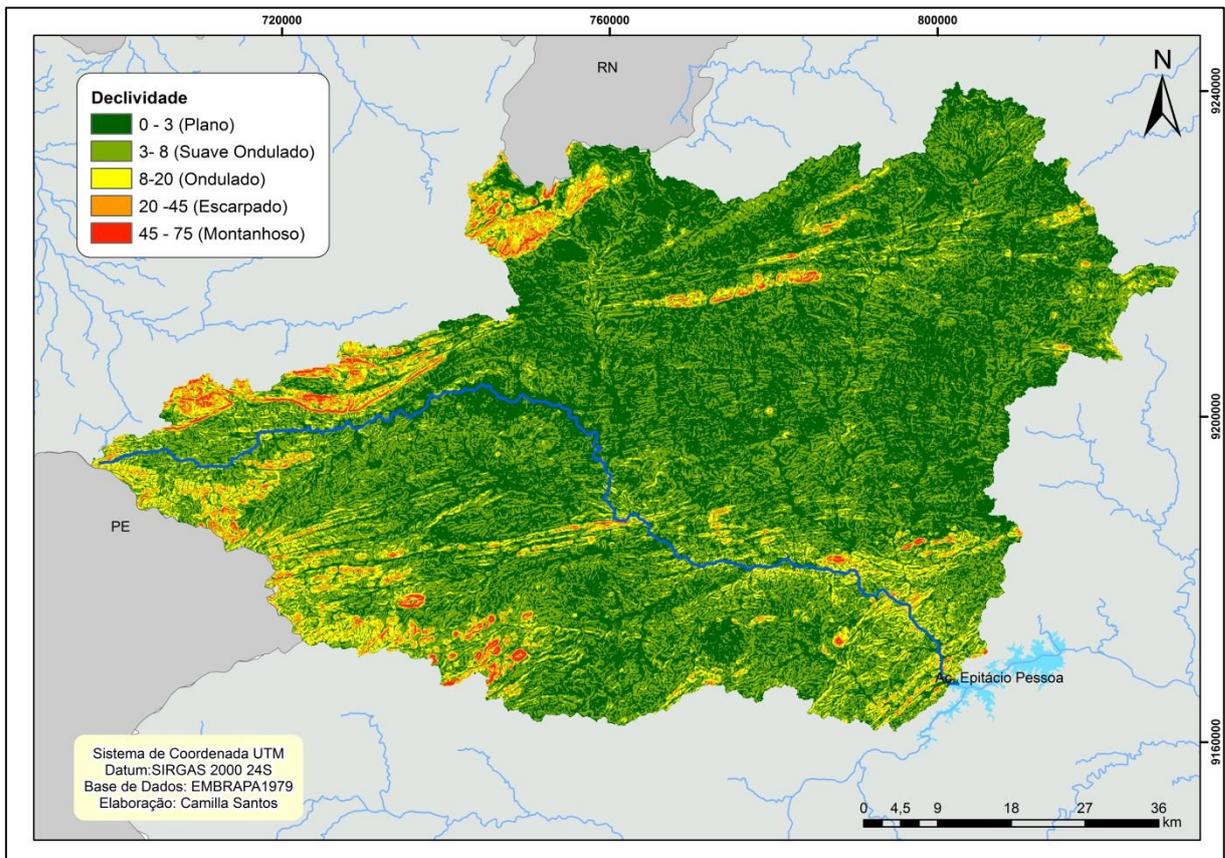
uma declividade de plana a suave ondulada (figura 4), com altitudes que vão de 380 a 470m (figura 3), próximo à confluência do rio Taperoá com o Açude Epitácio Pessoa (Boqueirão), e de 470 a 600m no centro da bacia. É possível observar também nesse compartimento a presença de algumas porções que apresentam uma declividade variando de ondulada a escarpada, que se justifica pela presença das associações da super Suíte com os Granitóides indiscriminados.

Os setores limítrofes da bacia a oeste, sudoeste e norte estão inseridos no domínio dos Maciços Remobilizados da Zona Transversal, que corresponde à área do planalto mais afetada pelos arqueamentos, apresentando as cimeiras mais altas, chegando a altitudes superiores a 940 m. Vale destacar que a declividade nesse compartimento varia do ondulado a montanhoso (figura 4), ou seja, caracteriza-se com presença de uma sucessão de maciços isolados, cristas e depressões interplanálticas estreitas, destacando-se o batólito da Serra do Teixeira, como um dos principais divisores de água da bacia hidrográfica do Rio Taperoá no limite entre os estados de Pernambuco e Paraíba (CORREA *et al.* 2010).

**Figura 3-** Mapa do Modelo digital de elevação da Bacia hidrográfica do Rio Taperoá.



**Figura 4:** Mapa de declividade da Bacia hidrográfica do Rio Taperoá



As variações de altitude e o arranjo das formas de relevo na bacia são os principais condicionantes da escala secundária de controle climático. Já os de escalas primárias referem-se aos fatores dinâmicos da atmosfera, com seus principais centros de ação representados pela ZCIT e pelos anticiclones do Atlântico (ASAS e ASAN). Esses condicionantes da escala de circulação primária em consórcio com as características geográficas da bacia hidrográfica, produzem diferenciações climáticas, principalmente quanto ao volume e distribuição espaço-temporal das chuvas (NIMER, 1980; FRANCISCO, 2013).

As precipitações durante o ano comportam-se de maneira heterogênea no interior da bacia. Isso ocorre devido à bacia encontrar-se inserida em uma área rebaixada no interior do Planalto da Borborema, circundada por serras com altitudes mais elevadas. E essas variações de altimetria associadas com predominância dos ventos alísios de sudeste/leste produzem áreas de sombras de chuva, as quais são caracterizadas por uma semiaridez acentuada em função da localização a sotavento das serras circundantes. A porção oriental da bacia possui valores médios de precipitação anual entre 400 e 480 mm, a porção central apresenta valores

entre 480 e 552 mm e o setor ocidental valores entre 628 e 828mm (CORREA, 2006; WANDERLEY *et al*, 2017).

No entanto, é importante destacar que a altitude não apresenta correlação direta com os índices médios de precipitação. As áreas localizadas no nordeste da bacia, apesar de possuírem altitudes superiores aos 500m, apresentam índices pluviométricos médios inferiores a 480 mm em razão de estarem posicionadas a sotavento de áreas mais elevadas no interior do planalto. Por outro lado, as localidades elevadas da Serra do Teixeira, na porção ocidental da bacia, estão dispostas a barlavento em relação aos ventos alísios, e por essa razão recebem em média maiores volumes de chuva. Os movimentos ascendentes do ar ao encontrarem a barreira orográfica, intensificam a convecção da ZCIT nos meses de verão e outono (CORREA, 2006; WANDERLEY *et al*, 2017).

Assim, com base no banco de dados da AESA, o clima é caracterizado por um regime de precipitação bastante irregular e elevadas temperaturas médias anuais. A média anual das precipitações no interior da bacia é de 542,4mm com desvio padrão de 231,6 mm. A precipitação média mensal da bacia hidrográfica está concentrada nos meses de fevereiro, março, abril e maio, os quais representam 61,6 % do volume médio total anual na bacia. A temperatura média anual na bacia hidrográfica é de 23,2°C, com valor máximo no município de Cabaceiras (24,1°C) e mínimo em Pocinhos e Teixeira (22°). A diferenciação térmica no interior da área de estudo está relacionada também com a altimetria. As áreas mais baixas tendem a possuir maiores valores de temperatura média anual, enquanto que as localidades mais elevadas possuem menores valores médios, temperaturas médias de 22,1, média das mínimas de 17,3°C e das máximas de 27,8°C.

Além do efeito sobre a chuva, as características geográficas da bacia hidrográfica possuem influência sobre os valores de temperatura, que por sua vez influenciam os valores de evapotranspiração. As áreas de serras possuem os menores índices de evapotranspiração, enquanto as áreas mais rebaixadas do vale do Rio Taperoá possuem os maiores valores. Segundo Wanderley *et al.* (2017), o balanço hídrico anual da bacia é deficitário em toda sua extensão. Os valores de evapotranspiração potenciais médios anuais estão entre 1066 mm e 1229 mm, enquanto que os valores médios de precipitação estão entre 400 mm e 828 mm.

É importante destacar que essas variações climáticas e de relevo no interior da bacia estão influenciando diretamente no processo pedogenético, que por sua vez, também estão associados às diferentes fisionomias da vegetação. De modo geral, toda a área da bacia do rio Taperoá é constituída por uma vegetação do tipo savana estépica, conhecida no Brasil como

caatinga. Este tipo de formação vegetal apresenta estrato arbustivo dominante e alguns indivíduos arbóreos esparsos, além de larga concentração de cactáceas, diferindo apenas em termos de densidade (SOUZA *et al.* 2004).

Essa cobertura apresenta-se bastante esparsa, com uma considerável área de solo exposto, correspondente às áreas urbanizadas e degradadas pela exploração mineral e uso inadequado do solo. O baixo percentual de cobertura vegetal de caatinga pode ser explicado por dois motivos: 1) a região onde está inserida a bacia do rio Taperoá é uma das mais secas do Brasil, o Cariri Paraibano, o que confere alto grau de fragilidade para a vegetação; 2) devido ao aumento do desmatamento em função das atividades humanas, como a pecuária, em particular a de caprinos, e a produção de lenha.

Os aspectos paisagísticos encontrados na bacia do Rio Taperoá variam de acordo com as características do ambiente, desde as características naturais quanto sociais (SOUZA, 2008; TRAVASSOS, 2012). Dessa forma, nas áreas que apresentam elevadas declividades e altimetria, como nas áreas dos Maciços Remobilizados e pontos específicos da Depressão Interplanáltica, a vegetação apresenta-se com aspecto denso, com indicativas de pouco uso pelas atividades humanas, como extração de lenha ou desmatamento para implantação de lavoura. Essa densidade da vegetação nessas áreas também está ligada com a presença de corpos rochosos na superfície do solo, os quais podem impossibilitar o uso do terreno para alguma atividade socioeconômica.

No setor central da bacia, a cobertura vegetação apresenta-se esparsa, com pouca cobertura superficial, favorecendo processos de erosão e a desertificação. O solo já foi submetido a algum tipo de exploração, seja para implantação de lavoura, criação de pasto, extração de lenha, entre outros. Nas áreas mais férteis, localizadas nas várzeas dos rios, são utilizadas para o plantio das lavouras temporárias ou de sequeiro.

## **4. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA**

A finalidade deste capítulo é realizar uma discussão teórica da presente dissertação, direcionada a discutir os processos contemporâneos da dinâmica de margens, como também discutir modelos teóricos e técnicas de avaliação da estabilidade lateral. Dessa forma, tem como base uma discussão das epistemes sistêmicas, a dinâmica do ambiente fluvial do semiárido e esclarecimentos de alguns conceitos e métodos relacionados à estabilidade lateral.

### **4.1 Dinâmica e diversidade fluvial em ambientes semiáridos**

No ambiente semiárido, há uma grande variedade de formas de relevo com o predomínio de superfícies de erosão intercaladas com relevos residuais cristalinos ou feições esculpidas em bacias sedimentares. Normalmente, destacam-se os pedimentos, superfícies cristalinas suavemente inclinadas, esculpidas em rochas homogêneas, ou não, localizada a partir do sopé de uma escarpa. Contudo, os pedimentos podem ser formados em outros climas, além dos ambientes semiáridos, como o de cobertura sedimentar. Vale ressaltar que é sob os climas áridos e semiáridos e em embasamento cristalino que os pedimentos apresentam um maior desenvolvimento (BASTOS e CORDEIRO, 2012; CHRISTOFOLETT, 1980; SUGUIO, 1998).

A essência de um ambiente semiárido é a forte variação climática atrelada à litologia, que exerce uma influência primária para impulsionar os processos modeladores da paisagem. O regime pluviométrico regido por eventos de alta magnitude e baixa frequência gera um grande impacto no relevo, e o resultado do escoamento superficial em interação com características do solo, uso e cobertura superficial condicionam a diversidade paisagística (GRAF, 1988; FRYIRS e BRIERLEY, 2013; SOUZA e ALMEIDA 2015).

Dessa maneira, a cobertura vegetal em ambiente semiárido se mostra um elemento da paisagem mais passível a adaptações. Isso ocorre em função da predominância da vegetação caducifólia que, durante os períodos prolongados de estiagem, se retrai e perde biomassa. Desse modo, a alta intensidade dos eventos de precipitação e a baixa capacidade de infiltração dos solos resultam na predominância do escoamento superficial em detrimento do processo de infiltração (MAMEDE E ARAÚJO, 2008; TOOTH, 2000; BRIERLEY E FRYIRS, 2005).

Já os solos vão influenciar na capacidade de infiltração, a partir do tipo de agregados presentes no solo. Dessa forma, os solos do ambiente semiárido apresentam uma baixa capacidade de infiltração, por se caracterizarem como solos rasos, com diferença textural, que dificulta a infiltração no solo, tornando-se assim suscetíveis à erosão. Isso favorece principalmente os processos de erosão laminar, que é algo predominante no ambiente semiárido (SOUZA e ALMEIDA, 2015). Diante disso, os eventos de precipitação são fatores-controladores na bacia de drenagem, definindo a natureza e a magnitude do processo geomorfológico.

Nessa perspectiva, o escoamento superficial também é um controlador da dinâmica hidrossedimentológica, e merece um destaque nos ambientes fluviais, pois é o principal responsável pela atuação e delimitação quanto aos processos referentes à forma e mudança nos canais em resposta ao transporte de sedimentos (ORFEO & STEVAUX, 2002; FRYIRS e BRIERLEY, 2013). Assim, o tipo de fluxo superficial predominante no ambiente semiárido é o hortoniano, pois ocorre quando a intensidade da precipitação excede a velocidade de infiltração da água no solo, bem como do desenvolvimento incipiente dos solos e cobertura vegetal esparsa (TOOTH, 2000; FRYIRS e BRIERLEY, 2013).

Por conseguinte, é preciso mencionar que a preeminência da recarga dos canais ocorre pela alta magnitude e/ou intensidade dos eventos de precipitação e da baixa capacidade de retenção de água no solo, ou seja, o escoamento superficial. Em função disso, pode surgir a possibilidade de descarga rápida em direção ao canal, em que, juntamente com os sedimentos e nutrientes, a água destina-se a ser descarregada do sistema mais rapidamente em comparação com aos ambientes úmidos (GRAF, 1988; BRACKEN e CROKE, 2007; SOUZA e ALMEIDA, 2015).

Porém, é importante ressaltar que a dinâmica dos rios do semiárido é permanecer sem fluxo a maior parte do ano, havendo fluxo de água nos canais apenas durante as precipitações ou imediatamente após os períodos de precipitação, ocasionando uma descontinuidade (rios efêmeros), ou apenas no período da estação chuvosa (rios intermitentes), passando parte do ano seco, podendo, inclusive, não apresentar o lençol freático (SUGUIO, 2003; MACHADO e TORRES, 2012).

É importante destacar que canais fluviais de ambiente semiárido apresentam um comportamento padrão quando estão secos, e os eventos de cheia são considerados como um aumento do fluxo acima do padrão. A frequência dos eventos de cheia está como fator-chave para a compreensão dos processos geomorfológicos e redistribuição de sedimentos em canais

semiáridos, visto que as enchentes são importantes desencadeadores de mudanças nesses ambientes (FRYIRS e BRIERLEY, 2013; GRAF, 1988; SOUZA e ALMEIDA, 2015; TOOTH, 2000).

Então, nos canais do semiárido os eventos de cheia podem ser classificados em quatro tipos (rápidas, pico único, picos múltiplos, sazonais), sendo que cada um está sob a influência de diferentes condições de frequência de precipitação e drenagem. Porém, a ocorrência de cheia rápida e pico único são geralmente associados a fluxos intermitentes ou efêmeros (GRAF, 1988; TOOTH, 2000; SOUZA e ALMEIDA, 2015).

As cheias rápidas são definidas como eventos estimulados por chuvas convectivas. Nessas cheias, há o aumento rápido do nível da água, apresentando alta turbulência no seu fluxo, o qual chega a zero logo após o evento. De acordo com as condições da bacia e conectividade dos canais, as cheias rápidas são mais severas. Para cheias de pico único, o fluxo surge, mantém-se, cresce até o pico, e depois retorna ao nível inicial, tendo uma duração mais prolongada. É um tipo de cheia que apresenta uma progressiva resposta hidrológica de entrada e saída de energia no canal.

Já os eventos de cheias sazonais e de pico múltiplo são comuns aos canais que apresentam uma dinâmica de fluxo perene. Possuindo duração de poucos dias a semanas, os eventos de picos múltiplos são caracterizados por possuírem sucessivos picos de vazão devido a um conjunto de eventos de precipitação de maior intensidade dentro do período de cheia. Esse tipo de cheia é associado a áreas menores da bacia, sendo as bacias tributárias que contribuem para o fluxo do canal principal. Nas cheias de picos múltiplos, os eventos de precipitação antecedentes são de suma importância, visto que estes favorecem a saturação da área de captação, favorecendo, por sua vez, elevadas taxas de escoamento superficial devido à sua saturação (GRAF, 1988; TOOTH, 2000; KNIGHTON e NANSON, 2001; SOUZA e ALMEIDA, 2015; NAGLETTINI, 2016).

A partir das variações de eventos de vazão e fluxo dos canais, das condições das zonas processuais em que se encontram e dos controles estruturais, climáticos e condicionantes erosivos, pode-se compreender as morfologias presentes no ambiente fluvial, além de compreender e identificar o comportamento da dinâmica e o aporte de água e material sedimentar em cada uma das zonas processuais, e a quantidade e tipo de sedimento disponível nele. Desse modo, conforme a condição de vazão é determinada pelas características inerentes ao fluxo, como o tamanho máximo do material que pode ser transportado (competência), o volume a ser transportado (capacidade) e a carga de transporte (suspensa, de fundo ou

dissolvida) (STEVAUX e LATRUBESSE, 2017; BIGARELLA, SUGUIO e BECKER, 1979; FRYIRS e BRIERLEY, 2013).

A partir dos eventos de descarga no canal, compreende-se a vazão através da distribuição da energia potencial no canal. O fluxo se comporta a partir de um arranjo tridimensional, no qual a energia é distribuída de acordo com o balanço da energia da descarga hidrológica e de resistência no canal, carregando água e sedimentos. Desse modo, o trabalho nos canais é produzido a partir do movimento da água, convertendo energia potencial em cinética e do consumo dessa energia por fricção nas paredes do perímetro molhado (CHRISTOFOLETTI, 1981; FRYIRS e BRIERLEY, 2013). Portanto, existindo energia suficiente, o fluxo possui capacidade de realizar trabalho de modo que ocorre transporte de sedimentos e modificação da geometria dos canais (BIGARELLA, SUGUIO e BECKER, 1979; FRYIRS e BRIERLEY, 2013).

No sistema fluvial, é primordial entender como os processos se comportam estando expostos a mudanças na estrutura/resistência do sistema. Avaliam-se, assim, não apenas as respostas dos outputs, mas também mudanças em suas características intrínsecas, na estrutura, e mudanças tanto antrópicas quanto naturais (FRYIRS E BRIERLEY, 2000; FISRWG, 1998). É necessário entender também como as modificações dos controles geológico, climático, topográfico e biogeográfico, e a forma como a sociedade ocupa determinado local, influenciam na diversidade e no comportamento fluvial das paisagens semiáridas.

Os controles fluviais serão diversos em diferentes trechos do rio, modificando a ideia de equilíbrio e tendo grande importância para a configuração do canal. Dessa forma, Brierley & Fryirs *et al.* (2005) explicam que a heterogeneidade do rio vai gerar uma diversidade fluvial e de que isso é condicionado por vários elementos que interagem e exercem influência na dinâmica ambiental do rio. Vannote *et al.* (1980) entendem a concepção dos rios como uma sequência mutável de variáveis físico- biológicas, a qual gera diferentes características e comportamentos em diferentes trechos aluviais, dentro de uma perspectiva evolutiva dentro do canal. Essa abordagem fortaleceu o entendimento da necessidade de avaliação da diversidade fluvial, tanto de suas características quanto em relação às suas dinâmicas (BRIERLEY e FRYIRS, 2005).

Desse modo, em rios do semiárido é comum a presença de canais largos e rasos em áreas de forte variação de descarga, com barras intercaladas no meio do canal e baixa resistência à erosão, podendo apresentar instabilidade. Os canais que experimentam esse tipo de instabilidade são denominados *wandering braided* ou simplesmente *wandering*, e se

constituem numa forma intermediária entre entrelaçados e meandantes, possuindo características de ambos os tipos (CAVALCANTI e CUNHA, 2012; TOOTH e NANSON, 1999; CHARLTON, 2008).

Nos tipos de canais meandantes, em função da alteração de velocidade e direção do fluxo, há aumento da sinuosidade. Isso ocorre em função da alternância erosiva entre as margens, sendo que a margem côncava sofre erosão e a margem convexa, deposição, formando barras de meandros e gerando migração lateral do canal (CHRISTOFOLETTI, 1981; SOUZA e ALMEIDA, 2015).

Já os canais do tipo entrelaçados estão diretamente relacionados com abundância da carga de fundo e o tipo de material que compõe as margens, que deve ser de alta erodibilidade, pois o rápido ajuste das margens promove as mudanças na distribuição das barras e canais do sistema (SHUMM, 1977; STEVAUX e LATRUBESSE, 2017).

Uma forma de classificação mais recente de canais fluviais, e bastante usada em ambientes semiáridos – é a de River Styles (estilos fluviais). Essa abordagem representa uma forma de classificação de segmentos do rio, considerando um conjunto comum de características geomorfológicas e hidrodinâmicas. Trata-se de uma avaliação hierarquizada utilizando os principais controles para compreender o comportamento do rio, sendo eles: compartimentação geomorfológica; característica do vale; forma em planta do canal; geometria do canal; unidades geomórficas; e composição do leito (BRIERLEY e FRYIRS, 2005; LIMA MARÇAL, 2013; SOUZA, 2014).

Desse modo, os estilos fluviais surgem como forma de compreensão da dinâmica fluvial, tendo como foco o comportamento fluvial. A partir do cenário de mudanças nos ambientes fluviais, a proposta teórico-metodológica dos estilos fornece, em escala de detalhe, um modelo geomorfológico coerente para atividades de gestão dos recursos hídricos, entendendo o comportamento e evolução do sistema fluvial, auxiliando, assim, na gestão e manejo fluvial. Nesse sentido, os estilos fluviais aplicados aos programas de planejamento ambiental observam a capacidade do sistema e possibilidades de recuperação, conservando estilos raros e mantendo a diversidade das paisagens fluviais (FRYIRS e BRIERLEY, 2009; BRIERLEY *et al*, 2002; SOUZA, 2014).

Portanto, os estilos fluviais permitem captar e identificar as relações existentes dos processos e formas nos quais o rio está inserido. Por meio do entendimento de como essas relações estão interiormente no contexto da paisagem e da bacia, fazendo-se perceber que o rio ocupa um papel importante no sistema físico. Assim, um segmento do rio pode apresentar

diferentes tipos de estilos fluviais, permitindo-nos enxergar que cada um desses tipos pode interagir com a paisagem de formas distintas (BRIERLEY *et al*, 2002; KLEYNA, 2014).

#### **4.2 Estabilidade e modificações laterais em ambientes fluviais do semiárido**

Na perspectiva evolutiva, os sistemas fluviais são vistos dentro de uma ótica de equilíbrio com variações de comportamento e características dentro de um modelo ideal de zonas processuais (zona de produção, de transporte e de deposição). Tradicionalmente, a relação entre altimetria e comprimento, que compõe o perfil longitudinal, faz-se importante pelo fato de ser uma forma de investigar o comportamento fluvial, pois ele tem papel fundamental na esculturação da paisagem (SCHUMM, 1977; CHRISTOFOLETTI, 1980).

A partir do perfil de equilíbrio, têm-se os maiores gradientes nas cabeceiras e menores na foz, e a energia diminui de acordo com a declividade existente, sendo que, nas cabeceiras, o rio apresenta área de alta energia com unidades geomórficas erosivas e com sedimento de textura grosseira, bem como um maior controle litológico das formas e unidades existentes no canal. No final desse perfil de equilíbrio, a declividade baixa faz com que a energia do rio diminua, prevalecendo os processos sedimentares, aparecendo unidades geomórficas deposicionais com texturas finas, ou seja, a evolução perfeita desse rio seria um perfil de equilíbrio desde a sua cabeceira, passando por uma zona intermediária até a sua foz (VANNOTE *et al*, 1980; CHRISTOFOLLETI, 1980). Vale salientar que isso é uma teoria clássica dos estudos de geomorfologia fluvial, na qual é utilizada uma ferramenta básica para entender a sequência mutável de variáveis físico-biológicas, que geraria diferentes características e comportamentos em diferentes trechos do rio. Desse modo, a realidade do perfil de equilíbrio de um rio está diretamente relacionada com as particularidades e características de cada ambiente (VANNOTE *et al*, 1980).

Nessa perspectiva, é importante compreender quanto a noção do estado de equilíbrio dos sistemas. O equilíbrio dinâmico está relacionado com a ideia de o ambiente possuir sua individualidade e sua estabilidade. Para Hack (1960), o estado equilíbrio é uma premissa básica do sistema, no qual as paisagens e os processos que as formam são parte de um sistema aberto, que se encontra em estado estável de balanço, em que a energia está continuamente entrando e saindo do sistema (PHILLIPS, 2009; HUGGETT, 2007). Assim, se houver alteração no fornecimento de energia, o sistema reagirá a tais modificações e se desenvolverá até alcançar nova estruturação, no estado de estabilidade. Ou seja, a estabilidade nos sistemas

seria representada por um estado de autoajuste, mantido pela existência de laços de realimentação (CHRISTOFOLETTI, 1981).

O estado de ajuste de um sistema está relacionado à dissipação de energia, em que a mudança na forma pode ser reversível ou não reversível, dependendo do limiar de mudança e da resistência dos elementos. Para os ambientes semiáridos, isso está diretamente vinculado aos longos períodos de estiagem associados a grandes eventos de entrada de energia. Representa a dinâmica ajustada das variáveis/elementos do sistema ambiental semiárido, na qual, dependendo da intensidade de perturbação aos respectivos limiares de mudança, pode reagir sensivelmente ou abruptamente com alterações nas formas da paisagem (SOUZA e ALMEIDA, 2015; SCHUMM, 1977; HUGGET, 2007). Portanto, a estabilidade das formas está relacionada com a resistência que o elemento/unidade da paisagem apresenta frente aos processos atuantes na área.

Partindo para a discussão da estabilidade nos ambientes fluviais, a vegetação é um dos elementos que são importantes para a caracterização de estabilidade/instabilidade de um sistema fluvial, pois influencia no grau de resistência das unidades geomórficas do canal. Kleina (2013) aponta que a vegetação é um dos principais condicionantes de estabilidade das margens e de feições fluviais. Dessa maneira, nas feições que estão estagnadas, tende a apresentar uma vegetação herbácea ou até arbustiva, porém, se as deposições são recentes, caracterizadas superficialmente como arenosas, isso indica que o canal está instável (KLEINA, 2013). Desse modo, a avaliação da estabilidade do canal é importante para gerenciamento dos ambientes fluviais. A identificação das áreas estáveis e instáveis indica o direcionamento das áreas que apresentam necessidade de ser restauradas ou reabilitadas para uso dos recursos de forma adequada (PHILLIPS, 2017).

As propriedades dos materiais sedimentares também são um elemento controlador dos processos de estabilidade de margem. A composição do sedimento, especialmente tamanho e textura do material, influencia o papel relativo do processo de migração lateral do canal. O processo de migração lateral do canal depende das forças resistivas oferecidas pelos materiais da margem e sua interação com as forças hidrodinâmicas. Esses materiais são classificados em dois tipos, como coesivo (argila) e não coeso (areia). Além disso, o comportamento erosivo dos sedimentos não coesivos (areia) e coesos (argila) depende do tamanho, forma e densidade das partículas do sedimento. Para sedimentos não coesivos, os grãos individuais são livres e nenhuma força de ligação está presente para mantê-los juntos. Considerando, a ligação físico-química entre os grãos cria grandes forças resistivas para sedimentos coesos

que pode desempenhar um papel significativo na modulação do processo de erosão (MITCHENER e TORFS, 1996; GARDE e RAJU, 2000; LEDDEN *et al.*, 2004; BARMAN *et al.*, 2019).

Desse modo, os canais que apresentam margens fluviais compostas de material de baixa coesão (areia e cascalho), geram diferenças marcantes nos processos de erosão e tendem a facilitar o processo de migração lateral. Já as margens compostas de material resistente como as rochas, não apresentam processo de migração lateral do canal (FRYIRS e BRIERLEY, 2013). Assim, nos rios semiáridos é comum a presença de margens menos estáveis, que são compostas por um material mais arenoso, um fator que naturalmente contribui para justificar a predominância de canais rasos. As margens rochosas são comuns em áreas que apresentam um controle litológico no ambiente fluvial, normalmente próximo das cabeceiras.

Os tipos de vegetação existentes dentro e ao longo do canal, bem como sua distribuição espacial, tamanho e idade aproximada, refletem as condições do regime fluvial e auxiliam na avaliação do balanço de sedimentos e de seu comportamento hidrológico frente aos eventos de cheia. A presença de vegetação amortece a turbulência local gerada pelo fluxo do canal e reduz sua velocidade próxima às margens, atenuando sua pressão e seus efeitos erosivos. Em áreas estáveis, a vegetação apresenta-se desenvolvida e contribui para maior coesão dos materiais da margem, enquanto em áreas com depósitos mais recentes pode apresentar maior susceptibilidade à remoção (SIQUEIRA, 2013; FRYIRS e BRIERLEY, 2013; MAGALHÃES, 2010), como é o caso das barras arenosas.

Em relação à resistência aos processos erosivos, a cobertura vegetal das margens, especialmente o papel radicular, pode reforçar aumentando a resistência à erosão. As margens não vegetadas podem ser cinco vezes mais susceptíveis à erosão em comparação com as margens vegetadas (POLLEN E SIMON, 2005; FRYIRS e BRIERLEY, 2013).

As fibras das raízes aumentam a resistência à tração e a elasticidade dos sedimentos, transferindo a tensão de cisalhamento do material da margem para a resistência à tração nas fibras das raízes. De modo geral, as raízes da vegetação tendem a unir aos sedimentos fornecendo coesão aparente adicional as margens, ajudando a distribuir as tensões e, assim, aumentando a resistência ao cisalhamento do material (THORNE, 1990; BAETS *et al.*, 2008; SIMON e COLLISON, 2010; HOPKINSON e WYNN, 2009; POLLEN-BANKHEAD e SIMON, 2010).

De maneira geral, a consistência do material sedimentar e a vegetação no ambiente fluvial são um dos maiores condicionantes da estabilidade fluvial, pois a presença do material de textura coesa nas margens e uma cobertura vegetal densa conservada mantêm diferentes formas e estruturas de organização do ambiente fluvial (NANSON E HICKIN,1986; POLLEN E SIMON, 2005). Pensando no semiárido nordestino, mesmo sendo caducifólia/subcaducifólia, a vegetação da caatinga é capaz de proteger o solo contra erosão, incluindo a vegetação rasteira que no período seco, com a sua cobertura morta, proporciona um bom nível de proteção ao solo (SANTOS *et al* ,2000).

Os rios do semiárido, uma vez atingido o nível de margens plenas em áreas que apresentam baixa coesão do material sedimentar, os processos erosivos podem ser potencializados em questão de dias ou horas. Nesse caso, margens desprovidas de vegetação seriam alvos fáceis de desmontes de materiais, provocando, de forma rápida, o aumento na largura de canais, e, por conseguinte, o aumento dos processos de assoreamento. Para a sociedade, isso pode implicar, de modo direto, no aumento dos riscos de inundações, uma vez que a capacidade dos canais pode experimentar rápidas reduções (FRYIRS e BRIERLEY, 2013; CAVALCANTE e CUNHA, 2011).

Os processos de erosão dos canais fluviais estão diretamente relacionados com as características hidrodinâmicas do fluxo, e principalmente com o volume e tipo de transporte das partículas (suspensão, saltação e rolamento). De forma geral, a distribuição da erosão marginal pode variar, notadamente, de um ponto para outro da margem porque as características morfológicas e sedimentológicas do talude podem variar e, além disso, quase sempre o ângulo de incidência do fluxo varia de um local para outro devido a forma do canal. Desse modo, a erosão das margens e do leito pode ser caracterizada pelas ações corrasiva, corrosiva e pelo impacto hidráulico, de modo que o equilíbrio fluvial será definido pela relação de igualdade entre a atuação da erosão, do transporte e da deposição de sedimentos (CHRISTOFOLETTI, 1980; HOLANDA *et al*, 2007; CUNHA, 2007).

A corrasão ou efeito abrasivo das partículas em transporte sobre as rochas e sobre as outras partículas tende a reduzir a rugosidade do leito, enquanto a ação corrosiva resulta da dissolução de material solúvel no decorrer da percolação da água ainda no solo (CUNHA, 2007). O processo de corrasão caracteriza-se pela retirada lenta e contínua dos sedimentos das margens de forma gradativa pela ação das correntes e ondas. O atrito existente entre o fluxo de água e a face dos barrancos constitui esse processo. Nesse sentido, pode ocorrer um

aumento da erosão marginal caso exista um volume intenso do fluxo (ARAÚJO e ROCHA, 2009b).

Os processos de erosão das margens podem ocorrer ainda em forma de solapamentos e desmoronamentos. O processo de solapamento caracteriza-se pela remoção dos sedimentos na base dos barrancos ou criação de pequenas cavidades localizadas aleatoriamente nas margens, dependendo apenas do nível do fluxo. Já o desmoronamento é a queda livre de blocos de sedimentos das margens, por efeito da gravidade a partir de faces verticais (FERNANDEZ, 1990; ARAÚJO e ROCHA, 2009b).

É importante colocar que esses processos erosivos vão resultar em uma variação na geometria da margem. Dessa forma, margens que apresentam ângulos muito verticais e altura elevada são mais susceptíveis a erodir, comparadas às margens com ângulos mais suaves e com baixa altura que são menos propícias à erosão lateral (BANKHEAD E SIMON, 2009).

Nessa perspectiva, é preciso considerar vários cenários possíveis para interpretar as especificidades da morfologia das margens. Desse modo, é possível citar: os processos de agração e degradação que estão atuando no leito do canal; a posição da margem e sua relação com diferentes estágios de fluxo; a mistura de materiais que compõem as margens; e sua sedimentologia. Ou seja, isso pode incluir sedimentos que foram depositados sob um regime de fluxo diferente e representam formas herdadas que são preservadas nas margens (FRYIRS e BRIERLEY, 2013; DARBY, GESSLER e THORNE, 2000).

Assim, esses processos irão gerar diversas morfologias de margens, que podem configurar a geometria do canal. Logo, as margens simétricas apresentam as mesmas características em ambas as margens, e isso ocorre devido à energia do fluxo ser bem distribuída no canal. Por conseguinte, a deposição dos sedimentos também estará bem distribuída em ambas as margens, podendo até mesmo suceder em margens com formas mais verticalizadas, quando apresentar uma predominância de deposição de sedimentos coesos. As margens assimétricas caracterizam-se pelos processos de deposição na margem convexa e erosão na margem côncava, e a distribuição de energia do fluxo está sempre seguindo a margem côncava. As margens irregulares estão relacionadas com uma condição imposta ao ambiente fluvial, ou seja, a presença de leito rochoso e matacões. As morfologias irregulares também ocorrem ao longo de canais onde elementos resistentes e impostos, como madeira e vegetação ripária, induzem a deposição, gerando, assim, um fluxo turbulento com migração do talvegue devido à irregularidade. As margens com geometrias compostas podem resultar

de diferentes conjuntos de processos de erosão e deposição, os quais são comumente encontrados em áreas sujeitas à instabilidade do leito, e estão diretamente relacionadas com as variações dos níveis de inundação. Em termos gerais, a sobreposição dos sedimentos determina o ângulo das margens, de modo que os sedimentos coesivos formam margens mais íngremes, enquanto os arenosos têm um ângulo mais suave (THORNE e TOVEY, 1981; FRYIRS e BRIERLE, 2013; DARB, GESSLER e THORNE, 2000).

É importante salientar que as morfologias das margens, muitas vezes, podem estar relacionadas pelas modificações no padrão do sistema. Uma mudança no regime comportamental de um rio pode ser gerada por alterações no balanço entre as forças de resistência e de distúrbio, e, por consequência, o alcance tende a gerar modificações morfológicas no canal. Essa mudança na interação entre processo e forma ao longo de um alcance é entendida como modificações fluviais, que podem ocorrer devido a ações naturais ou humanas, podendo ou não serem revertidas (FRYIRS; BRIERLEY, 2013).

As atividades humanas têm influência determinante no comportamento fluvial. Através do uso do solo, torna-se perceptível a influência na aceleração de processos erosivos e, conseqüentemente, na dinâmica dos canais fluviais, podendo ser evidenciado principalmente com a degradação dos ambientes ripários, os quais, por sua vez, se portam como reguladores naturais dos ambientes fluviais. As atividades de pastoreio em ambientes ripários influenciam de forma considerável, tanto na geomorfologia de encostas quanto na geomorfologia fluvial e, por extensão, na dinâmica dos rios. A presença de escombros dentro do canal, também leva o sistema à busca de um novo ajuste, pois exerce uma influência significativa na distribuição do fluxo. Essa situação, em um rio migrando através da planície de inundação desmatada ou cultivada, a taxa do processo erosivo pode atingir o dobro em relação ao de canais que estão retrabalhando a planície de inundação florestada. É cinco vezes mais provável que as margens sem vegetação sofram erosão notável em comparação com as margens com vegetação (DIAS E THOMAZ, 2011; BINDA e LIMA, 2008; FRYIRS e BRIERLEY, 2013).

Dessa maneira, grande parte dos rios hoje sofre com a intervenção humana. No semiárido, essas perturbações caracterizam-se pela construção de barragens, escavações no leito, construção de cacimbas e também poços amazonas, a fim de aperfeiçoar os recursos hídricos aos quais se tem acesso nessas áreas. Essas ações causadas pela intervenção antrópica têm conseqüências negativas em termos de impacto ambiental, fazendo com que esses ambientes fluviais percam a sua identidade diante da paisagem e necessitem de ações e

programas que promovam a reabilitação do rio e melhoria no uso dos recursos hídricos (FRYIRS e BRIERLEY, 2009).

### **4.3 Modelos teóricos e metodológicos para a análise de modificações e estabilidade de margens em ambientes fluviais semiáridos**

Em diversos países, estudos a respeito das erosões marginais em canais foram realizados após o trabalho pioneiro de Wolman em 1959. Segundo Mota (2001), esse estudo foi de monitoramento da regressão de margens realizado na bacia do rio Watts Branch – Maryland (Estados Unidos), através de pinos de erosão, que consiste na inserção de pinos de aço nas margens, sendo o recuo medido pelo grau de exposição do pino à medida que a erosão aumenta. Desde então, vários estudos se sucederam tais como os de Twidale (1964), Knignton (1973), Smith (1976), Thorne (1978), Hooke (1979), Murgatroyd e Ternan (1983), Nanson e Hickin (1986), Neller (1988), entre outros. As pesquisas mais detalhadas ocorreram a partir da década de 1980, com o surgimento de novas ideias, questões e técnicas, inclusive de monitoramento dos processos erosivos das margens, com o objetivo final de entender os mecanismos desse processo (CUNHA 2002).

Recentemente, os modelos hidrológicos e sedimentológicos tornaram-se ferramentas úteis para predição de respostas morfológicas a modificações de fluxo. A maioria, no entanto, ignora os mecanismos de erosão de margem ou implementa apenas métodos simples (LAI *et al.*, 2015). As pesquisas sobre a dinâmica fluvial em áreas áridas e semiáridas tem se destacado, sobretudo, na região central da Austrália, sul da África e América do Norte, necessitando maior atenção na América do Sul e Ásia. De acordo com Tooth (2000), tais estudos ilustram a necessidade do entendimento de rios de regiões áridas e semiáridas, usando relações empíricas, termos e conceitos adicionais em relação àqueles definidos em trabalhos anteriores.

Nessa perspectiva, vários procedimentos técnicos e metodológicos podem ser aplicados no sentido de compreender o comportamento da dinâmica fluvial nesses ambientes. Segundo Hooke (1980), existem três principais metodologias relevantes utilizadas para a análise da dinâmica de erosão marginal: medições diretas em campo (método pino, estaca e entre outros); medições indiretas, realizadas por meio de comparação de mapas antigos, fotografias aéreas e imagens de satélite; e, por último, utilização de evidências biológicas e

sedimentares. Dessa forma, desenvolveram-se várias técnicas e modelos para a análise de modificação e estabilidade de margens.

É importante destacar que muitas pesquisas utilizam mais de uma técnica para realizar um monitoramento de erosão fluvial. Bartley *et al* (2007) realizaram o levantamento sedimentológico baseado em um combinação de monitoramento de campo e análise de foto aérea de uma sub-bacia de 13,5 km<sup>2</sup> do semiárido da Austrália, utilizando uma variedade de técnicas em campo para medir a erosão de encostas e margens, bem como identificar a quantidade de sedimentos depositados e remobilizados no leito de voçorocas e rede de fluxo. Desse modo, para contabilizar as taxas de erosão nas margens, foram montados dez pinos de erosão nas margens esquerda e direita em cada seção do rio, colocados em espaçamentos de aproximadamente 2m e aproximadamente na mesma elevação, e assim foi monitorada a perda de material delas. De maneira geral, fizeram uso de uma combinação de monitoramento de campo (medidas a partir de pinos de erosão, medições de vazão e sedimentos nos canais e perfis nas seções transversais) associado à análise de fotos aéreas.

Estudos realizados em um rio no norte do Mississippi e no nordeste de Oklahoma utilizaram um modelo de estabilidade de margem para demonstrar a importância que a variabilidade das propriedades do material sedimentar apresenta no controle da erosão das margens. Ambas as áreas apresentam mudanças na cobertura da terra e desmatamento. O sedimento é erodido das áreas elevadas, resultando em mudanças nas dimensões do canal e na dinâmica de fluxo.

O modelo BSTEM (*Bank Stability and Toe Erosion Model*) foi desenvolvido pelo Laboratório Nacional de Sedimentação do USDA-ARS para prever o recuo do banco de areia devido à erosão fluvial e falha geotécnica. Poucas avaliações de modelo para a retirada de bancos foram realizadas até o momento. Dessa forma, a finalidade maior de ambos os estudos foi avaliar a capacidade da BSTEM de prever o recuo de bancos em fluxos e a importância de valores de parâmetros de solo de erosão fluvial (PARKER, SIMON e THORNE, 2008; MIDGLEY, FOX e HEEREN, 2012; LAI *et al*, 2015).

Em relação aos modelos que avaliam os efeitos da vegetação nos processos de tensão de cisalhamento da velocidade do fluxo sobre as margens. Um estudo realizado no norte do Irã, em uma seção de rio no semiárido, cujas planícies de inundação dessa seção incluem áreas de arroz que são deixados em pousio nas estações frias do ano, avaliou através de Sistema de Informação Geográfica (extensão HEC-GeoRAS). O software HEC-RAS e mapas

topográficos do leito do rio na escala de 1: 500 foram usados para simular o comportamento hidráulico do rio.

Com o objetivo de avaliar o efeito da cobertura vegetal sobre a erosão das margens, o coeficiente de rugosidade de Manning foi determinado com o método Cowan por duas temporadas (inverno e verão) separadamente, devido a vegetação nas seções consideradas durante as diferentes estações do ano. O coeficiente de rugosidade de Manning é considerado a equação de resistência mais utilizada em trabalhos tanto técnicos quanto científicos para o cálculo da velocidade da água em canais. Uma das dificuldades da aplicação da equação é a definição do seu coeficiente de rugosidade em rios. Dessa forma, existem diversos métodos que fornecem estimativas rápidas desse coeficiente. Nesse estudo, foi utilizado o método de Cowan, que considera diversas características da seção transversal do rio, sendo a principal delas a questão da influência do tipo de vegetação no escoamento, bem como a densidade e a altura da vegetação. Os resultados mostraram que a vegetação nas margens do rio causou mudanças na velocidade da água, na profundidade da água e no poder de tensão de cisalhamento, e isso tudo deve finalmente se refletir na taxa de erosão das margens (GHOLAMI e KHALEGHI, 2013).

O estudo de Yu *et al* (2020), determinou a influência da coesão radicular na estabilidade das margens dos canais sinuosos no rio Tarim, no noroeste da China através de medições *in situ* e amostragem de raízes da vegetação ribeirinha, e o uso Modelo (BSTEM) para estimar quantitativamente os efeitos de diferentes condições de raiz na estabilidade das margens. Os resultados confirmaram que as raízes fornecem reforço eficaz para as margens não coesas. No entanto, os efeitos foram altamente variáveis em diferentes condições de raiz. As raízes de uma determinada espécie de porte herbácea melhoraram a resistência da margem mais do que as de arbustiva ou arbórea. As espécies de herbácea, arbustiva e arbórea contribuíram com a resistência das margens em 88,2%, 73,2% e 63,6%, respectivamente. Vale ressaltar que tal estudo foi realizado em ambiente árido, em um rio aluvial, especificamente em canais sinuosos.

Ainda sobre a importância da vegetação na estabilidade de margem, Stromberg (2005) observou a necessidade de descrever a resposta da vegetação herbácea a mudanças na permanência do fluxo, em um trecho de um rio no sudoeste dos Estados Unidos. Trata-se de um rio perene interrompido, o que significa que tem alternância entre trechos perene e intermitente. No início da estação de verão, a cobertura herbácea da zona ripária declinou continuamente à medida que o fluxo se tornava intermitente. Dessa forma, o estudo procurou

analisar as características da vegetação correlacionadas com a permanência do fluxo, e isso foi avaliado por meio dos grupos funcionais das plantas. Assim, foi calculada a probabilidade da ocorrência de espécies em habitats de terras úmidas e classificadas espécies ao longo de um gradiente de disponibilidade hídrica. Isso demonstra que a resistência que a vegetação fornece para as margens está diretamente relacionada com as dinâmicas do fluxo do canal.

Um dos métodos utilizados nos estudos de estabilidade de margens, é o BANCS (*Bank Assessment for Non-Point Source Consequences of Sediment*), desenvolvido por Rosgen (2001a). O método BANCS surgiu do trabalho que este desenvolveu ao longo de vários anos em dois rios independentes, situados em regiões climáticas e geológicas distintas: o rio Lamar, no estado do Montana, e o rio Front Rangem, no estado do Colorado, ambos nos Estados Unidos da América.

Esse método também vem sendo utilizado em várias regiões climáticas, e sua grande vantagem de utilização são os poucos parâmetros a serem coletados (MAGALHÃES, 2010). O método BANCS utiliza dois componentes de risco para a estimativa da taxa de erosão: o *Ranking Bank Erosion Hazard Index*, (BEHI), que avalia as características da secção transversal do rio, o revestimento e os tipos de margens, e o *Near Bank Shear Stress* (NBS), que avalia as categorias de risco por meio da determinação das tensões de arrastamento no gradiente de velocidades na zona próxima às margens (ROSGEN, 2001a). A taxa de erosão é calculada baseada nos resultados das duas categorias de risco, ou seja, BEHI e o NBS, que são cruzadas em banco de dados de classificação de rios. Desse modo, a taxa de erosão dependerá do tipo de rio que melhor representa as características das secções, ou seja, do sistema de classificação de rios naturais de Rosgen.

O método BANCS também foi aplicado em uma secção junto à foz do rio Neiva, situado no Litoral Norte de Portugal, que se desenvolve numa extensão de cerca de 46 km e cuja bacia hidrográfica tem uma área de 242 km<sup>2</sup>. O estudo fez uma avaliação dos principais fenômenos responsáveis pela erosão das margens de um trecho do rio Neiva junto à foz, efetuando-se uma estimativa da taxa de erosão das margens nos locais identificados e uma proposta de medidas de mitigação de erosão.

Dessa forma, o autor realizou a previsão da taxa de erosão utilizando o método BANCS (ROSGEN, 2001a), tendo esse método sido complementado pela determinação da categoria de rio segundo o sistema de classificação de rios naturais do mesmo autor (ROSGEN, 1994), e pela avaliação da estabilidade lateral do canal através da classificação

modificada de Pfankuch (PFANKUCH, 1975 e ROSGEN, 2001b). Essa avaliação permitiu validar e justificar as medidas de mitigação propostas (MAGALHÃES e MAIA, 2010).

Em nível nacional, os trabalhos que estão direcionados às questões de erosão de margens e demais efeitos geomorfológicos de rios são escassos, levando em consideração a extensão territorial e as características da rede de drenagem brasileira. Recentemente, destacam-se alguns estudos desenvolvidos no Brasil, que avaliam os aspectos da erosão de margens, por exemplo os realizados no Rio Paraná, desenvolvidos primeiramente por Fernandez (1990), Fernandez e Fúlfaro (1993), Fernandez e Sousa Filho (1995), Rocha e Souza Filho (1996) e Rocha (1998). No semiárido brasileiro, esses estudos ainda são mais escassos, contudo merecem ser destacados os trabalhos de Holanda *et al* (2005), Rocha (2009), Santos (2016) e Andrade e Maia (2018).

O estudo realizado por Holanda *et al* (2005) avaliou as mudanças no regime hidrológico no baixo curso do rio São Francisco, as quais trouxeram impactos negativos, como a ameaça à fauna e à flora em um dos 25 *hotspots* do mundo para a conservação da biodiversidade, em razão da construção de usinas hidroelétricas e retirada de água para irrigação em perímetros de irrigação públicos e privados. Desse modo, foram estudados remanescentes da vegetação ciliar associados com a desestabilização das margens do rio, em seis fragmentos de mata, por meio de levantamento florístico e histórico de degradação dos ecossistemas. Foi também realizado o cálculo do Fator de Segurança (FS), objetivando compreender a estabilidade das margens, relacionando com a textura do material sedimentar e da cobertura vegetal.

Outro trabalho significativo também realizado no baixo curso do Rio São Francisco foi o de Rocha (2009), que teve como objetivo verificar a influência dos atributos físicos do material sedimentar e o efeito das variações hidrológicas e climáticas nos processos erosivos da margem direita do rio. A partir da realização de ensaios laboratoriais, procurou-se conhecer os principais atributos físicos do material sedimentar que compõem a margem da área de estudo, e estabelecer as relações com a vulnerabilidade à erosão dessa margem. As séries históricas das variáveis hidrológicas e climáticas foram investigadas a fim de se observar a correlação entre essas variáveis e as taxas de erosão. O principal atributo do material sedimentar que contribuiu para sua desagregação foi a composição granulométrica, representada na maior parte por partículas grosseiras. A partir desse estudo, foi possível observar que a margem estudada é vulnerável à erosão por não apresentar agregação necessária das suas partículas, o que caracteriza a estabilidade dela.

Por fim, é preciso destacar o estudo realizado no baixo curso do rio Jaguaribe, um dos principais mananciais do Estado do Ceará, sendo um rio do semiárido e tendo suas vazões controladas por açudes. Andrade e Maia (2018) analisaram a dinâmica dos processos de erosão de margens ao longo de um trecho de 10 km do rio, usando uma combinação e variações de técnicas para o entendimento da erosão de margens em rios do semiárido. Desse modo, para quantificar as taxas erosivas, a área de estudo foi monitorada mensalmente, por meio da aplicação do método clássico de pinos. Também foram coletadas amostras de solo para determinar a densidade de raiz nas margens, além da aplicação de um teste de infiltração. É importante ressaltar que as análises estatísticas dos dados pluviométricos e fluviométricos, foi uma variável muito significativa para o entendimento dos processos erosivos. É bom também ressaltar o uso das técnicas de sensoriamento remoto e geoprocessamento para a análise multitemporal do uso e ocupação do solo das áreas de preservação permanente (APPs).

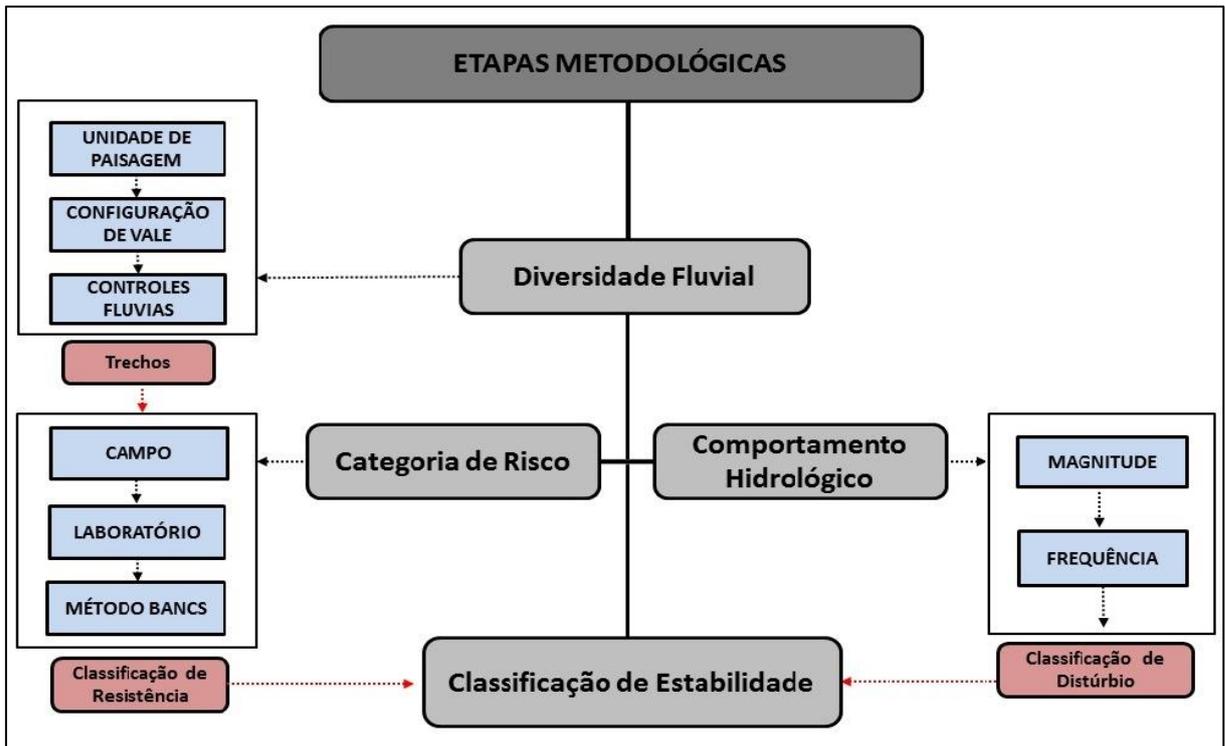
Para o ambiente fluvial do semiárido paraibano, pode-se destacar a pesquisa de Santos e Souza (2020), que teve como objetivo analisar a estabilidade lateral na bacia Riacho do Tigre. O foco principal da pesquisa foi estudar a capacidade de ajuste lateral e sua relação com a energia do fluxo, através da identificação da composição do material das margens por meio de teste de textura e consistência, sendo também realizada análise da cobertura vegetal e da distribuição da energia do fluxo. A partir dos resultados gerados, foi possível concluir que a vegetação desempenha um papel fundamental na estabilidade das margens, pois, mesmo nas margens compostas de materiais pouco coesos, não foram identificados indícios de processos erosivos devido a resistência exercida pela cobertura vegetal.

## **5. METODOLOGIA**

Esta pesquisa analisa o processo de estabilidade das margens do rio Taperoá a partir de evidências da cobertura vegetal, granulometria dos sedimentos, bem como faz uma análise dos eventos extremos de vazão, tudo isso partindo de uma compreensão sistêmica dos diferentes agentes que atuam dentro e fora do canal fluvial. Para alcançar o objetivo proposto para esta pesquisa, foram definidas algumas etapas metodológicas (figura 5), aqui descritas através da seguinte ordem correspondente aos objetivos específicos, que se realizou: na primeira etapa a identificação e caracterização da diversidade fluvial do rio Taperoá; na etapa seguinte a identificação as categorias de risco de erosão e resistência lateral das margens; na

terceira etapa análise do comportamento hidrológico do canal, especificamente realizou-se a identificação e classificação dos eventos extremos de vazão da bacia; e por último classificou-se a instabilidade das margens dos trechos.

**Figura 5:** Fluxograma das etapas metodológicas



### 5.1 Primeira Etapa- Caracterização da Diversidade fluvial

O primeiro procedimento metodológico teve como objetivo, identificar a diversidade fluvial no rio Taperoá, utilizando a primeira parte da metodologia de estilos fluviais, que consiste no levantamento de dados geomorfológicos e da dinâmica fluvial.

A diferenciação da paisagem precisa ser feita de forma sintética, correlacionando as características físicas ambientais presentes na região (altimetria, declividade, litologia, clima e uso da terra), para que as interações feitas a partir desses elementos revele o comportamento desse ambiente. A metodologia dos estilos fluviais enxerga as unidades de paisagem com enfoque geomorfológico, ou seja, representações de compartimentos do relevo, que se configuram a partir de diferentes interações das características ambientais da área. Desse modo, foi produzido o mapa de unidade de paisagem/relevo da bacia do rio Taperoá, onde a altimetria e a declividade tiveram pesos mais acentuados para a configuração do relevo e por

consequência interferiram de maneira direta na configuração, desempenho e diversidade do canal.

Assim, foram elaborados mapas temáticos dos elementos relevantes para o entendimento das características ambientais da bacia como um todo, bem como identificação das unidades de paisagem, para assim realizar uma análise mais detalhada e comparativa com as informações de campo. Desse modo, foram utilizadas as imagens de satélite do SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), com resolução espacial de 30 metros para elaborar o Modelo Digital de Elevação (MDE) e o mapa de declividade, que foi organizado a partir das orientações da EMBRAPA (2006). Os dados geológicos foram colhidos com base no mapa de Geodiversidade do estado da Paraíba, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). Em seguida, foi realizado um processamento desses dados no software - Arcgis 10.2.2 através da sobreposição dos elementos predominantes da bacia, e desse modo foram delimitadas as unidades de paisagem de maior expressividade.

O seguinte passo da metodologia dos estilos remete a diferenciação dos trechos fluviais, onde se dá a classificação pelo confinamento do vale e conseqüentemente pela presença ou não de planícies de inundação, sendo duas características importantes e que determinam se há ou não extravasamento do fluxo para fora do canal (BRIERLEY; FRYIRS, 2005; SOUZA, 2014). O confinamento é definido em: canais não confinados (ou vale aluvial), mais de 90% do trecho apresentando planície de inundação, parcialmente confinado, entre 10% e 90% do trecho com planície de inundação e podendo ser confinado, com menos de 10% do trecho com planície de inundação (BRIERLEY; FRYIRS, 2005). Dentro dessa perspectiva do confinamento fluvial, que foi feita a partir de imagens de satélite disponíveis da área, mais o auxílio do Google Earth Pro e a verificação em campo, mostrou-se a existência ou não de planícies de inundação.

Para finalizar essa etapa metodológica da identificação da diversidade fluvial foi primordial entender os elementos controladores dessa diversidade e comportamento fluvial. As informações aferidas dessa inclinação é um controle primário da formação e comportamento do canal, em que as mudanças na inclinação ao longo de um perfil podem coincidir com a unidade de paisagem presente na área.

Para análise e interpretação dos Controles Fluviais foram gerados, dentro da perspectiva do *continuum* fluvial, perfis correspondentes a altimetria do canal, área de captação efetiva e energia do fluxo. Desde as cabeceiras de drenagem, onde se tem um alto gradiente, seguindo em direção a foz, diminuindo significativamente o gradiente. E dessa

maneira, foram observadas as variações do comportamento da energia do fluxo no canal, elencados os trechos fluviais de maiores variações dos agentes controladores fluviais e assim, analisadas as variáveis de resistência das margens desses trechos.

A partir das informações do MDT, as informações de altimetria e de área de captação dos pontos do canal foram obtidas a partir de processamento em ambiente SIG. Com base nas recomendações para áreas com topografia complexa (SOUZA e ALMEIDA, 2014), foram extraídos automaticamente do canal do Rio Taperoá as informações de acumulação de fluxo (número de pixels), que posteriormente foi transformando em área de captação (km<sup>2</sup>). Desse modo, utilizando o ArcMap 10.2.2, foram produzidos os perfis longitudinal, área de captação efetiva e o gradiente através da ferramenta Stack Profile, permitindo assim a criação de uma tabela com os dados que foram exportados para o software Excel, assim elaborados os perfis longitudinais da área de estudo.

O perfil de gradiente foi elaborado a partir da diferença das informações altimétricas pontuais do perfil longitudinal. Para elaboração do perfil de comportamento da energia de fluxo, foram considerados os estudos de Fryirs e Brierley. (2013), entendendo que a energia total do fluxo de um determinado ponto é o produto da descarga de fluxo (m<sup>3</sup>/s) multiplicada pelo gradiente do canal (m/m) e o peso específico da água (9800 Nm<sup>-2</sup>). Nessa perspectiva foram utilizadas as informações do gradiente. O dado de vazão foi obtido a partir dos dados da área de captação efetiva, área total da bacia e a média de vazão da bacia, oriundo do banco de dados da AESA (2016). Visando a caracterização da dinâmica desses condicionantes controladores, foram analisadas as características ambientais presentes na área de estudo: Geologia, Topografia e Clima.

Assim, a partir do entendimento da caracterização dos controles, atrelado com o campo exploratório e análise das imagens de satélite, foram identificados possíveis trechos fluviais que apresentam características específicas, como cobertura vegetal e a variação da textura dos canais dentro do sistema fluvial, que está diretamente relacionada com a resistência. Desse modo, foram visitados 37 trechos da bacia e selecionados seis, que são representativos para demonstrar a diversidade da dinâmica lateral do canal.

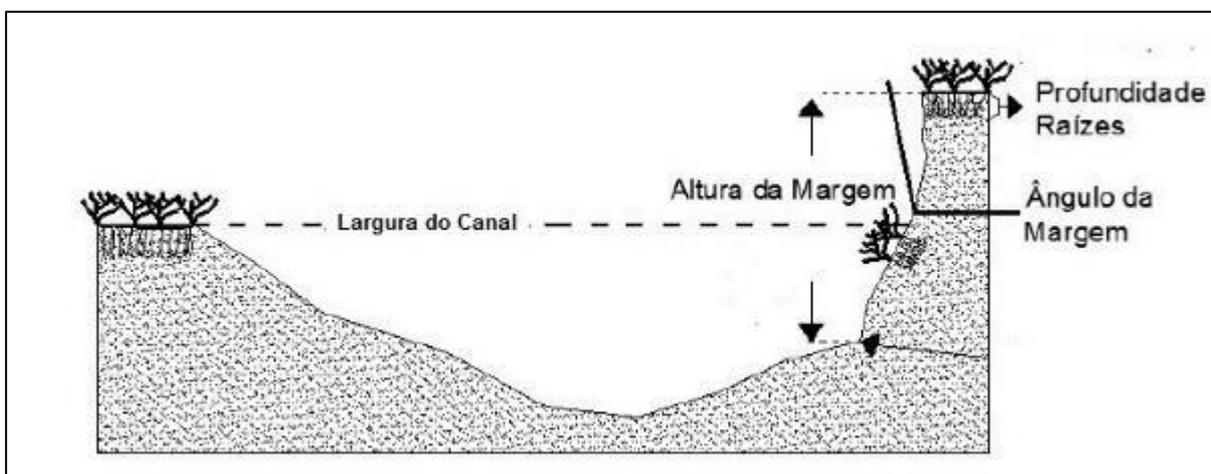
## **5.2 Segunda Etapa – Identificação da Categoria de Risco de Erosão e Resistência Lateral das Margens**

Nesta etapa, e nas seguintes serão considerados os trechos fluviais selecionados na etapa anterior. Ou seja, essas etapas foram aplicadas apenas para seis trechos do rio principal

do Taperoá. A identificação da resistência das margens fluviais é um elemento primordial desta pesquisa para poder analisar a estabilidade das margens. Por isso, foram considerados os fatores essenciais para analisar a resistência das margens fluviais: os materiais que compõem as margens, geometria do canal e a vegetação associada.

Sendo assim, para avaliação das resistências das margens, foi utilizado como base teórica e metodológica, um dos componentes de risco do método BANCS (*Bank Assessment for Non-Point Source Consequences of Sediment*), desenvolvido por Rosgen (2001a). O BEHI (*Ranking Bank Erosion Hazard Index*) é um índice que permite através da observação e medição das características da margem, criar categorias de risco. A determinação da categoria de risco de BEHI começa com a coleta de vários dados em campo, sobre as características das margens do rio. Os dados coletados são: a altura da margem, a distância ao leito dominante, a profundidade de penetração das raízes, a densidade de raízes, a proteção da superfície da margem e o seu ângulo (ROSGEN, 2001a). Na figura 6 é possível observar um esquema que representa os dados que foram coletados e medidos em campo.

**Figura 6:** Representação e localização das características da margem necessárias para o BEHI



Fonte: Adaptado de Magalhães, 2010.

A partir da obtenção dessas informações do perfil transversal do trecho, foram calculados os diversos parâmetros que permitiram atribuir à categoria de risco à margem. Os parâmetros determinados foram: a relação entre a altura da margem e a profundidade do leito maior, a relação entre a densidade de raízes e a altura da margem e a densidade de raízes. Os valores da percentagem de proteção da superfície e o ângulo da margem, também são incluídos na determinação da categoria de risco. Para cada parâmetro foi atribuído um valor numérico (pontos) entre 1 e 10, sendo 10 maior nível de risco. O sistema de classificação

encontra-se dividido em 6 categorias: Muito Baixo, Baixo, Moderado, Elevado, Muito Elevado e Extremo. O valor numérico e a categoria de risco foram determinados através da tabela 2.

**Tabela 2:** Valores numéricos para a atribuição da categoria de risco do BEHI.

Categoria de Risco		Altura da margem / Profund do canal	Profundidade de raízes / altura da margem	Densidade de raízes (%)	Ângulo da margem (°)	Proteção da superfície %	Total
MUITO BAIXO	Valor	1.0-1.1	1.0-0.9	100-80	0-20	100-80	5-9.5
	Índice	1.0-1.9	1.0-1.9	1.0-1.9	1.0-1.9	1.0-1.9	
BAIXO	Valor	1.11-1.19	0.89-0.5	79-55	21-60	79-55	10-19.5
	Índice	2.0-3.9	2.0-3.9	2.0-3.9	2.0-3.9	2.0-3.9	
MODERADO	Valor	1.2-1.5	0.49-0.3	54-30	61-80	54-30	20-29.5
	Índice	4.0-5.9	4.0-5.9	4.0-5.9	4.0-5.9	4.0-5.9	
ELAVADO	Valor	1.6-2.0	0.29-0.15	29-15	81-90	29-15	30-39.5
	Índice	6.0-7.9	6.0-7.9	6.0-7.9	6.0-7.9	6.0-7.9	
MUITO ELEVADO	Valor	2.1-2.8	0.14-0.05	14-5.0	91-119	14-10	40-45
	Índice	8.0-9.0	8.0-9.0	8.0-9.0	8.0-9.0	8.0-9.0	
EXTREMO	Valor	>2.8	<0.05	<5	>119	<10	46-50
	Índice	10	10	10	10	10	

Fonte: Adaptado de Rosgen, 2001a.

É importante destacar que os tipos de materiais que compõem a margem e a presença ou não de camadas na estrutura do material também foram levados em consideração na atribuição da categoria de risco, podendo acrescentar ou retirar pontos ao somatório total (ROSGEN, 2001a). Desse modo, os somatórios dos pontos de todos os parâmetros e das correções efetuadas determinaram a categoria de risco do BEHI, que foi retirada do quadro. Portanto para a determinação dessas categorias, utilizou-se das técnicas de campo, análise em laboratório, sensoriamento remoto e geoprocessamento.

Para obter as informações da geometria do canal e principalmente a elaboração dos perfis laterais, foi utilizado o VANT, que vem sendo adotado em estudos que visam pequenas áreas, pois proporciona baixo custo de aquisição de dados de alta resolução espacial. Dessa forma, nessa pesquisa, foi feito o uso do equipamento produzido pela empresa Jiāng Innovations Science and Technology Co., Ltd. - DJI, de origem chinesa, de modelo Phantom 4, pertencente à Universidade de Pernambuco - UPE. Esse aparelho se apresenta enquadrado em uma categoria de multirrotor leve, possui uma câmera com resolução de 12 megapixels. O planejamento dos voos foi efetuado no aplicativo Drone Deploy, onde o cálculo dos parâmetros de voo se baseia nas informações do sensor e na resolução espacial final pretendida. A geração do MDT no Agisoft Photoscan foi realizada através da edição,

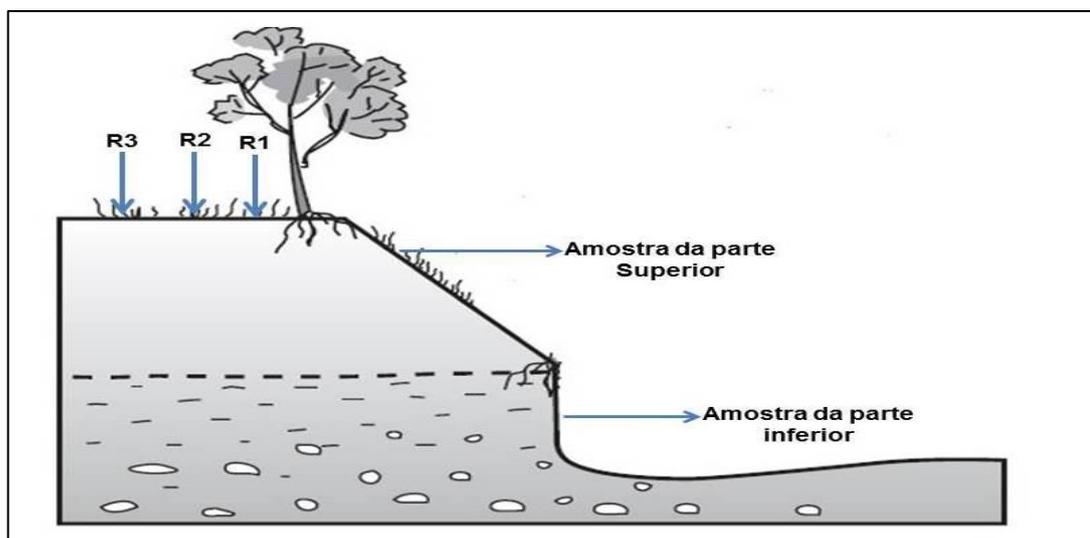
incluindo classificação semiautomática para eliminação de vegetação, edificações e ruídos da nuvem de pontos produzida através de correlação automática de imagens. A nuvem de pontos resultante foi interpolada para uma grade regular, obtendo-se como produto final o arquivo matricial do MDT com resolução espacial de 90 cm por pixel.

Em seguida, utilizando o ArcMap 10.2.2, foram produzidos os perfis laterais de cada trecho através da ferramenta Stack profile, permitindo assim a criação de uma tabela com os dados que foram exportados para o software Excel, e elaborados os perfis dos trechos em análise. Sendo possível obter as informações de largura do canal, altura e ângulo da margem.

A proteção da superfície da margem teve como base na percentagem de área da margem que é protegida e revestida pela vegetação em diferentes portes (herbácea, arbustiva e arbórea). Esta identificação sucedeu-se, por meio das visitas de campo e análise do ortomosaico das imagens que foram obtidas através do VANT.

Para a constatação do material das margens e a densidade de raízes, foram coletadas amostras em campo. Como mostra a figura 7, foram realizadas três coletas para quantificar as raízes nas margens (R1, R2 e R3), com uma distância 1,5m entre cada amostra, a profundidade variando entre dez a quinze centímetros. Já para obter as informações das análises granulométricas, foram coletadas duas amostras de cada margem analisada. Sendo uma da parte superior (a partir dos 20 centímetros do talude da margem) e inferior (a 20 centímetros antes da base da margem), com intuito de identificar algumas variações estratigráficas na estrutura das margens.

**Figura 7:** Representação e localização das amostras que foram coletadas nas margens .



**Fonte:** Adaptado de Fryirs e Brierley, 2013

Para analisar o reforço do sistema radicular da vegetação, as amostras foram levadas para o Laboratório de Anatomia Vegetal no Departamento de Biologia da UFPB, com o propósito de identificar a quantidade de raízes, presente em cada amostra, é considerado a metodologia aplicada por Maia (2014), calculou-se (Eq.1) a densidade de raízes nas margens.

$$\text{Eq.1 } D=M/V$$

Assim, a densidade (D) de raízes nas margens foi determinada pela divisão entre a matéria seca de raiz (M) e o volume da amostra (V), e após o levantamento, foi elaborada uma matriz de grau de resistência que a vegetação está exercendo sobre as margens.

Para o procedimento de densidade de raiz, foi utilizado uma peneira de malha de 5mm, pinça, balança de precisão e sacos de papel. Foram cavados buracos de 10 cm onde foi coletado por volta de 500g de solo, as raízes contidas na amostra de solo foram peneiradas, separadas do sedimento e armazenadas em uma estufa a 60°C, por 24 horas para que a umidade pudesse ser removida. Depois de retiradas da estufa, as raízes foram pesadas e seu peso foi anotado, para que se obtivesse um quantitativo e em seguida realizar o cálculo (Eq.2).

As análises granulométricas foram realizadas a partir da separação dos sedimentos finos e grossos, no Laboratório de Estudos Geológicos e Ambientais (LEGAM) do departamento de Geociências da UFPB. A granulometria das areias e dos cascalhos foi realizada através do peneiramento das amostras, onde as frações de silte e argila foram dispensadas. Partes das informações obtidas foram baseadas na proposta metodológica de Gale & Hoare (1991). Desse modo, todas as amostras coletadas foram colocadas na estufa a 80°C por 24 horas, e posteriormente foram pesadas 100g da mesma, onde foram postas em um Becker de vidro com 400ml de água com 20g de dispersante (hexametáfosfato de sódio) diluído. O Becker foi levado ao agitador por 10 a 15 minutos e em seguida os sedimentos foram lavados em peneira de 63  $\mu$ m ( $\phi 4$ ) para separar as demais frações dos finos, onde estas foram dispensadas. Em seguida, os sedimentos restantes foram colocados na estufa 80°C por 24 horas e pesados, onde posteriormente foram postos em jogos de peneira com intervalos de 1  $\phi$  para estabelecer o tamanho das partículas de areia (cascalho, areia grossa, areia média, areia, areia fina e areia muito fina).

A separação das frações de silte e argila foi realizada a partir de análise a Laser, método a seco, com o aparelho *Particule Size Analyzer CILAS*. O analisador CILAS tem por objetivo caracterizar o tamanho e as formas das partículas, estejam elas em suspensão, emulsão ou a seco, usando dois laser's"e uma arquitetura óptica de vários comprimentos,

utiliza uma faixa de medição de 0,04 a 500  $\mu\text{m}$  no modo úmido ou seco, com uma frequência de 50 HZ e amplitude de 55%. Desse modo, a preparação das amostras seguiu a metodologia do Laboratório de Geotecnia e Pavimentação – LAPAV do Departamento de Engenharia Civil da Universidade Federal da Paraíba – UFPB. Assim, todas as amostras coletadas foram colocadas na estufa a 80°C por 24 horas quando necessário e posteriormente foram pesadas 50g da mesma, em seguida foram postas em peneira de 250  $\mu\text{m}$ , e levadas para caracterizar o tamanho e as formas das partículas através do laser.

De posse dos valores das frações: cascalho, areia, silte e argila, foram submetidos aos parâmetros estatísticos propostos por Folk & Ward (1957); as classificações dos sedimentos foram realizadas usando o diagrama de Shepard (1954) através do programa Sysgran 3.0.

### **5.3 Terceira Etapa – Comportamento Hidrológico**

Esta análise partiu da importância de compreender o comportamento hidrológico do ambiente semiárido, pois são os longos períodos de estiagem associados a grandes eventos de entrada de energia no sistema, que controlam os processos morfológicos dessa paisagem (GRAF, 1998). Dessa forma, procurou-se identificar e classificar os eventos de vazão da bacia, como magnitude baixa, moderada ou alta. Para classificação da magnitude e frequência dos eventos hidrológicos tem como base os trabalhos de Souza (2011) e Souza (2014), que adaptou análise da média das precipitações máximas anuais, defendendo como a metodologia mais adequada para identificação de alta magnitude (evento extremo), na proposta de análise de conectividade da paisagem.

Desse modo, os dados de vazão foram obtidos do projeto Hidroweb – Sistema de Informações Hidrológicas da Agência Nacional de Águas, a partir da série histórica da única estação fluviométrica disponível na bacia. A Estação Poço de Pedras fica localizada no município de São João do Cariri, no Rio Taperoá, com coordenadas geográficas 7° 23'53" S e 36° 26'1" W. A estação está posicionada a 430 metros de altitude e tem uma área de drenagem de 3.180 km<sup>2</sup>.

Os dados poderiam ser analisados de duas maneiras distintas: a partir do chamado ano meteorológico ou do chamado ano hidrológico. O ano meteorológico representa o ano normal do calendário, de janeiro a dezembro, e normalmente é utilizado em análises de áreas que têm uma distribuição uniforme da precipitação durante o ano, enquanto que o ano hidrológico é usado onde a distribuição de precipitação é desigual. Dessa forma, os dados foram

organizados a partir do ano hidrológico para evitar dividir o período chuvoso, começando no dia 01 de setembro, período mais seco do ano, e terminando no dia 31 de agosto do ano seguinte (REISER E KUTIEL, 2008, SOUZA, 2014).

Seguindo a proposta metodológica supracitada, os dados foram tabulados e analisados a partir dos softwares *Microsoft Office Excel 2010*, assim, foi definido o limiar para eventos extremos a partir da média das precipitações máximas anuais. Então os eventos de vazão de alta magnitude foram definidos a partir da média histórica dos eventos diários máximos anuais, somada com o desvio padrão; enquanto que os eventos moderados foram definidos como aqueles entre o desvio padrão positivo e negativo da amostra, e os de baixa magnitude abaixo do desvio padrão.

Desse modo, os eventos de alta magnitude são os eventos anômalos capazes de gerar processos de retroalimentação positiva; enquanto que os eventos de magnitude moderada são os “eventos máximos anuais” não anômalos. Vale destacar que para definir o limite dos eventos de vazão, foram consideradas as máximas anuais a partir de 20 m<sup>3</sup>/s, sendo ignorados valores abaixo desse nível de vazão, visando uma menor distorção gerada pelos anos muito secos. Sendo assim, o foco principal foi a identificação da periodicidade de cada evento de magnitude, baixa, média e alta; principalmente identificação da periodicidade dos eventos de alta magnitude, que são os capazes de gerar uma alteração na morfologia da paisagem.

Portanto os eventos de baixa magnitude são aqueles com alta frequência, que podem ocorrer várias vezes durante os ciclos anuais; os eventos de magnitude moderada são os eventos mais intensos de um ano hidro-climaticamente “normal”, onde em anos mais chuvosos eles podem ocorrer com maior frequência ou em anos mais secos eles podem não ocorrer; e os eventos de alta magnitude são eventos esporádicos, normalmente gerados por uma combinação não usual de sistemas sinóticos, normalmente resultando em um volume de precipitação bastante superior aos eventos moderados. Esses eventos fora do padrão da modelagem do equilíbrio dinâmico representam uma superação do limiar de mudança geral do sistema, gerando entropia e efeitos de retroalimentação no sistema (BRIERLEY e FRYIRS, 2005; SOUZA, 2014).

#### **5.4 Quarta Etapa- Análise das Possibilidades de Modificações - Instabilidade das Margens**

Nesta etapa, foram analisadas as possibilidades de modificações da estabilidade das margens de cada trecho do canal que está sendo estudado. A partir da identificação da

magnitude e frequência dos eventos de vazão foi calculada a distribuição da energia do fluxo, com base nas vazões representativas para as diferentes magnitudes (baixa, moderada, e alta) dos eventos hidrológicos. A energia do fluxo é elemento essencial para avaliar o potencial de estabilidade das áreas, visto que a energia do fluxo representa a força de distúrbio para o trecho, que interage com a resistência e determina a estabilidade lateral da área.

A identificação da energia específica (Eq.2 e Eq.3) teve como base Fryirs e Brierley, (2013), onde  $\Omega$  é o total (ou bruto) da energia de fluxo é medido como o volume de água (descarga Q) multiplicado pela declividade do canal  $s$  e o peso específico da água, conforme a Eq.1.

A partir dos valores da energia total, faz-se necessário calcular a energia do fluxo específico que consiste no valor da energia total do canal dividida pela largura do canal. Isso representa o trabalho despendido ou a energia gasta pelo canal devido ao regime de fluxo. Desse modo, é medido como potência total de fluxo dividida pela largura do canal, onde  $\omega$  é a potência do escoamento específico,  $\Omega$  é o fluxo total de energia e  $W$  é a superfície da água largura em uma descarga específica.

$$\text{(Eq.2)} \quad \Omega = \gamma Qs \quad \text{(Eq.3)} \quad \omega = \Omega/w$$

Onde  $\Omega$  é a o total da energia do fluxo; o  $Q$  é a descarga, ou seja, vazão da bacia;  $s$  é o gradiente do canal; e  $\gamma$  é o valor específico do peso de água, isto é, 9.800 Nm<sup>-2</sup>.

Desse modo, a partir dos resultados da energia do fluxo relacionado com resultados da classificação de categoria de risco de erosão das margens, foi indicada a possibilidade de modificação que cada trecho vai apresentar quando estiverem submetidos aos eventos de vazão de alta magnitude.

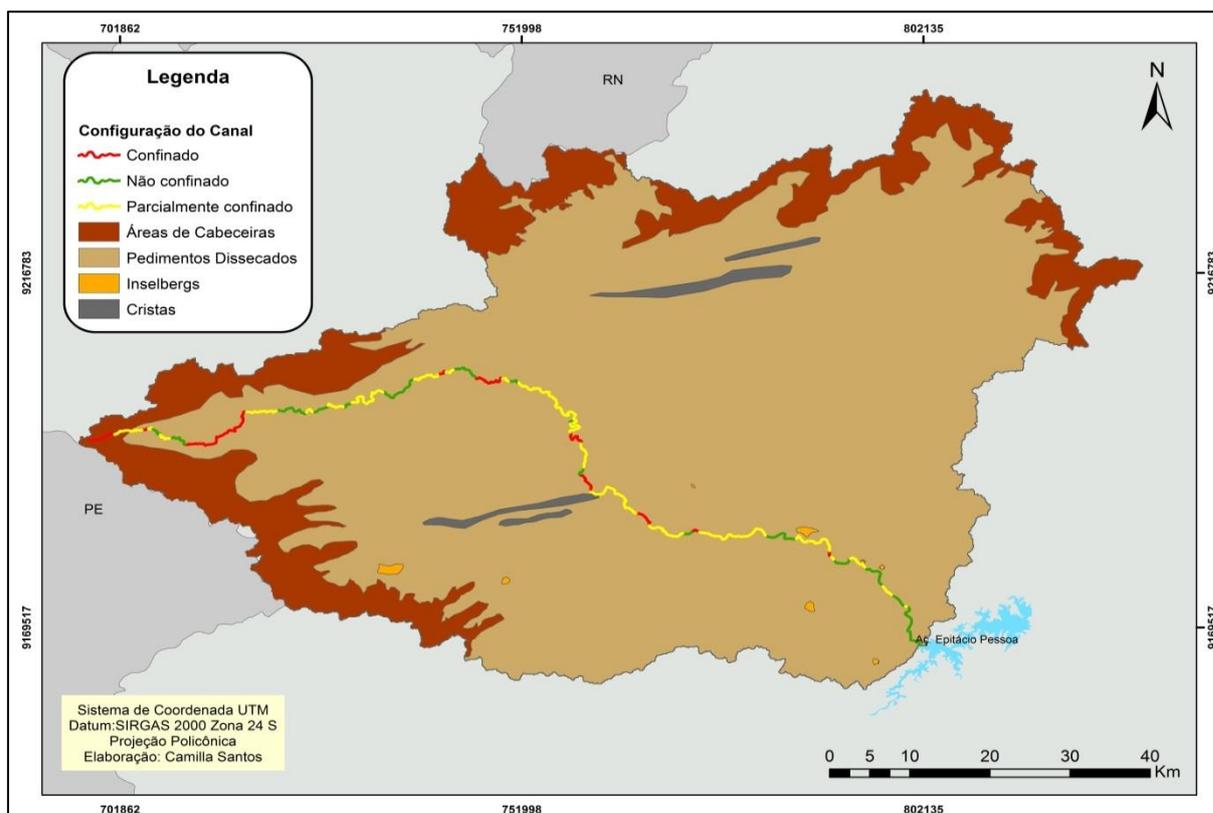
## 6. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados foram apresentados neste tópico seguindo a metodologia citada, e foram organizados e sumarizados em forma de mapas e tabelas. Adotou-se para a apresentação a sequência utilizada na metodologia (apresentação da diversidade fluvial, resistência lateral dos trechos, comportamento hidrológico e discussão da estabilidade de margem), sendo que a análise foi apresentada a partir da construção passo a passo das informações.

### 6.1 Caracterização da diversidade fluvial e apresentação dos trechos de análise

A partir das informações obtidas da primeira etapa metodológica, é possível observar que a bacia do rio Taperoá está inserida no contexto das seguintes unidades de paisagem/relevo: área de cabeceira, pedimento dissecado, inselbergs e cristas (Figura 8).

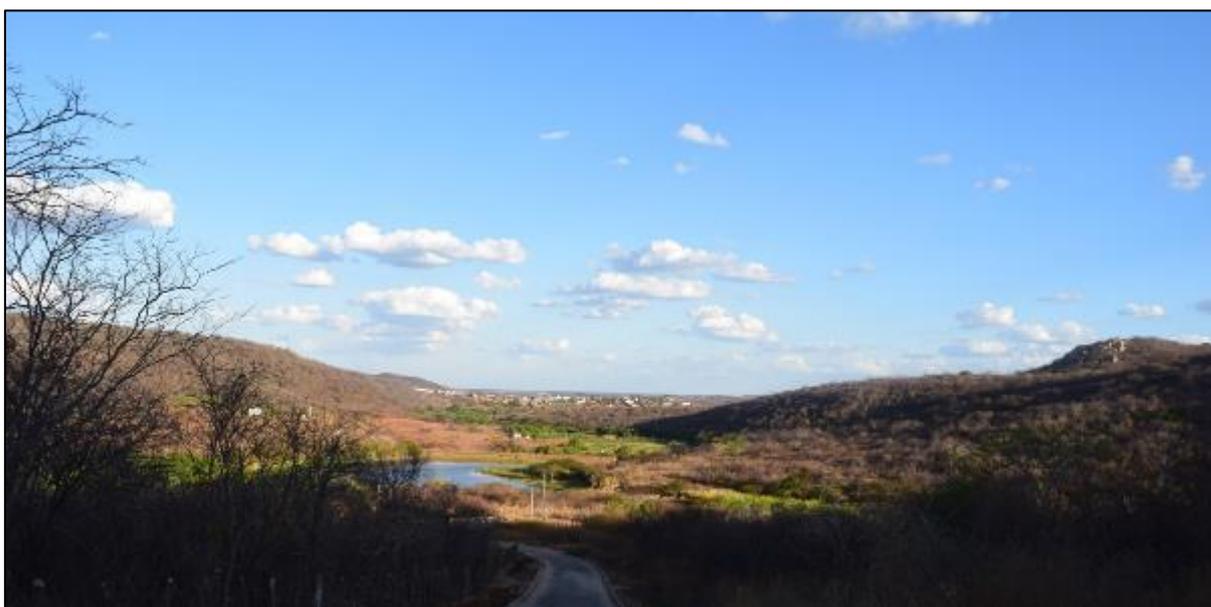
**Figura 8:** Mapa de confinamento do canal e unidades de paisagens da bacia do rio Taperoá.



A unidade área de cabeceiras representa a área mais declivosa da bacia (figura 9), entre montanhoso (45-75%) e ondulado (8-20%), que irá indicar alta suscetibilidade à erosão

e produção de sedimentos. Essa área corresponde ao início do rio principal da bacia, o rio Taperoá, onde o confinamento tem forte influência do relevo. Nas bordas da bacia, próximo à divisão sertaneja, apresentam-se pontos cotados que ultrapassam os 800m, configurando-se como uma área de alinhamentos cristalinos que funcionam como divisores naturais da rede de drenagem e com uma diversidade nas unidades geológicas.

**Figura 9:** Área de cabeceira da bacia hidrográfica do rio Taperoá, no município de Cacimbas-PB



**Fonte:** acervo do autor, novembro de 2018.

As unidades de cristas e inselbergs correspondem a áreas onde existe uma variação de declividade, que correspondem a antigas superfícies ou pediplano, geralmente relacionados às rochas de matérias mais resistentes que estão associados às fraturas e às zonas de cisalhamento, que contribuem para a diversidade da paisagem fluvial. Seu aspecto em crista segue a tendência geral das direções preferenciais das linhas de falha, sendo conceituada por ser um formato de linhas contínuas, estando isolada e marcada por declividades acentuadas.

A área de pedimento dissecado da bacia (figura 10) tem como característica marcante superfícies suavemente planas, contendo índices altimétricos mais baixos dos compartimentos explanados. Esse varia de 600 a 360m, com a declividade variando entre o ondulado ao plano, e apresenta rochas com estruturas planares, com a predominância de metamórficas e alguns pontos marcados por rochas ígneas. Essa unidade configura-se como a maior e mais homogênea unidade de paisagem da bacia e naturalmente uma zona de acumulação de sedimento, justamente por não apresentar eventos geológicos significativos. A geologia dessa

unidade é marcada por rochas ígneas e metamórficas, além de depósitos aluvionares. A vegetação se encontra degradada nas áreas mais próximas aos ambientes fluviais e conservadas nos picos com maiores altitudes e inclinações. É importante ressaltar que esse ambiente se caracteriza como área de acúmulo de sedimentos que foram transportados das porções mais elevadas do relevo, desse modo se configura como sendo a mais diversa em características fluviais quando comparamos com os demais compartimentos.

**Figura 10:** Área de pedimento dissecado, no município de Cabeceiras-PB



**Fonte:** acervo do autor, novembro de 2018.

Observando ainda no mapa (Figura 8), especificamente no rio Taperoá foi identificado o grau de confinamento do canal, e a estrutura geológica apresenta uma influência direta nessa configuração. Portanto, os trechos que apresentavam planícies de inundação em mais de 90% da sua área foram denominados de não confinados; os que apresentavam planícies de inundação entre 10% e 90% da sua área foram denominados de parcialmente confinados; e, por fim, aqueles com menos de 10% da área com presença de planícies de inundação foram denominados de confinados. Nesse sentido, o rio Taperoá tem sua configuração de canal sempre variando entre confinado, não confinado e parcialmente confinado conforme ocorrem as variações estruturais da paisagem. É importante colocar que, em alguns trechos

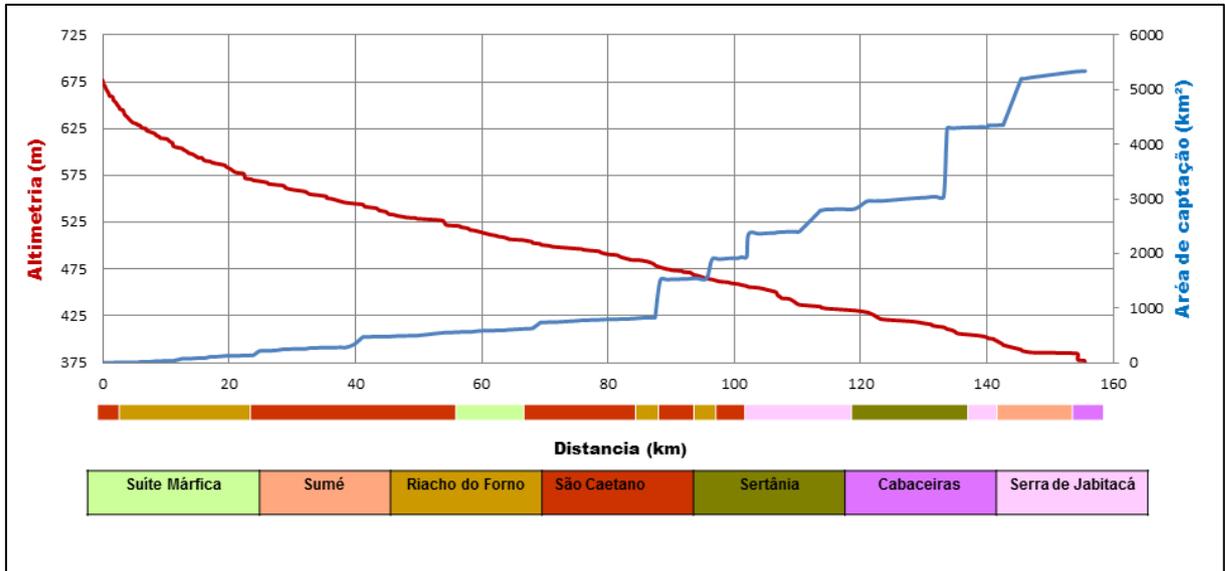
(parcialmente confinados ou confinados), essas variações estruturais os tornam menos capazes de se ajustarem a mudanças. Isso diminui, conseqüentemente, as possibilidades de erosão e migração lateral do canal, pois esses trechos geralmente apresentam leitos e margens rochosas.

Procurando entender as possibilidades de ajustes no canal, foi elaborado o perfil longitudinal do Rio Taperoá (figura 11), o qual evidencia a homogeneidade paisagística da área. Em termos contínuos, o canal segue o ritmo “ideal” da dinâmica fluvial, percorrendo sobre rochas do tipo metamórfica. Na cabeceira da bacia, apresenta uma altitude de 675m, chegando a 375m na zona de deposição, não apresentando grandes variações em todo o seu perfil, configurando uma extensa área plana. Em três momentos, a área de captação aumenta de maneira que se destaca no gráfico (Figura 10). Isso indica a entrada de três afluentes no canal principal, interferindo de forma direta e aumentando, assim, a área de captação, a partir dos 85km do canal. O aumento da área de captação, nesse alcance do rio, pode resultar em possíveis mudanças na morfologia do rio, que podem ser desencadeadas pelo aumento do fluxo.

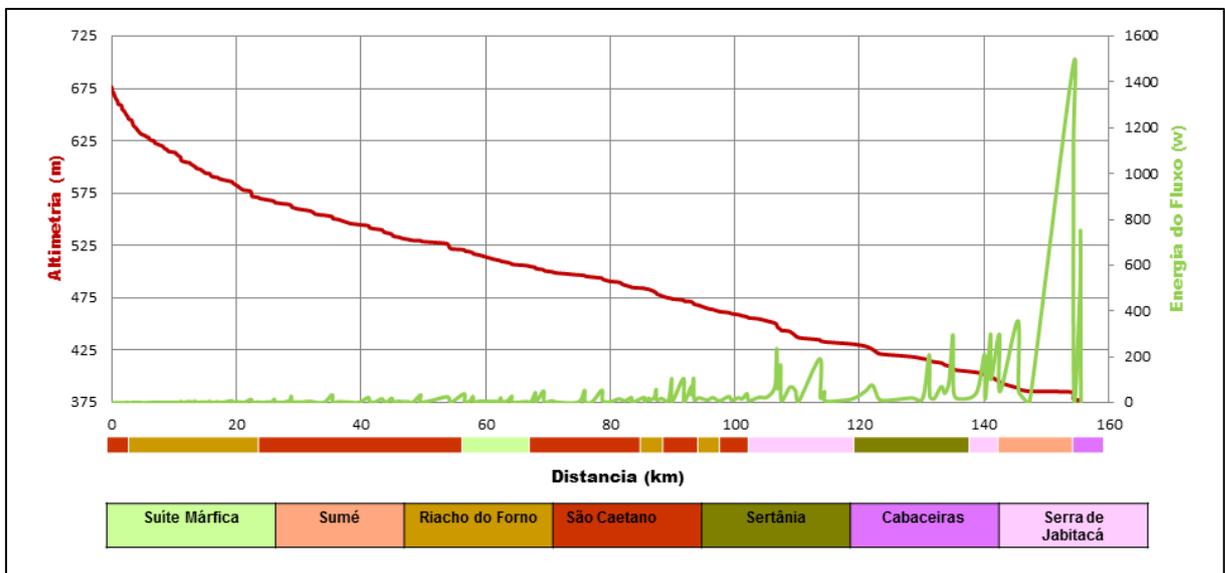
É importante destacar que o gradiente do canal também se faz importante para a análise dos controladores fluviais e que, nesse canal, existe um aumento expressivo a 145km, assemelhando-se muito ao gráfico energético (Figura 12). No modelo ideal da bacia, o gradiente de energia será mais expressivo perto da cabeceira, haja vista que, à medida que segue o rio, o fluxo tende a estabilizar-se e o gradiente se torna mais baixo. Devido a isso, ocorre o acúmulo de sedimentos, pois apresenta uma baixa carga de energia para o transporte .

Contudo, esse canal não segue esse modelo, e, possivelmente, as mudanças bruscas na litologia estariam influenciando o comportamento do canal, aumentando a declividade na foz, que, por conseguinte, estaria elevando o nível de energia total.

**Figura 11:** Gráfico do perfil longitudinal e a área de captação do canal principal da bacia do rio Taperoá



**Figura 12:** Gráfico da relação do perfil longitudinal com a energia do fluxo.

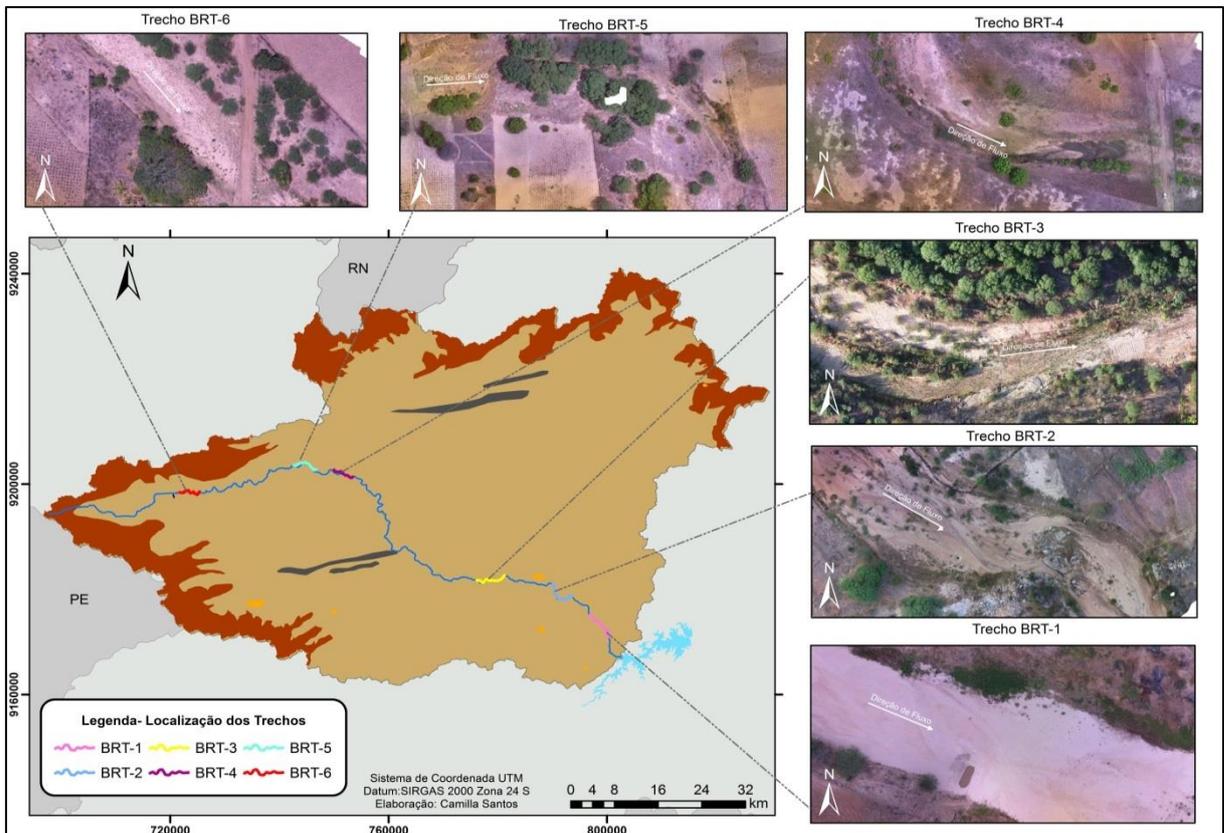


A partir dessas informações, é possível entender o comportamento do rio Taperoá em diferentes escalas e, principalmente, constatar que o entendimento sobre a evolução e o seu funcionamento perpassam as características geológicas e geomorfológicas dominantes na área. Assim, a partir das interpretações do comportamento e da condição na qual o rio Taperoá encontra-se inserido na paisagem, foi possível identificar os trechos elencados para análise nesta pesquisa.

## 6.2 Apresentação e caracterização dos trechos analisados

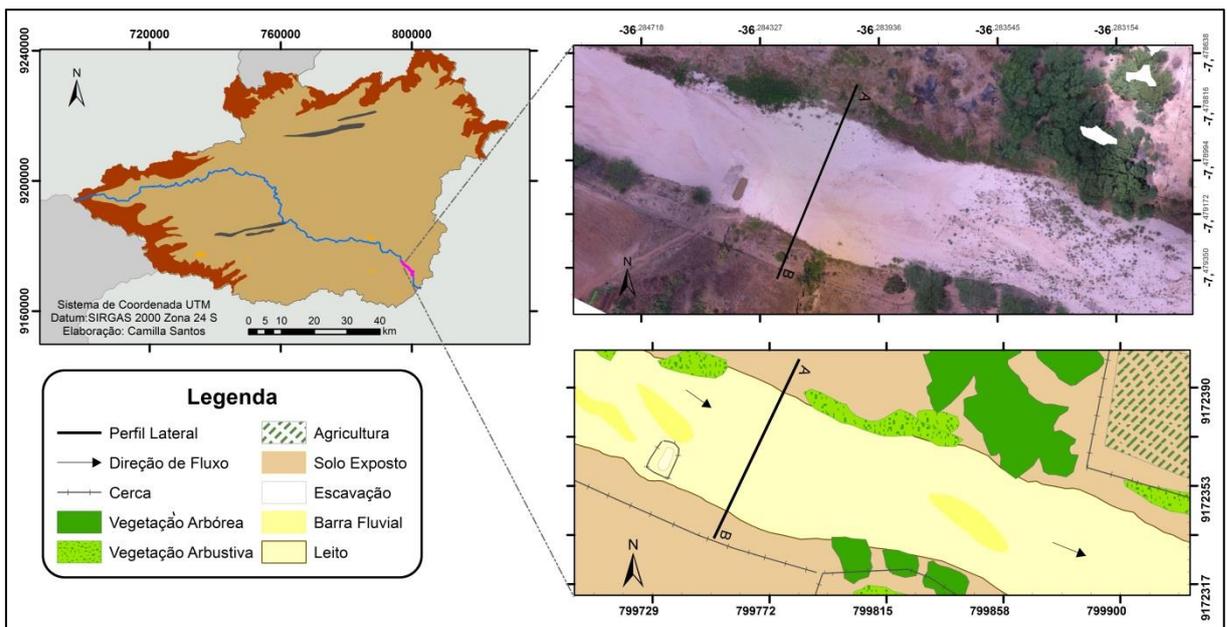
Nessa perspectiva, foram selecionados seis trechos fluviais para análise (Figura 13), inseridos na unidade de paisagem de pedimento dissecado, sendo os trechos BRT-1 e BRT-2, que estão representando a dinâmica de ajustes lateral dos trechos aluvial da zona processual de deposição de sedimento do rio, o BRT-3, BRT-4 e BRT-5, representativos para a zona de transporte, e o BRT-6, que representa a dinâmica de lateral da zona de produção de sedimento. O trecho BRT-3 configura um estilo de canal parcialmente confinado, e os demais trechos se enquadram nos estilos de canal não confinado, pois se trata de uma área na qual a configuração da paisagem e do canal propicia erosão e migração lateral do canal. Então, é importante destacar que, na área de estudos, existem trechos que apresentam um alto nível de estabilidade lateral, como trechos de vale confinado que apresentam um grande controle litológico, porém o foco da pesquisa é analisar os que se encontram mais vulneráveis ao risco de erosão lateral.

**Figura 13:** Mapa de localização dos trechos elencados para análise.



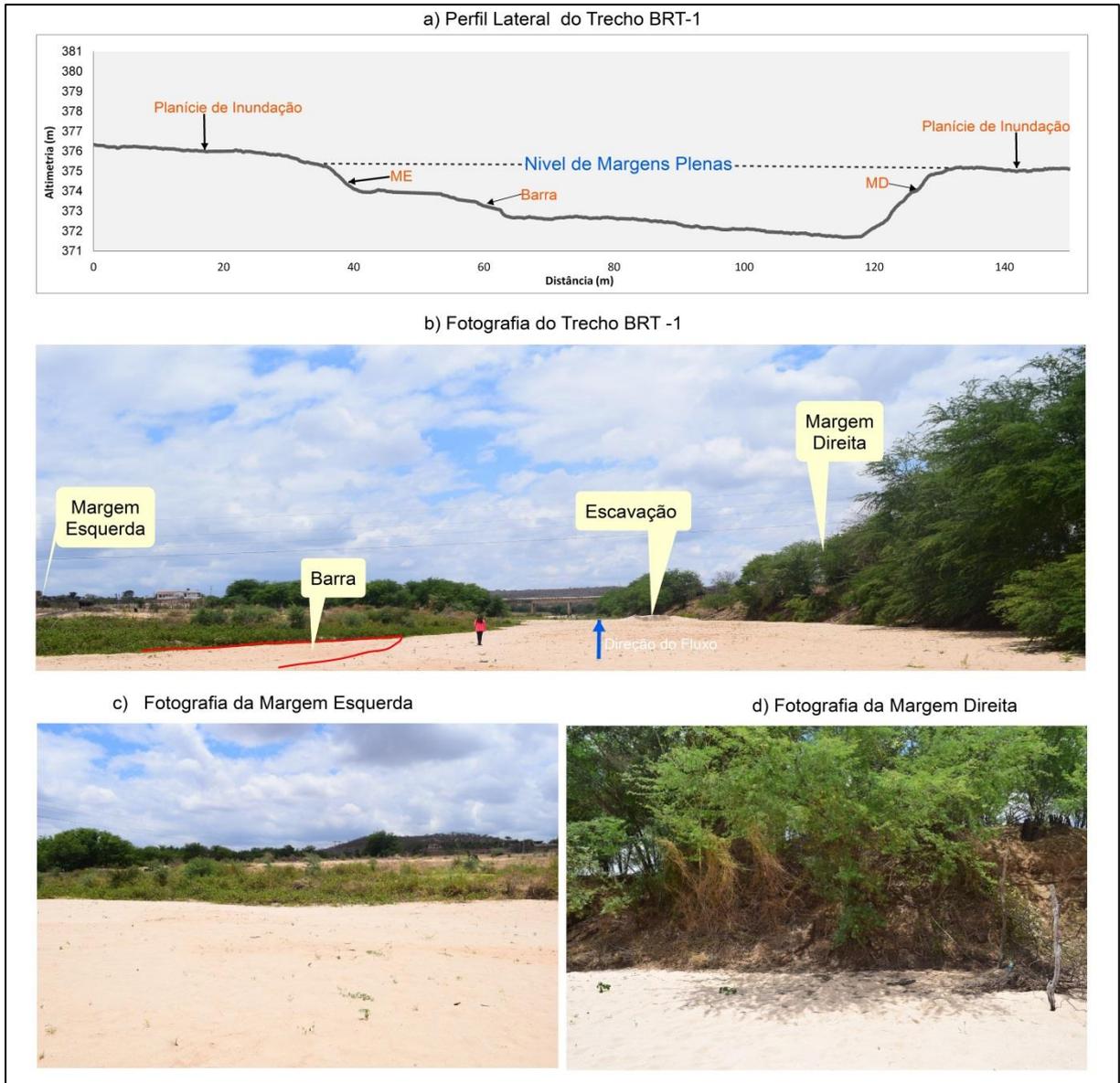
Desse modo, para exemplificar, pode-se começar a partir do primeiro trecho – BRT1 (Figura 14) em análise, o qual se refere ao segmento de canal retilíneo localizado a 9 km da foz da bacia, onde predomina uma larga planície de inundação, proveniente do extravasamento de fluxo do canal durante a alta vazão. Possui leito arenoso, com largura de aproximadamente 96m, e planície de inundação contínua, profundidade máxima do talvegue de 3m, com um gradiente de 0,0009m/m, sendo o maior entre todos os trechos analisados. Também foram identificadas barras arenosas no meio de canal (barras longitudinais). Em relação à cobertura vegetal do trecho é espaçada, com espécies arbóreas e arbustivas, predominando o solo exposto para atividades agropecuárias.

**Figura 14:** Mapa de uso/cobertura e das unidades geomórficas do trecho BRT-1.



No perfil lateral, pode-se observar (Figura 15) que a geometria do canal é classificada como assimétrica. As margens apresentam uma altura de 3m com ângulos variando entre 52° a 70°, e, quanto maior for o ângulo da margem, maior o risco de erosão. Nas fotografias do trecho (Figura 15 -b/c/d), é possível observar que o revestimento vegetal da margem direita é preeminente em relação à esquerda, assim como ângulo da margem.

**Figura 15:** Perfil Lateral A-B e fotografias do trecho BRT-1. A) O perfil lateral do canal, a localização está representada no mapa de uso e cobertura na figura 14. B) Imagem do trecho analisado, no sentido a jusante. C e D- Imagens das margens do canal. Data: 10/2019



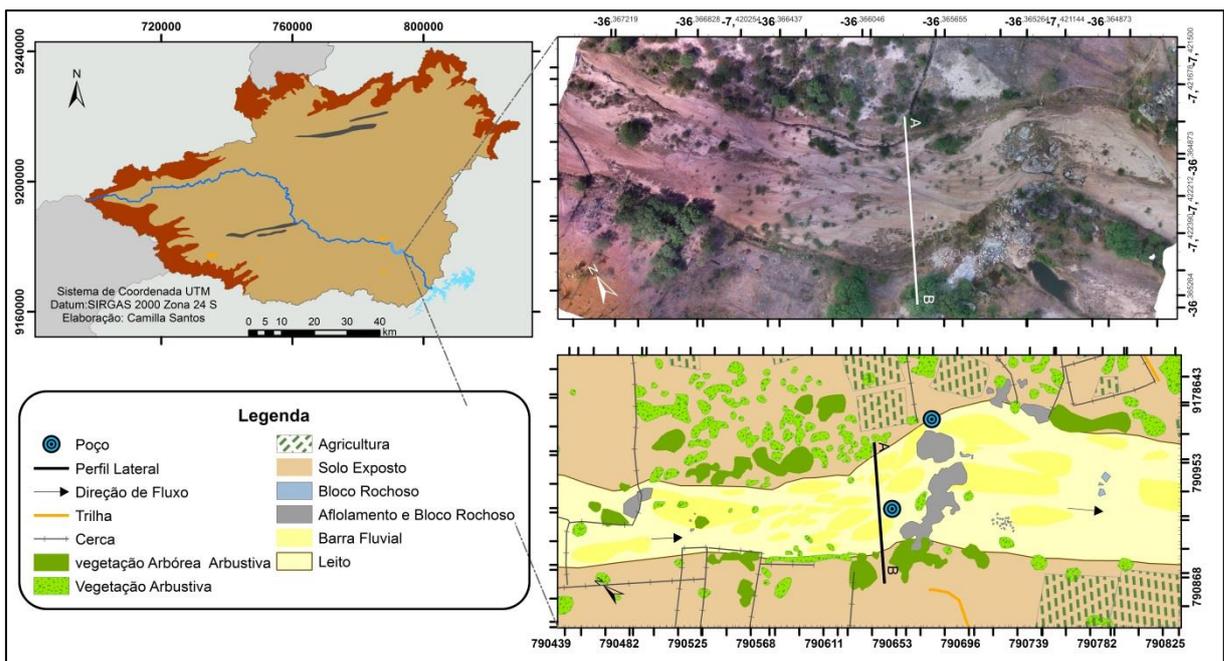
**Fonte:** Acervo do autor, outubro de 2019

O trecho BRT- 2 se encontra em uma zona processual de deposição de sedimento e apresenta como característica marcante as barras de sedimentos, que dividem o canal em múltiplos canais durante os períodos de estiagem, podendo ficar submersas em períodos de enchentes. Geralmente, esse estilo fluvial apresenta canais largos, rápido transporte de sedimentos e processo contínuo de migração lateral. Em trechos nos quais a vegetação é abundante, as raízes das espécies ofereceram resistência à erosão, causando estabilização das margens dos canais, o que não é o caso desse trecho em análise (Figura 16), onde a cobertura

vegetal é 22% em relação ao total da área analisada, apresentando espécies arbórea e arbustiva espaçada.

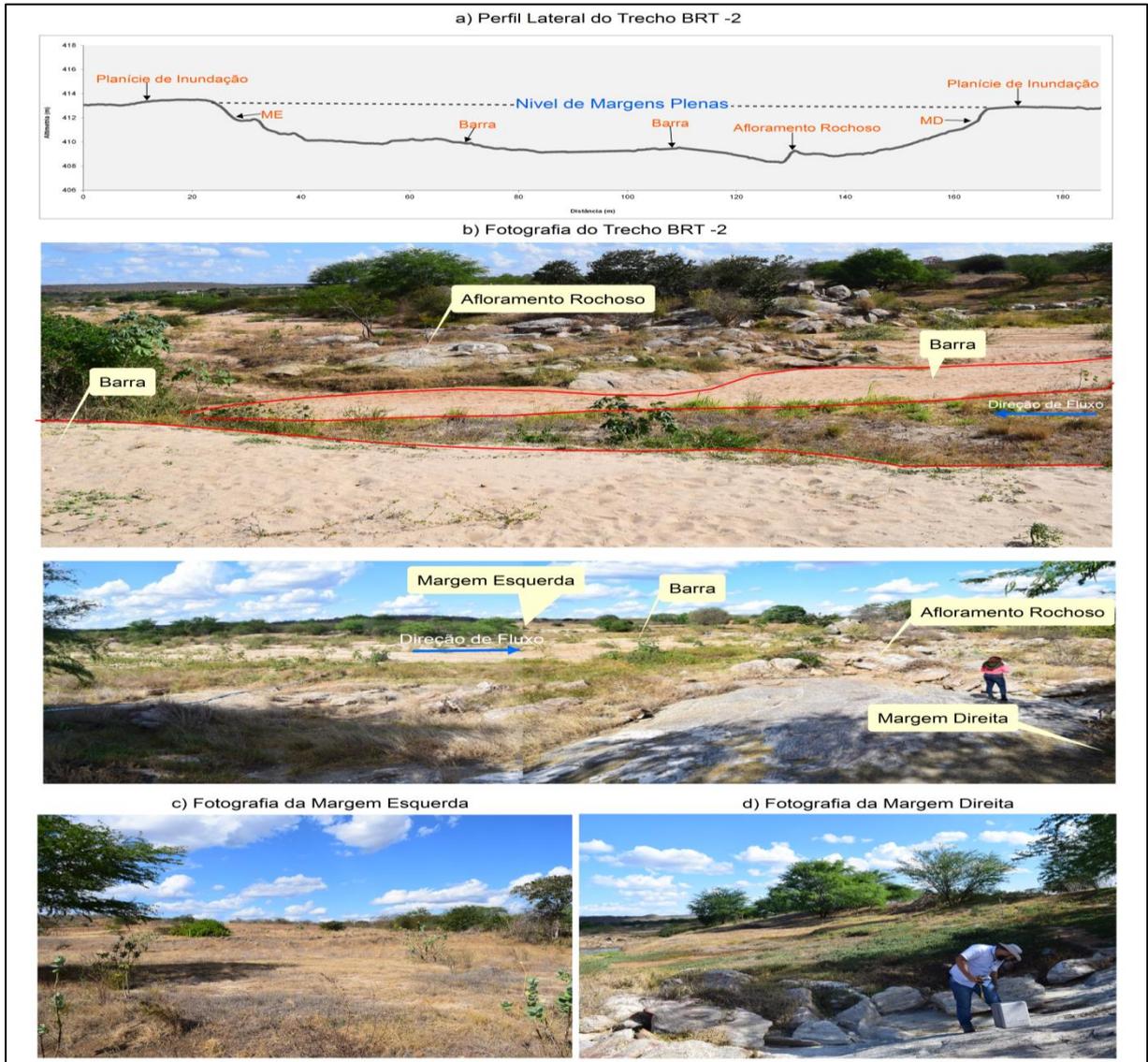
Vale destacar que o trecho se encontra em uma área que faz parte do complexo Sumé, que recobre uma parte da zona de acumulação de sedimento e é uma unidade geológica significativa para a bacia do Rio Taperoá, composta por gnaisses e intercalações de anfibolitos. Dessa forma, a presença de barras e ilhas nesse trecho (Figura 16) está relacionada à forte influência que a geologia exerce na área, onde em alguns pontos a jusante do rio o leito é irregular em função da presença de afloramento de rocha e soleiras rochosas, que retêm parte dos sedimentos, contribuindo, assim, para a formação das unidades geomórficas de canal (ilhas e barras).

**Figura 16:** Mapa de uso/ cobertura e das unidades geomórficas do trecho BRT-2



Em relação à geometria do canal, o perfil lateral mostra (Figura 17a) um canal com margens simétricas, mas possui leito irregular devido à presença de blocos, afloramentos rochosos e barras. O canal apresenta uma largura de aproximadamente 102m, 5,09 de profundidade e um gradiente de 0,0008m/m. As margens apresentam uma altura de 3,28m, com ângulos variando entre 47° a 50°, ambas com baixa cobertura vegetal (Figura 17b/c).

**Figura 17:** Perfil Lateral A-B e fotografias do trecho BRT-2. **A)** O perfil lateral do canal, a localização está representada no mapa de uso e cobertura na figura 16. **B)** Imagem do trecho analisado, no sentido a jusante. **C e D-** Imagens das margens do canal. Data: 10/2019.



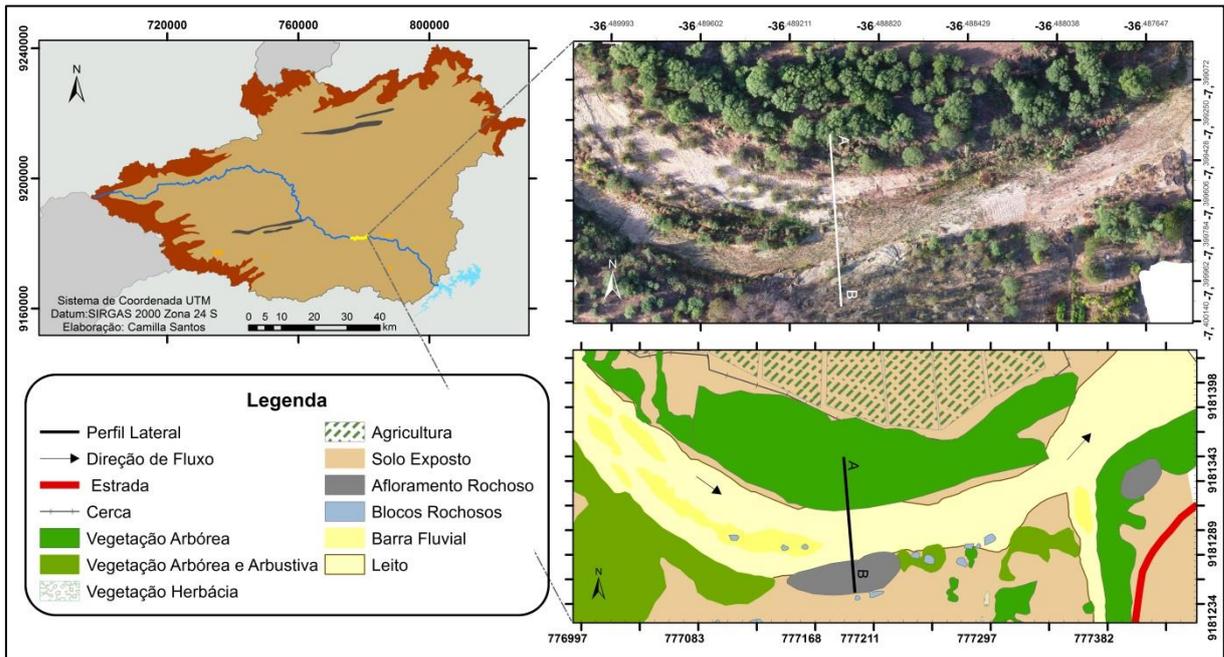
Fonte: Acervo do autor, outubro de 2019.

Diferentes dos outros trechos que foram escolhidos para análise, o BRT-3 apresenta uma configuração de vale parcialmente confinado. Encontra-se em uma zona processual de transporte de sedimento e possui leito arenoso com largura de aproximadamente 55 metros, com a presença de afloramentos e blocos rochosos, barras, e planície de inundação descontínua, com altitude variando entre 442 a 428m e um gradiente de 0,0029 m/m (Figura 18).

O trecho se encontra em uma área de transição litológica, o qual perpassa pelas duas unidades geológicas significativas para a bacia do rio Taperoá, o complexo Sertânia e Serra do Jabitacá. Essas unidades têm característica de rochas metamórficas compostas por

migmatitos, metagranodiorito e metatonalito. Dessa forma, processo que ocorre no trecho anterior também se tem presente nesse. A geologia contribui no processo de evolução das barras e ilhas presentes no canal, assim como no processo de estabilidade lateral, visto que a margem direita é rochosa.

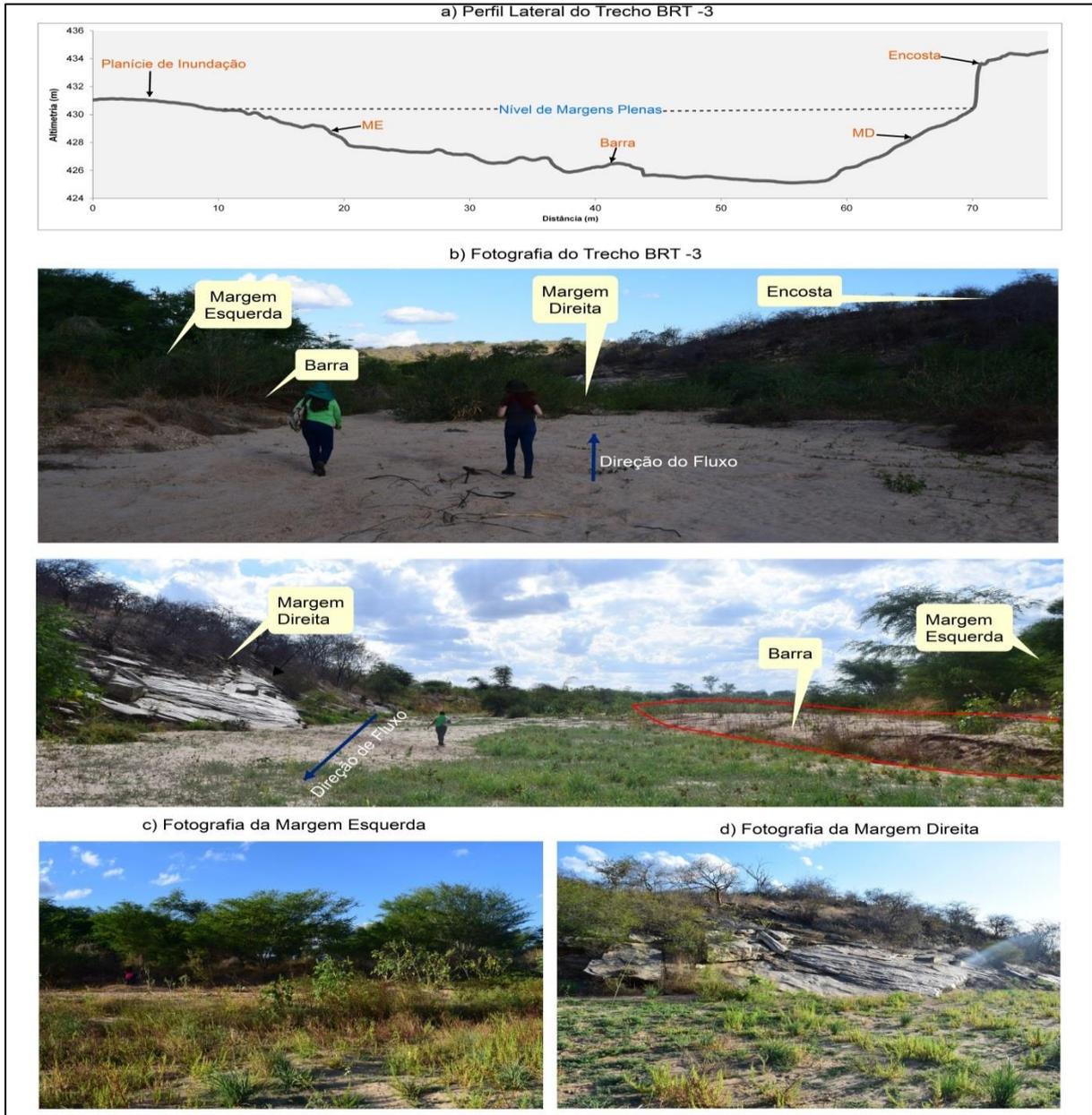
**Figura 18:** Mapa de uso/ cobertura e das unidades geomórficas do trecho BRT-3.



Sobre a cobertura vegetal, o trecho apresenta aproximadamente 84% de área vegetada, espécies arbóreas e arbustivas, além da presença de gramínea no canal. Em relação às intervenções e práticas humanas entre todos os trechos analisados, esse é o que apresenta o menor nível de intervenção, como a pecuária.

Observando o perfil lateral (Figura 19), o canal possui uma geometria assimétrica, com margens de altura de aproximadamente a 4.36m, sendo a margem direita com topografia irregular, devido à presença do afloramento e blocos rochosos. Além disso, apresenta a capacidade de se ajustar na sua margem esquerda, que possui textura argilosa. Como é possível visualizar nas fotografias (Figura 19 b/c), a margem direita apresenta uma vegetação um pouco mais densa e regular em relação à esquerda, pois sua maior declividade impede que ocorram práticas ligadas à agricultura.

**Figura 19:** Perfil Lateral A-B e fotografias do trecho BRT-3. A) O perfil lateral do canal, a localização está representada no mapa de uso e cobertura na figura 18. B) Imagem do trecho analisado, no sentido a jusante e a segunda a montante. C e D- Imagens das margens do canal. Data: 10/2018.

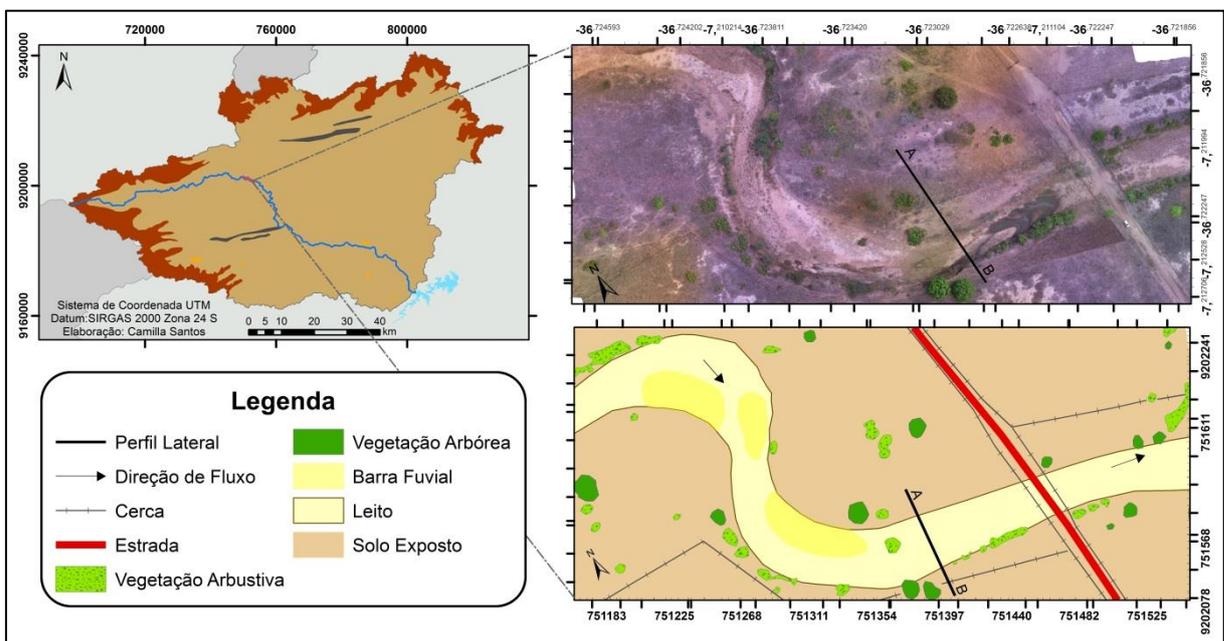


Fonte: Acervo do autor, outubro de 2019.

O trecho BRT-4 se destaca como o mais degradado em relação aos outros trechos que estão em análise, localizado em uma zona processual de deposição de sedimento, a 8,90km a jusante do trecho BRT-5. Em termos gerais de caracterização fluvial, esse trecho não difere dos anteriores. O que vale destacar é que esse apresenta o menor revestimento vegetal em suas margens, onde é destinado à pecuária de pequeno a médio porte e à pequena lavoura de subsistência, com a utilização das áreas alagadas, o que facilita os processos erosivos e a instabilidade das margens (Figura 20).

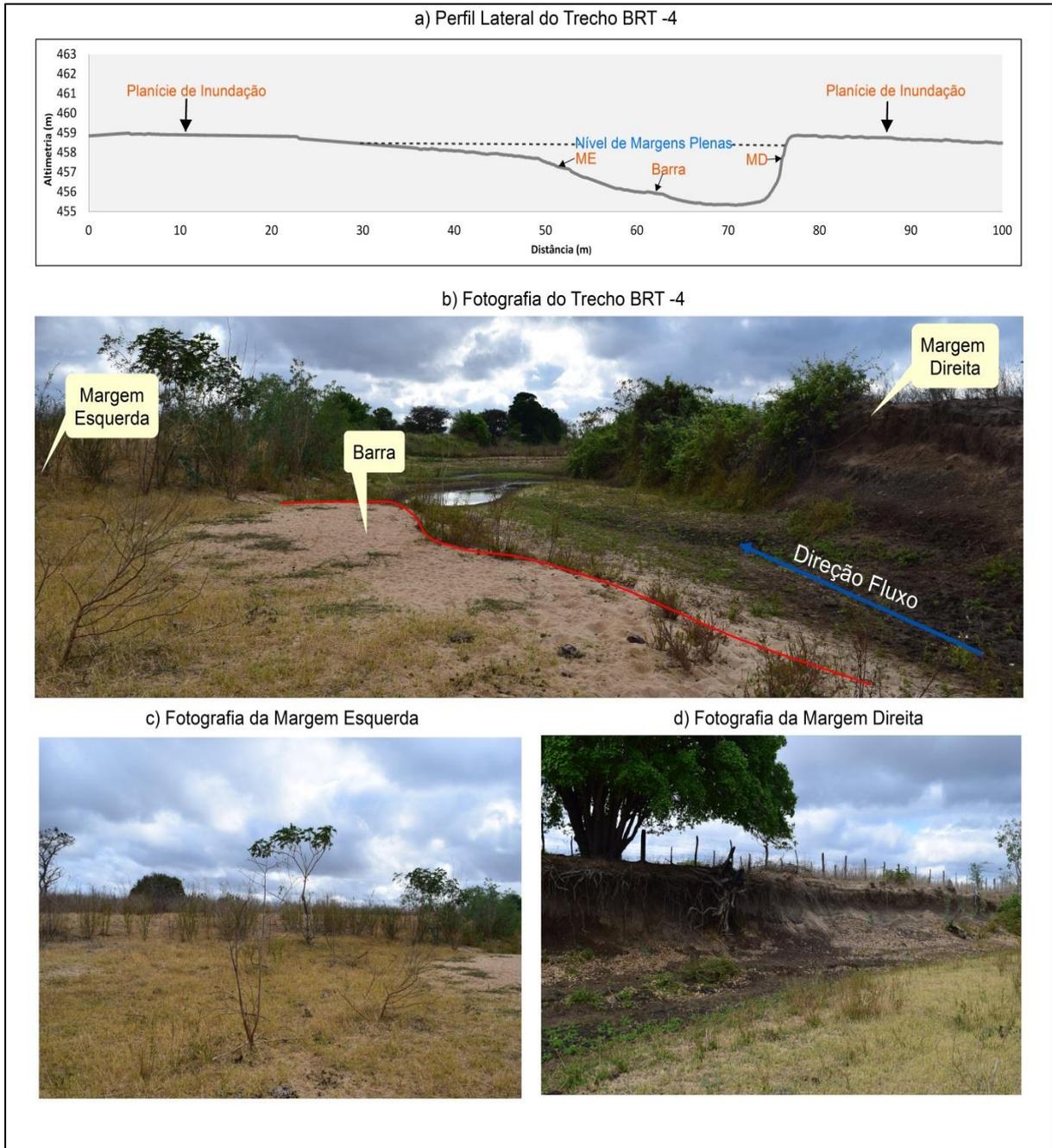
Assim, o trecho possui apenas 8% da cobertura vegetal total da área, classificada entre espécies arbórea e arbustiva, tendo um predomínio das arbóreas. Observa-se na visão em planta ( Figura 20) que o canal apresenta curvas, no qual confirma a maior capacidade do seu vale se ajustar. Assim, é possível observar na imagem anterior a formação de uma barra arenosa, que poderia ser facilmente removida em um evento de chuva, em função de não possuir vegetação para fixá-la e uma extensa planície de inundação.

**Figura 20:** Mapa de uso/ cobertura das unidades geomórficas do trecho BRT-4



O perfil lateral mostra que o canal apresenta uma largura de 76m, gradiente de 0,0021m/m, e 3,46m de profundidade, com geometria assimétrica, tendo deposição na margem esquerda convexa (barra de pontal) e erosão na margem direita côncava, possuindo assim ângulos variando entre 65° a 88°, destacando-se como um dos maiores ângulos observados nas margens em relação aos trechos que estão em análise (Figura 21). Assim, é um canal que consegue se ajustar em seu vale, em função do seu material arenoso do leito, contudo algumas alterações no ambiente fluvial, como a retirada da vegetação das margens para o pasto e a criação de gado, acabam por modificar a paisagem, pois, à medida que se retira essa vegetação, as margens se tornam mais susceptíveis à erosão por parte do canal, aumentando a carga sedimentar que ele transporta, por ter uma baixa competência, acaba por formar barras, ilhas mais a jusante e planície de inundação.

**Figura 21:** Perfil Lateral A-B e fotografias do trecho BRT-4. A) O perfil lateral do canal, a localização está representada no mapa de uso e cobertura na figura 20. B) Imagem do trecho analisado, no sentido a jusante e a segunda a montante. C e D- Imagens das margens do canal. Data: 10/2018.

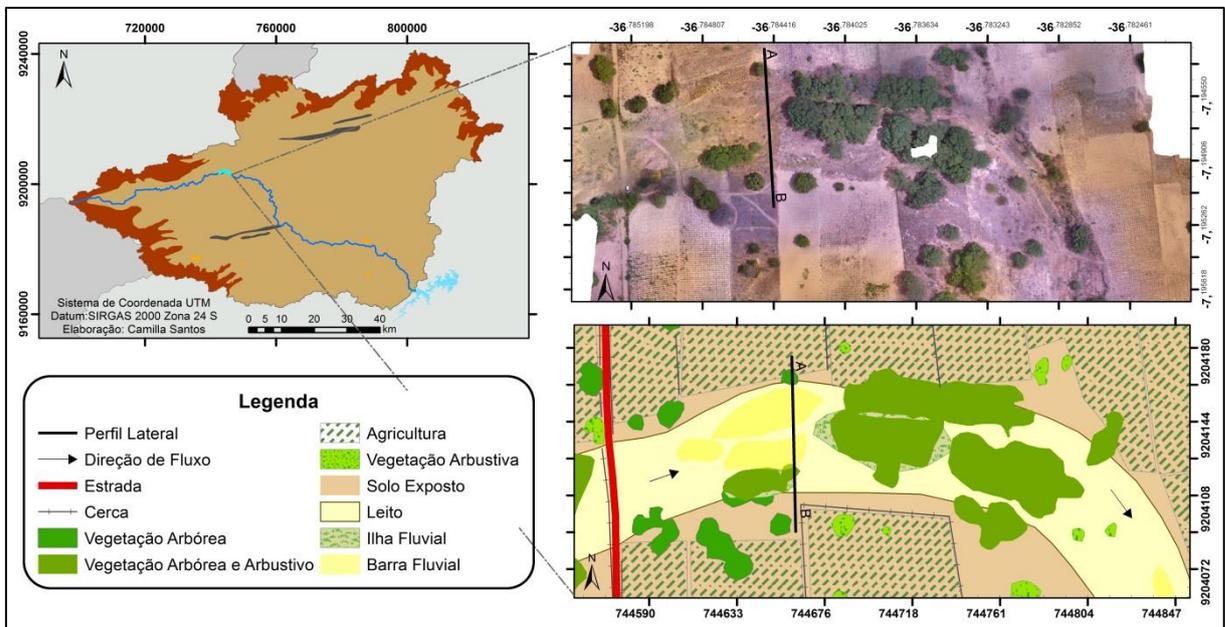


Fonte: Acervo do autor, outubro de 2019.

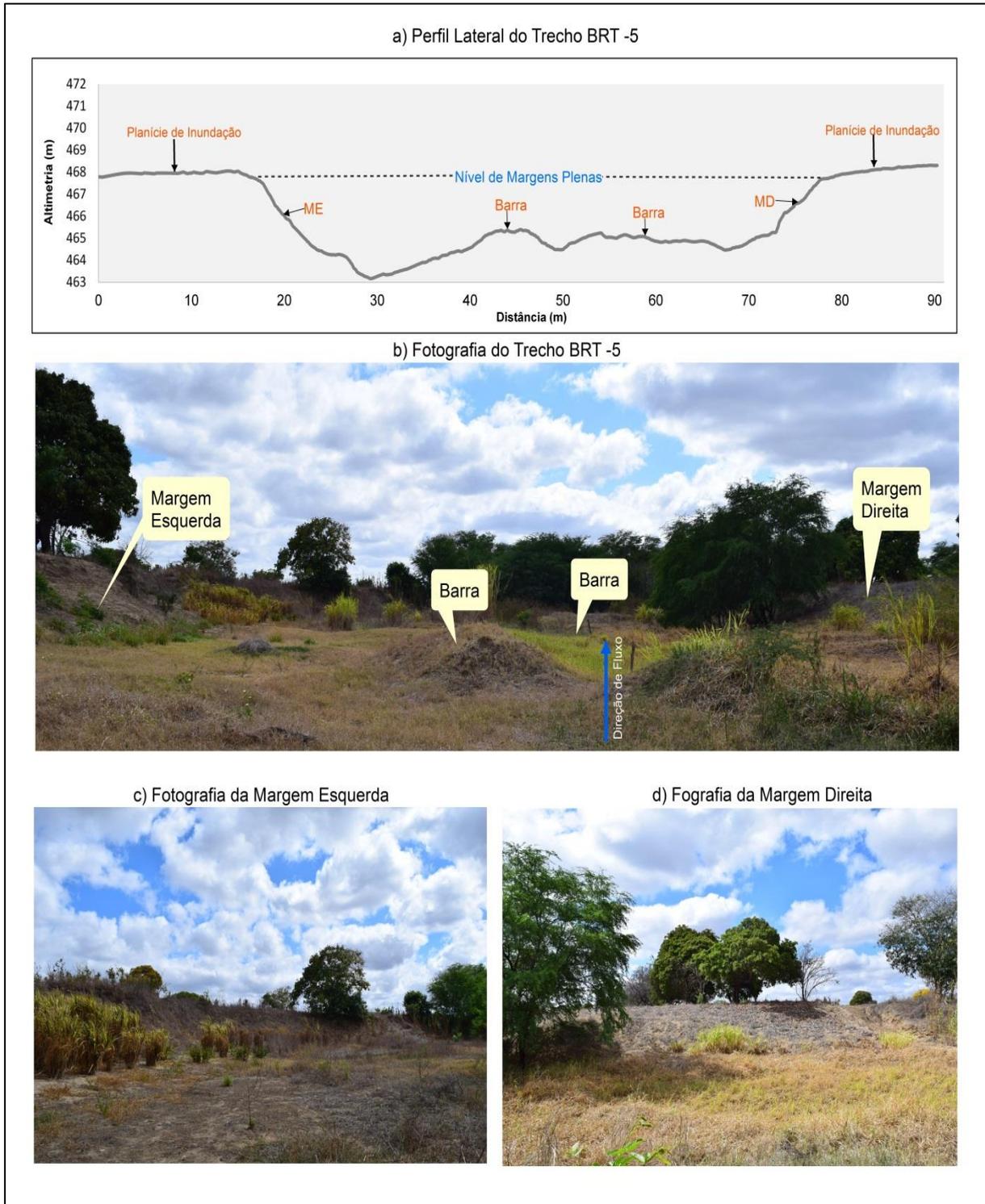
Seguindo os trechos elencados na bacia do rio Taperoá, temos o BRT-5, que apresenta características fluviais de um leito com textura arenosa. O canal possui 60m de largura, com gradiente de 0,0010m/m, com 4,32m de profundidade máxima do talvegue, e é composto por unidades geomórficas deposicionais, como barras e ilhas fluviais e planície de inundação descontínua (Figura 22).

Como pode ser observado no perfil lateral, a geometria do canal é classificada como simétrica e as margens apresentam uma altura de 4.77 metros com ângulos variando entre  $56^\circ$  a  $62^\circ$ , o que pode estar relacionado à ação de fluxos bem distribuídos no canal, podendo ocorrer o processo de erosão nas margens. A atividade de agricultura predomina em ambas as margens (Figura 23). Em relação à cobertura vegetal da área, fazem-se presentes aproximadamente 17% com espécies de vegetação arbórea arbustiva espaçada, sendo que grande parte se encontra contribuindo na estabilidade das ilhas fluviais. No ambiente ripário, apresenta predomínio de atividades agrícolas.

**Figura 22:** Mapa de uso/ cobertura das unidades geomórficas do trecho BRT-5.



**Figura 23:** Perfil Lateral A-B e fotografias do trecho BRT-5. A) O perfil lateral do canal, a localização está representada no mapa de uso e cobertura na figura 22. B) Imagem do trecho analisado, no sentido a jusante e a segunda a montante. C e D- Imagens das margens do canal. Data: 10/2018.



Fonte: Acervo do autor, outubro de 2019.

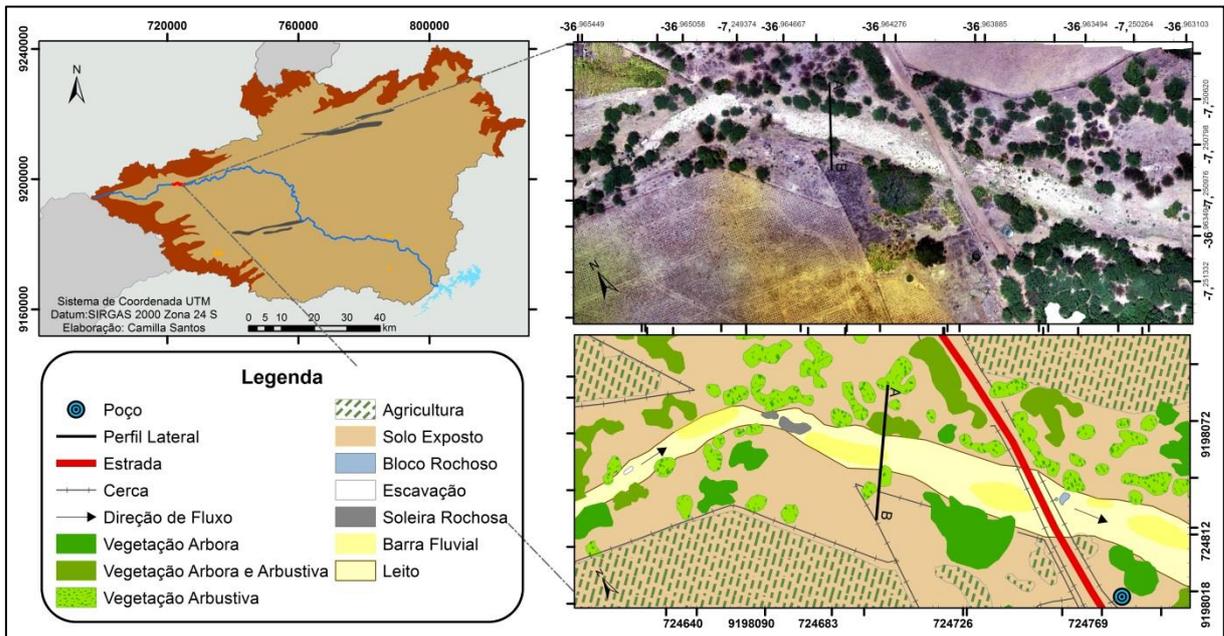
Por fim, em relação ao trecho BRT-6, esse se encontra variando entre 560 e 552 m de altitude. A área do canal apresenta uma largura aproximadamente 76m, o talvegue, uma

profundidade máxima de 3,6 metros, e o canal com um gradiente, 0,0034m/m. Em relação às unidades geomórficas do canal, pode-se observar também a presença de soleira rochosa, que propicia a formação de barra no leito.

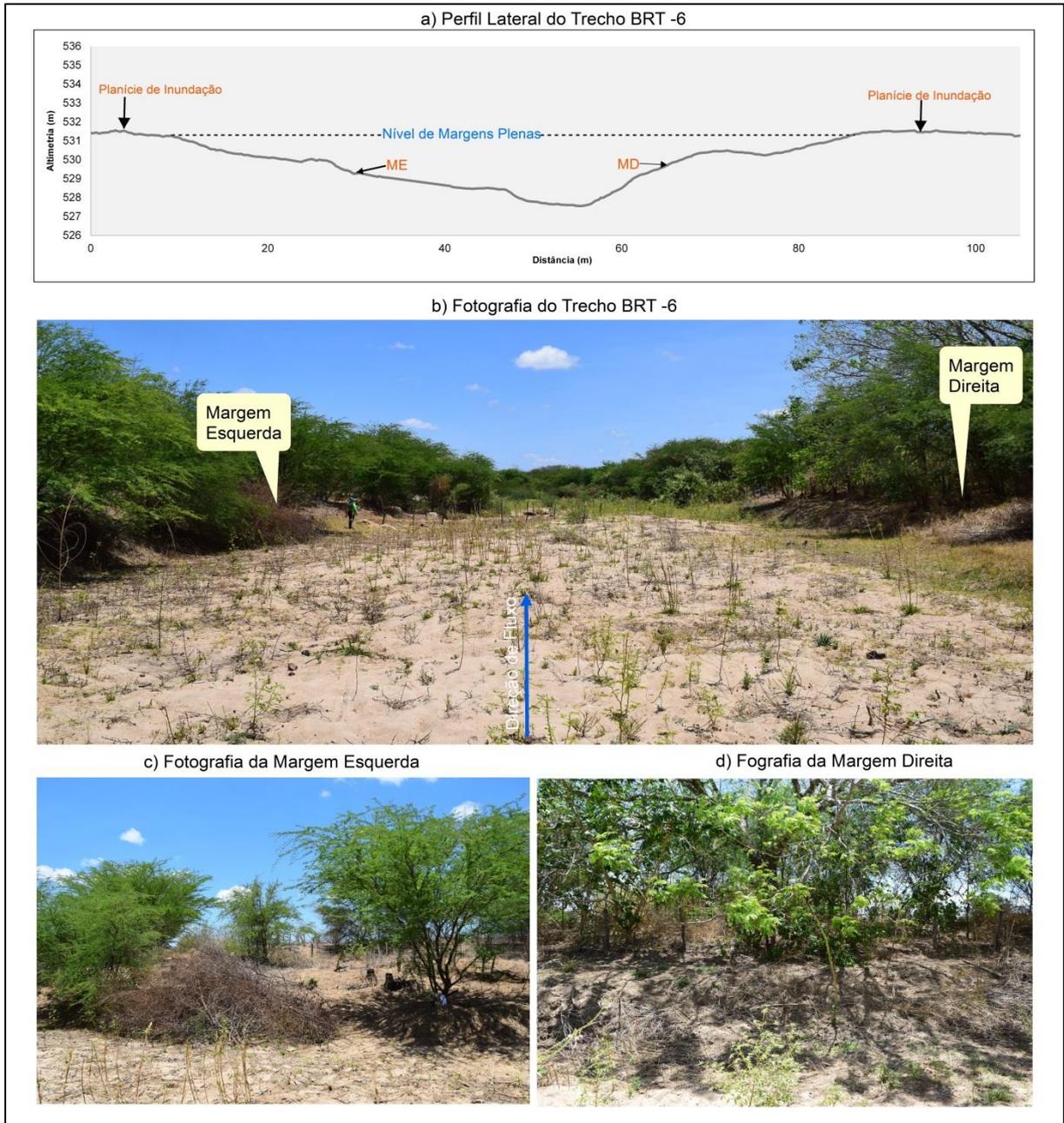
O trecho apresenta aproximadamente 53% das margens vegetadas com espécies variando de arbóreas e arbustivas, contendo porção de vegetação gramínea no leito arenoso do canal (Figura 24). Em algumas partes, há presença de intervenções e práticas humanas – agricultura, irrigação, estradas, cercas e poços amazonas (poços rasos), as quais foram identificadas nos trechos em destaque, fortalecendo a utilização dos depósitos aluviais em planícies de inundação ao abastecimento alternativo de água.

No perfil lateral, pode-se observar (Figura 25-a) que a geometria do canal encontra-se próximo de uma configuração simétrica. As margens apresentam uma altura de 2,98 metros com ângulos variando entre  $56^\circ$  a  $60^\circ$ , ambas revestidas de espécies por arbórea e arbustiva de cobertura intermediária (Figura 25b).

**Figura 24:** Mapa de uso/ cobertura e das unidades geomórficas do trecho BRT-6



**Figura 25:** Perfil Lateral A-B e fotografias do trecho BRT-6. A) O perfil lateral do canal, a localização está representada no mapa de uso e cobertura na figura 24. B) Imagem do trecho analisado, no sentido a jusante e a segunda a montante. C e D- Imagens das margens do canal. Data: 10/2018.



Fonte: Acervo do autor, outubro de 2019.

De forma geral, todos os trechos apresentam características marcantes do ambiente semiárido como um todo, correspondendo a um regime de fluxo intermitente e canal arenoso, com geometria variando entre irregular, assimétrica e simétrica, inserida na unidade de paisagem/relevo de pedimento dissecado, e a vegetação varia desde degradada a diversos níveis de conservação, apresentando portes e nível de coberturas diferentes.

Os valores de gradiente indicaram aumento à medida que os trechos se distanciam da foz da bacia, exceto o trecho BRT-3. Por apresentar uma influência da estrutura geológica na geometria do canal, possui o valor de gradiente um pouco mais elevado quando comparado aos trechos que estão localizados na mesma zona processual da bacia. A tabela a seguir (tabela 3) exhibe o resumo das informações referentes a todos os trechos analisados.

**Tabela 3:** Resumo das informações dos trechos analisados.

	<b>BRT-1</b>	<b>BRT-2</b>	<b>BRT-3</b>	<b>BRT-4</b>	<b>BRT-5</b>	<b>BRT-6</b>
<b>Unidade de Paisagem</b>	Pedimento Dissecado	Pedimento Dissecado	Pedimento Dissecado	Pedimento Dissecado	Pedimento Dissecado	Pedimento Dissecado
<b>Altitude (m)</b>	384	404	438	501	515	556
<b>Configuração do Vale</b>	Não Confinado	Não Confinado	Parcialmente Confinado	Não Confinado	Não Confinado	Não Confinado
<b>Largura do canal</b>	96	102	55	76	60	76
<b>Profundidade Máxima</b>	3	5.09	3.22	3.46	4.32	3.62
<b>Geometria do canal</b>	Assimétrica	Irregular	Assimétrica	Assimétrica	Simétrica	Simétrica
<b>Gradiente (m/m)</b>	0,0009	0,0008	0,0029	0,0021	0,0010	0,0034
<b>Área de captação (km<sup>2</sup>)</b>	5236	4303	2818	742	591	274
<b>Altura Média das Margens (m)</b>	2,6	3,2	2.8	3.1	4.2	2,9
<b>Ângulo da Margem (°)</b>	52-70	47- 50	24-30	65 - 88	56 – 62	56 - 60
<b>Cobertura Vegetal das margens (%)</b>	30	22	84	8	17	53
<b>Usos e Intervenções</b>	Agropecuária, extração de areia.	Agricultura	Pecuária	Pecuária	Agricultura	Agricultura

**Fonte:** Dados da pesquisa, 2019

Analisando as semelhanças e diferenças entre os trechos estudados, podem ser destacados os trechos BRT-1 e BRT-4, que apresentam semelhanças nas questões de geometria do canal e nas variações de ângulo e altura das margens. Os canais com margens assimétricas (morfologia diferente) indicam que o talvegue está seguindo a margem côncava, ou seja, está erodindo na margem côncava e depositando na margem convexa. E ambos os trechos apresentam deposição na margem esquerda convexa (barra de pontal) e erosão na

margem direita côncava. Em relação às diferenças, pode-se apontar a cobertura vegetal do ambiente ripário e atividades de agricultura. O BRT-1 apresenta uma porcentagem maior de vegetação em suas margens, como também apresenta atividades de agropecuários e extração de areia do leito.

O trecho BRT-2 se diferencia dos outros trechos de configuração não confinado por apresentar uma maior largura de canal, tendo como característica marcante a presença de várias barras de sedimentos, que dividem o canal em múltiplos canais, e seu leito irregular e margem direita apresenta parte inferior rochosa. Já o trecho BRT-3 se diferencia de todos os outros por possuir uma configuração de vale parcialmente confinado. Apresenta um alto índice do gradiente de energia de fluxo e cobertura vegetal em relação a todos os trechos analisados. O ambiente ripário apresenta uma cobertura de 84% de vegetação conservada. Ambos os trechos vão ter influência da geologia, o BRT-2 na geometria irregular do canal e o BRT-3 no seu confinamento da margem direita e na formação de algumas unidades geomórficas (ilhas e barras).

Comparando os trechos BRT-5 e BRT-6, ambos apresentam uma geometria de margem simétrica, ou seja, a distribuição da energia do fluxo é uniforme, e os processos erosivos ocorrem de forma distribuída nas duas margens. O BRT-5 apresenta um gradiente de energia de fluxo baixo não só em relação ao BRT-6, como em relação a de outros trechos que foram analisados, o que justifica a presença das unidades geomórficas do canal (barras e ilhas). Em relação à cobertura vegetal no ambiente ripário, o BRT-6 apresenta uma maior cobertura que o trecho BRT-5, enquanto o BRT-5 apresenta mais cobertura vegetal no leito do canal.

### **6.3 Análise dos Parâmetros de Resistência das Margens**

Partindo para a discussão dos principais parâmetros de resistência das margens, a análise da contribuição da cobertura vegetal do ambiente ripário na estabilidade de margens foi realizada por meio de coletas de amostras para avaliar e identificar a densidade de raízes em cada trecho estudado. Para cada margem, foram realizadas três coletas de amostras com uma distância mínima de um metro de cada amostra, com uma profundidade variando entre 10cm a 15cm. Não foi possível realizar as coletas na margem direita do trecho BRT-3 por

conta da presença dos afloramentos e blocos rochosos, que impossibilitaram o acesso para área das coletas.

A partir dos resultados de densidade de raízes das amostras, foi calculada a média de densidade para cada margem, no qual podem ser observados na tabela 4. O trecho BRT-3 apresenta uma maior concentração de raízes em suas margens, com uma média amostral de quase 4% do valor total analisado, enquanto que o trecho BRT-2 destaca-se com um baixo percentual de densidade de raízes, principalmente na margem esquerda com 0%.

Comparando esses resultados com as informações de cobertura vegetal, existe uma coerência, visto que o trecho BRT-3 também se destaca por apresentar uma cobertura vegetal em 84% no ambiente ripário. É importante apontar que o trecho BRT-4, mesmo apresentando uma baixa cobertura vegetal nas margens (8%), teve uma média de densidade de raízes acima de 2%, ou seja, uma média maior em relação a outros trechos com cobertura vegetal do ambiente ripário mais elevado. Isso se justifica pelo fato desse trecho apresentar determinadas espécies arbóreas. Contudo, essas concentrações de raízes que as espécies arbóreas proporcionam não significam obrigatoriamente uma proteção para a resistência das margens.

**Tabela 4:** Médias de densidade de raízes das amostras.

<b>Amostras</b>	<b>Peso da Matéria Seca (g)</b>	<b>Densidade (g/mL)</b>	<b>Densidade (%)</b>
<b>BRT-1</b>			
Margem Direita	9.779	16,30	3,26
Margem Esquerda	2.738	4,56	0,91
<b>BRT-2</b>			
Margem Direita	3.029	5,05	1,01
Margem Esquerda	0.529	0,0	0,00
<b>BRT-3</b>			
Margem Esquerda	11.820	19,701	3,94
<b>BRT-4</b>			
Margem Direita	6.864	11,44	2,29
Margem Esquerda	5.329	8,88	1,78
<b>BRT-5</b>			
Margem Direita	3.941	6,57	1,31
Margem Esquerda	3.160	5,27	1,05
<b>BRT-6</b>			
Margem Direita	3.934	6,56	1,31
Margem Esquerda	5.516	12,53	2,51

**Fonte:** Dados da pesquisa, 2019.

O grau de reforço varia de acordo com as características temporais e espaciais das raízes (densidade da raiz, distribuição com profundidade e diâmetro), resistir à tração. No entanto, as raízes das plantas também têm vários impactos negativos na estabilidade das margens. Os efeitos mecânicos negativos estão relacionados às forças exercidas pela vegetação. A sobrecarga fornecida pelo peso da vegetação, especialmente árvores de grande porte, aumenta as forças motrizes na direção da margem e reduz a estabilidade (POLLEN *et al.*, 2004; POLLEN, 2007).

Nas Figuras 26 e 27, pode-se observar a distribuição das raízes na margem direita do trecho BRT-4. As espécies de grande porte influem no fator de instabilidade, pois aumentam o peso sobre a margem. O outro fator considerado é que os troncos e raízes das árvores que se encontram na margem podem aumentar consideravelmente a velocidade do escoamento e a remoção de material. No trecho BRT-1 (Figura 28), também foram identificadas essas questões na margem direita, mas, diferente do trecho BRT-4, este apresenta blocos rochosos nas margens os quais aumentam a sua resistência.

**Figura 26:** Distribuição da vegetação na margem direita (erosiva) do trecho BRT-4



Fonte: Acervo do autor, outubro de 2019.

**Figura 27:** Distribuição de raízes na margem direita do trecho BRT-4.



**Fonte:** Acervo do autor, outubro de 2019.

**Figura 28:** Distribuição da vegetação e raízes no trecho BRT-1.



**Fonte:** Acervo do autor, outubro de 2019.

Um dos fatores que contribui para a estabilidade das margens é a coesão do material sedimentar. As análises sedimentológicas, realizadas através dos procedimentos granulométricos e discutidas a partir das informações das características gerais dos trechos, foram essenciais para a classificação de categoria de risco de erosão lateral. Desse modo, foram obtidas informações sobre classificação, grau de seleção e porcentagens das frações (Tabela 5), assim como inferências referentes à dinâmica do fluxo.

Desse modo, foram coletadas duas amostras de cada margem analisada, da parte superior (a partir dos 15cm do talude da margem) e inferior (a 15cm antes da base da margem), com o intuito de se identificar algumas variações estratigráficas na estrutura das margens. Vale destacar que em alguns trechos não foi possível realizar a coleta devido à falta de acessibilidade, como o caso do trecho BRT-6. A Figura 28 mostra os resultados das análises que foram realizadas por meio dos dados obtidos pelos procedimentos granulométricos e discutidos a partir das informações das características gerais dos trechos.

A granulometria das amostras, exceto a amostra da margem esquerda inferior do trecho BRT-3, encontram-se inseridas na fração de areia, sendo algumas classificadas como areia fina, muito fina e grossa. A proporção granulométrica (Figura-29) para essas amostras varia entre 50 % e 95% de areia, enquanto as porcentagens de cascalho apresentam valores inferiores a 1% e o silte variando entre 0% a 30%. De acordo, com as informações retiradas dos diagramas de Pejrup, expostas na Tabela 5, a hidrodinâmica varia entre alta e muito alta, indicando que fluxos turbulentos poderiam ter influenciado no processo de deposição em todos os trechos.

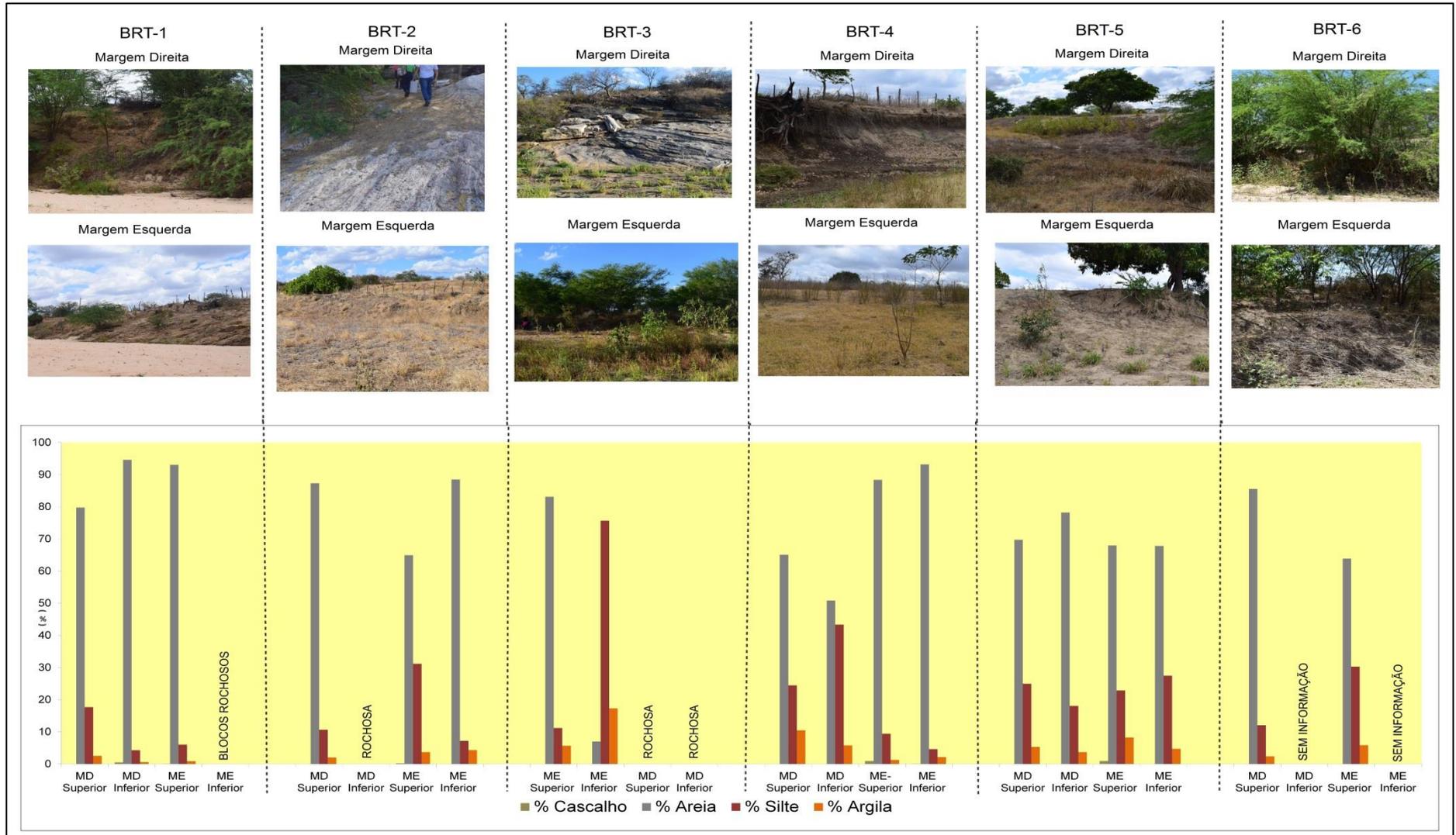
O desvio padrão caracterizou o grau de seleção moderado a pobremente selecionado (Tabela 5), ou seja, nas amostras moderadas existe um padrão do tamanho das partículas na seleção. Já as pobremente selecionadas, que são a maioria das amostras, apresentam uma variedade do tamanho das partículas, encontrando-se grãos de areia, silte e argila de inúmeros tamanhos na seleção. Em geral, a assimetria predominante foi muito positiva, e duas amostras apresentaram assimetria negativa, sendo elas do BRT-1 e BRT-4.

De modo geral, os resultados granulométricos mostram que as margens dos trechos analisados são formadas a partir de sedimento aluvial, ou seja, provenientes da dinâmica de deposição do ambiente fluvial. Nos trechos BRT-1, BIRT-2 e BRT-3 (Figura 29), que apresentam margens com morfologias assimétricas, observam-se diferenças nas proporções granulométricas entre suas margens.

É importante destacar que o trecho BRT-3 possui a margem direita rochosa e que a esquerda apresenta diferenças granulométricas, sendo a parte superior composta por 83% de areia fina e 16% de silte e argila. Já na parte inferior, a predominância foi de material coeso, 76% de silte e 17% de argila e apenas 7% de areia. Essa estratificação resulta dos processos naturais de deposição do material no canal, sendo que a camada granular está relacionada à deposição de material pela ocorrência dos eventos de cheia.

Essa distribuição do material na margem influencia em sua estabilidade, pois, quando o material se encontra estruturado em diferentes camadas e sujeito às mesmas ações do escoamento, os processos erosivos são acelerados devido à variação abrupta da resistência do material. Contudo, o trecho BRT-3 apresenta uma elevada cobertura vegetal e densidade de raízes, que tornam o material da camada superficial mais agregado e resistente.

**Figura 29:** Gráfico de porcentagem granulométrica das amostras dos trechos analisados.



**Tabela 5:** Classificação, grau de seleção, textura, assimetria e hidrodinâmica dos trechos analisados.

<b>Amostras</b>	<b>% Cascalho</b>	<b>% Areia</b>	<b>% Silte</b>	<b>% Argila</b>	<b>Textura</b>	<b>Seleção</b>	<b>Assimetria</b>	<b>Hidrodinâmica</b>
<b>BRT-1</b>								
MD- SUP	0,0	79,8	17,7	2,5	Areia fina	Pobrememente	Muito positiva	Muito alta
MD - INF	0,5	94,6	4,3	0,6	Areia fina	Pobrememente	Negativa	Muito alta
ME - SUP	0,1	93,1	6,0	0,9	Areia média	Moderadamente	Muito positiva	Muito alta
<b>BRT-2</b>								
MD -SUP	0,0	87,3	10,7	2,0	Areia fina	Pobrememente	Positiva	Muito alta
ME- SUP	0,2	64,9	31,2	3,7	Areia muito fina	Pobrememente	Aproximadamente simétrica	Muito alta
ME- INF	0,0	88,5	7,2	4,3	Areia fina	Moderadamente	Positiva	Alta
<b>BRT-3</b>								
ME-SUP	0,0	83,1	11,2	5,7	Areia fina	Pobrememente	Muito positiva	Alta
ME - INF	0,0	7,0	75,7	17,3	Silte grosso	Pobrememente	Positiva	Muito alta
<b>BRT-4</b>								
MD - SUP	0,0	65,1	24,5	10,5	Areia muito fina	Pobrememente	Muito positiva	Alta
MD-INF	0,0	50,9	43,4	5,8	Areia muito fina	Pobrememente	Negativa	Muita alta
ME-SUP	0,9	88,4	9,4	1,3	Areia grossa	Pobrememente	Positiva	Muito alta
ME-INF	0,1	93,2	4,6	2,1	Areia média	Moderadamente	Muito positiva	Alta
<b>BRT-5</b>								
MD-SUP	0,0	69,7	25,0	5,3	Areia muito fina	Pobrememente	Muito positiva	Muito alta
MD-INF	0,0	78,2	18,1	3,7	Areia fina	Pobrememente	Positiva	Muito alta
ME-SUP	0,9	68,0	22,9	8,3	Areia muito fina	Pobrememente	Positiva	Muito alta
ME- INF	0,0	67,8	27,5	4,7	Areia muito fina	Pobrememente	Positiva	Muito alta
<b>BRT-6</b>								
MD- SUP	0,0	85,6	12,1	2,4	Areia fina	Pobrememente	Muito positiva	Muito alta
ME-SUP	0,0	63,9	30,3	5,9	Areia muito fina	Pobrememente	Aproximadamente simétrica	Muito alta

#### 6.4 Classificação de Risco de Erosão e Resistência Lateral das Margens

A partir do levantamento dos parâmetros controladores da resistência das margens de cada trecho, foi possível classificar os trechos em uma categoria de risco do BEHI (*Ranking Bank Erosion Hazard Index*) da segunda etapa metodológica do método BANCS, e tem como foco analisar a vulnerabilidade da erosão lateral.

Desse modo, tendo identificadas todas as informações (altura da margem, largura do canal, densidade de raízes, textura do material sedimentar, cobertura vegetal e ângulo das margens) para a classificação da resistência das margens, foram realizadas a distribuição e a soma dos parâmetros, as quais permitiram atribuir a categoria de risco à margem. O sistema de classificação encontra-se dividido em seis categorias: muito baixo, baixo, moderado, elevado, muito elevado e extremo. Para os trechos analisados da bacia do rio Taperoá, conforme mostra a Tabela 6, os trechos BRT-1 e BRT-6 estão classificados dentro de categoria moderado; o BRT-2 e BRT-5, elevado; o BRT-3, baixo risco de erosão; e o trecho BRT-4, muito elevado para os processos de erosão lateral.

É válido destacar que esses resultados de classificação não estão generalizados para todos os trechos do rio principal. Outros trechos do rio podem apresentar uma vulnerabilidade à erosão lateral muito baixa, como foi apontado na pesquisa realizada por Santos e Souza (2020), que analisou a estabilidade lateral na bacia Riacho do Tigre, e um de seus resultados apontaram que em trechos de configuração de vale confinado de margens rochosas, e uma alta cobertura vegetal no ambiente ripário apresentam uma alta resistência aos processos erosivos. Dessa forma, ao analisar trechos com essa mesma configuração de vale e características ambientais no rio Taperoá na perspectiva metodológica de BANCS, eles seriam classificados com uma categoria de risco muito baixa para processos erosivos de margem.

**Tabela 6:** Resumo dos parâmetros de resistência a erosão que foram identificados para os trechos analisados.

<b>BRT1</b>			
	<b>Valor do Parâmetro</b>	<b>Índice</b>	<b>Categoria de Risco</b>
Altura Margem/ Profundidade do Canal	1.15	3.0	Baixo
Profun. de Raízes/ Altura da Margem	0,78	2.6	Baixo
Densidade de Raízes (%)	33	5.9	Muito Elevado
Ângulo da Margem	52	3.8	Baixo

Proteção da Margem	30	5.9	Moderado
<b>Total Parcial</b>		<b>21.2</b>	<b>Moderado</b>
Correções		5	
<b>Total</b>		<b>26.2</b>	<b>Moderado</b>

**BRT 2**

	<b>Valor do Parâmetro</b>	<b>Índice</b>	<b>Categoria de Risco</b>
Altura Margem/ Profundidade do Canal	1.59	5	Moderado
Profun. de Raízes/ Altura da Margem	0,29	6	Elevado
Densidade de Raízes (%)	8.30	9	Muito Elevado
Ângulo da Margem	47	3.1	Baixo
Proteção da Margem	22	6.4	Muito Elevado
<b>Total Parcial</b>		<b>29.5</b>	<b>Moderado</b>
Correções		5	
<b>Total</b>		<b>34.5</b>	<b>Elevado</b>

**BRT-3**

	<b>Valor do Parâmetro</b>	<b>Índice</b>	<b>Categoria de Risco</b>
Altura da Margem/ Profundidade do canal	1.15	3	Baixo
Profun. de Raízes/Altura da Margem	0,96	1.2	Muito baixo
Densidade de Raízes (%)	48.89	4.6	Moderado
Ângulo da Margem	24	2	Baixo
Proteção da Margem	84	1.9	Muito Baixo
<b>Total Parcial</b>		<b>12.7</b>	<b>Baixo</b>
Correções		<b>3</b>	
<b>Total</b>		<b>15.7</b>	<b>Baixo</b>

**BRT-4**

	<b>Valor do parâmetro</b>	<b>Índice</b>	<b>Categoria de Risco</b>
Altura da Margem/ Profundidade do canal	1.11	2	Baixo
Profun. de Raízes/ Altura de Margem	0.28	6.1	Elevado
Densidade de Raízes (%)	17.119	7.8	Elevado
Ângulo da Margem	75	7.7	Elevado
Proteção da Margem	8	10	Extremo
<b>Total Parcial</b>		<b>33.6</b>	<b>Elevado</b>
Correções		8	
<b>Total</b>		<b>41.6.</b>	<b>Muito elevado</b>

**BRT-5**

	<b>Valor do Parâmetro</b>	<b>Índice</b>	<b>Categoria de Risco</b>
Altura de Margem/ Profundidade do canal	1.02	1.6	Muito Baixo
Profun. de Raízes/ Altura de Margem	0.12	8.0	Muito Elevado
Densidade de Raízes (%)	6.31	8.9	Muito Elevado
Ângulo da Margem	62	4.2	Moderado
Proteção da Margem	17	8.6	Elevado
<b>Total Parcial</b>		<b>31.3</b>	<b>Elevado</b>
Correções		8.0	

<b>Total</b>		<b>39.7</b>	<b>Elevado</b>
<b>BRT-6</b>			
	<b>Valor do Parâmetro</b>	<b>Índice</b>	<b>Categoria de Risco</b>
Altura Margem/ Profundidade do canal	1.24	4	Moderado
Profun. de Raízes/ Altura de Margem	0.66	2.4	Baixo
Densidade de Raízes	23.69	6.6	Elevado
Ângulo da Margem	56	3,9	Baixo
Proteção da Margem	53	4.0	Moderado
<b>Total Parcial</b>		<b>20.9</b>	<b>Moderado</b>
Correções		8.0	
<b>Total</b>		<b>28.9</b>	<b>Moderado</b>

Sendo assim, entre os trechos avaliados, o único que apresenta uma alta resistência aos processos erosivos é o trecho BRT-3, que se encontra classificado com um risco de baixa erosão. Por possuir um vale parcialmente confinado com uma das margens rochosas, aplicou-se uma correção de três pontos para o material, e a margem esquerda, apesar de apresentar uma estratificação, possui 92% de material coeso. Outro parâmetro decisivo para essa classificação é a cobertura vegetal de 84%, a densidade da raiz e o ângulo da margem esquerda menos acentuada. Pode-se enquadrar como um trecho de baixa capacidade de ajuste a mudanças na morfologia lateral.

Os trechos classificados como risco moderado, que são o BRT-1 e o BRT-6, apesar de apresentarem material de baixa coesão, com mais de 85% de areia nas margens, possuem um baixo índice erosivo em relação ao parâmetro de altura da margem atrelado às profundidades de raízes. O trecho BRT-1 teve uma correção de 5 pontos por apresentar bloco rochoso agregado ao sedimento de baixa coesão em sua margem direita. Já o BRT-6 teve uma correção de 8 pontos devido à predominância de material de baixa coesão, porém apresenta mais de 50% das margens protegidas pela cobertura vegetal. De modo geral, apesar da baixa resistência do material das margens, os trechos apresentam algumas especificidades, como geometria do canal e cobertura vegetal que controla a resistência à erosão.

Os parâmetros de resistência das margens dos trechos BRT-2 e BRT-5 apresentaram um alto índice, e o somatório final (Tabela 6) permitiu atribuir aos trechos uma categoria de elevado risco de erosão. Em ambos os trechos, apresentou uma baixa cobertura vegetal e densidade de raízes nas margens. O trecho BRT-5 ainda apresenta uma estabilidade nas unidades geomórficas no canal (ilhas e barras), porém, ao avaliar a vegetação associada

observa-se o uso agrícola das margens, onde basicamente não há presença da vegetação permanente.

Como consequência, o fator de proteção do impacto da chuva contra o solo e a função das raízes na coesão dos materiais da margem é diminuído. Em relação ao material das margens, ambos os trechos apresentam materiais de baixa coesão, variando entre 70% a 88% de areia. Desse modo, para o trecho BRT-5 foi atribuído um índice de oitos pontos, com base na classificação atribuída para todos os trechos que apresentaram textura arenosa em suas margens. Já o trecho BRT-2 teve o índice corrigido com apenas 5 pontos, pois a parte inferior da margem direita é composta de afloramento rochoso.

Por fim, temos a categoria de risco à erosão muito elevada, representado pelo trecho BRT-4, o qual se destaca por apresentar o índice classificado dentro de uma categoria elevada para os parâmetros de: densidade de raízes, ângulo da margem e relação altura de margem e profundidade de raízes. Quanto à cobertura vegetal das margens, o trecho possui uma proteção de apenas 8%, tendo uma predominância de solo exposto, sendo utilizado para o pasto. A textura do material varia entre areia fina e areia grossa.

Desse modo, o material não coeso, atrelado à margem íngreme (75°) e à ausência da cobertura vegetal, acentua os processos erosivos, resultando no processo de migração lateral do canal. Em campo, foi possível observar linhas erosivas na margem direita côncava, que estão sendo intensificados principalmente pelo peso dos troncos e raízes das poucas espécies arbóreas presentes no trecho, o que está atuando como um fator de instabilidade.

### **6.5 Análise hidrológica e possibilidade de modificações – Frequência e Magnitude de Eventos.**

Após a classificação do risco de erosão das margens, foi identificada a frequência dos eventos de cheia, que também está como fator-chave para a compreensão dos processos geomorfológicos e variação de resistência em canais do semiárido, visto que as enchentes são importantes desencadeadores de mudanças nesses ambientes. Desse modo, o evento de alta magnitude está relacionado à estabilidade do sistema. Isso significa que os eventos de moderada magnitude serão aqueles eventos anuais no qual o sistema está ajustado, conseguindo absorver a energia, sem gerar entropia e grandes mudanças estruturais. No entanto, os eventos de alta magnitude geram modificação no sistema, provocando instabilidade no sistema, podendo causar modificações estruturais, como o aumento de incisão vertical ou lateral.

Para esta análise, foi utilizada uma série histórica de quarenta anos hidrológicos, de 1970 a 2010. Não foi possível trabalhar com os dados de 2011 a 2017 por falta de dados e/ou incoerência. O limiar para classificação das vazões diárias em alta magnitude foi de 438,3 m<sup>3</sup>/s. Os eventos de magnitude moderada são aqueles que ficam entre os intervalos de 438,2 m<sup>3</sup>/s e 100 m<sup>3</sup>/s. Já os eventos de baixa magnitude foram os abaixo de 99,9 m<sup>3</sup>/s. Desse modo, foram identificados 10 eventos de alta magnitude e 124 de moderada magnitude (Tabela 7), concentrados no período chuvoso da bacia, de fevereiro a maio (Tabela 8). A média de cada evento é de 0.25, 3.1 e 52.35, respectivamente para alta, moderada e baixa magnitude.

Observando a tabela 7, que apresenta a distribuição da magnitude dos eventos de vazão em um período de 1970 a 2010 (Tabela 7), as décadas de 1970 e 1980 tiveram maiores concentrações dos eventos de vazão. Na década de 1970, foram identificados seis eventos de alta magnitude, destacando o ano hidrológico de 1973-1974, quando houve a ocorrência de três eventos de alta magnitude no mês de abril (524 m<sup>3</sup>/s, 537 m<sup>3</sup>/s e 612 m<sup>3</sup>/s), e o ano hidrológico de 1974-1975, quando ocorreu o segundo maior evento de alta magnitude, com 893 m<sup>3</sup>/s de vazão. A década de 1990 foi marcada por reduzidos volumes de vazão, o que se deve ao fato de ter sido uma década muito seca.

A partir do ano hidrológico de 2003-2004, podemos observar um aumento dos eventos de moderada magnitude, principalmente no ano hidrológico de 2007-2008, quando se tem o registro do maior evento de vazão, classificado de alta magnitude, que ocorreu no dia 20 de março de 2008, com 946 m<sup>3</sup>/s, representando em um só dia 21% da vazão acumulada anual. É importante apontar que, no mesmo dia, os postos pluviométricos da bacia (Cabaceiras, São João do Cariri, Taperoá, Desterro, Serra Branca e São José dos Cordeiros) apresentaram precipitação acima de 200mm. E outros postos, como o de Boa Vista e Juazeirinho, tiveram eventos de precipitação bem próximo a 144mm. A ocorrência desses eventos de precipitação de baixa recorrência e alta magnitude constituem inputs de energia fundamentais para intensificar o processo geomórfico e modificações para o ambiente fluvial do semiárido.

**Tabela 7:** Distribuição da magnitude dos eventos de vazão diária no período de 1970 a 2010

Ano hidrológico	Eventos de vazão		
	Alta	Moderada	Baixa
1970-1971	0	8	91
1971-1972	0	0	64
1972-1973	0	6	77
1973-1974	3	16	154
1974-1975	1	9	124
1975-1976	0	2	105
1976-1977	2	6	205
1977-1978	0	7	145
1978-1979	0	0	9
1979-1980	0	0	6
1980-1981	1	6	12
1981-1982	0	0	21
1982-1983	0	2	11
1983-1984	0	2	53
1984-1985	1	8	109
1985-1986	0	7	118
1986-1987	0	0	52
1987-1988	0	1	26
1988-1989	0	1	60
1989-1990	0	0	29
1990-1991	0	0	0
1991-1992	0	0	47
1992-1993	0	0	0
1993-1994	0	0	32
1994-1995	0	2	62
1995-1996	0	1	45
1996-1997	0	1	27
1997-1988	0	0	0
1998-1999	0	0	4
1999-2000	0	2	42
2000-2001	0	0	10
2001-2002	0	2	28
2002-2003	0	0	1
2003-2004	0	14	59
2004-2005	0	0	36
2005-2006	0	5	83
2006-2007	0	0	4
2007-2008	2	8	81
2008-2009	0	8	37
2009-2010	0	0	25

Um fator importante para se destacar sobre a sequência dos eventos é em relação aos de alta magnitude, que aconteceram no ano hidrológico de 1984-1985 e 2007-2008 (Tabela 7), os quais foram eventos que não ocorrem em seguida aos eventos de moderada magnitude. O canal apresentava uma vazão de 45m<sup>3</sup>/s e 36m<sup>3</sup>/s e aumentou para uma vazão de 574m<sup>3</sup>/s e 946m<sup>3</sup>/s, respectivamente, e depois de cinco a dez dias o canal retornou para uma vazão de baixa magnitude, ou até mesmo zero. Desse modo, esses eventos de cheia são considerados um dos principais fatores para a intensificação dos processos erosivos, principalmente em trechos fluviais onde a cobertura vegetal é ausente, tornando importantes desencadeadores de modificações na estrutura dos canais, gerando uma instabilidade no sistema.

**Tabela 8 :** Eventos máximos mensais de vazão (m<sup>3</sup>/s). As células em azul escuro representam os eventos de magnitude alta, e as células em azul claro são os eventos de magnitude moderada

	SET	OUT	NOV	DEZ	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO
1970-1971	0	0	0	0	0	4,2	85,5	307	38,2	37,4	0,69	0,50
1971-1972	0	0,31	0	0	0	78	26,4	38,2	11,1	0,45	0	25,2
1972-1973	1,06	0	0	80,5	0,69	12,1	29,6	280	346	0,96	5,7	0,15
1973-1974	0	24,1	0	0	18,9	112	67,5	612	85,5	21,3	6,6	0,78
1974-1975	0,12	0	0	4,2	0	75,5	893	259	50	2,53	5,1	0,54
1975-1976	0	0	0	27,6	5,16	50,2	174	66,9	2,09	0	0	0
1976-1977	0	80	11,2	3,72	31,2	4,16	30	515	503	13,6	9,44	5,72
1977-1978	1,46	0	0	0	0	44,1	197	19,9	131	16,2	4,6	0,71
1978-1979	0,71	0	10,8	0,58	0	16,2	0,51	1,54	0,41	0,04	0,15	0
1979-1980	0	0	0,30	0	0,07	3,07	1,3	0	0	2,5	0	0
1980-1981	0	0	0	0	3,83	0,21	509	0	0,73	0,87	0,3	0
1981-1982	0	0	0	2,88	0	0	0	21,1	23,4	0	0	0
1982-1983	0	0	0	0	0	140	17,6	0,44	0	0	0	0
1983-1984	0	0	0	0	0	0	113	166	5,4	0,73	0	0
1984-1985	0	0	0	0	33,4	325	0	574	77,1	94,4	1,78	1,02
1985-1986	0,518	0	0	0	7,57	48,7	212	76,2	96,9	2,08	0,98	0,29
1986-1987	0	0	0	0	0	30,5	74,2	23,3	5,8	0,10	0	0
1987-1988	0	0	0	0	0	131	0	13,6	2,3	0	0,2	0
1988-1989	0	0	0	0	0	0	20,2	112	5,63	1,62	2,78	0,01
1989-1990	0	0	0	79,3	0	20,6	0,10	0	0	0	0	0
1990-1991	0	0	0	0	0	0	0	0	0,59	0	0	0
1991-1992	0	0	0	0	34,5	8,89	85,7	46,4	0	0	0	0
1992-1993	0	0	0	0	0	0	0	0	2,8	0	0	0
1993-1994	0	0	0	0	11,6	6,77	12,4	2,66	2,85	0	0	0
1994-1995	0	0	0	0	0	21,3	138	43,9	140	1,92	2,08	0
1995-1996	0	0	5,01	0	3,38	0	136	35,2	16,6	0	0	0
1996-1997	0	0	0	0	1,92	0,98	111	5,26	59	0	0	0

<b>1997-1988</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3,3	0	0
<b>1998-1999</b>	0	0	0	0	0	0	14,34	0	2,6	0	0	0
<b>1999-2000</b>	0	0	0	4,26	13,1	19,04	52,84	196,9	0	0	0	0
<b>2000-2001</b>	0	0	0	1,47	0	0	90,5	0,14	0	0	0	0
<b>2001-2002</b>	0	0	0	0	173	74,87	0	80,23	5	2,80	0	0
<b>2002-2003</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2,14
<b>2003-2004</b>	0	0	0	0	390	244,3	42,42	0,23	0	0	2,46	0
<b>2004-2005</b>	0	0	0	0	18,4	8,11	86,98	54,97	19	11,39	0	0
<b>2005-2006</b>	0	0	0	54,97	0	3,796	187,5	158,4	125	242	0,23	0,03
<b>2006-2007</b>	0	0	0	0	0	62,07	0	0	0	0	0	0
<b>2007-2008</b>	0	0	0	0	0	0	946	687,3	167	4,49	0	0
<b>2008-2009</b>	0	0	0	0	0	34,99	31,93	90,5	314	47,64	0	0,37
<b>2009-2010</b>	0,17	0	0	0	2	0,47	2,80	3,79	55	2,62	0	0

Organizado por Camilla Santos. Fonte: Hidroweb- ANA.

A partir da identificação da magnitude e frequência dos eventos de vazão, foi calculada a distribuição da energia do fluxo nos trechos analisados, um elemento essencial para avaliar o potencial de estabilidade das áreas, visto que a energia do fluxo representa a força de distúrbio para o trecho, que interage com a resistência e determina a estabilidade lateral da área. Desse modo, trata-se de uma variável de grande importância para os estudos de geomorfologia fluvial, pois afetam na competência de transporte dos sedimentos e influenciam no controle de diversos aspectos da forma do canal.

Com base nos dados de vazão existentes para bacia foi calculado a vazão para cada trecho, e em seguida foi calculado a energia do fluxo específica para os diferentes eventos de vazão (tabela 9). Desse modo, o cálculo para a energia de fluxo representando os eventos de baixa magnitude foi com base na média de vazão de 44 m<sup>3</sup>/s, ou seja, considerado apenas as vazões diárias que estão classificadas com baixa magnitude (20m<sup>3</sup>/s - 99,9 m<sup>3</sup>/s); Já para energia de fluxo dos eventos de moderada magnitude teve como base a vazão de 260 m<sup>3</sup>/s, e para representar a energia de evento de alta magnitude foi utilizado o maior valor de vazão registrado, 946 m<sup>3</sup>/s.

Observando a tabela 9, percebe-se que, para a energia específica do evento de baixa magnitude, todos os trechos apresentam um valor abaixo de 10W/m<sup>2</sup>, exceto o trecho BRT-3, que se destaca com maior energia de fluxo em todos os eventos de vazão. Isso se justifica pelo fato de o trecho BRT-3 apresentar uma morfologia de canal e um gradiente que eleva a sua energia específica. Mesmo assim, trata-se de energia de fluxo que dificilmente vai apresentar uma capacidade de gerar processos erosivos ou modificar a estrutura da margem.

**Tabela 9:** Relação da energia do fluxo com o risco de erosão, com base em diferentes eventos de vazão

<b>Trecho</b>	<b>Energia E. Evento de Baixa Magnitude (W/m<sup>2</sup>)</b>	<b>Energia E. Evento de Moderada Magnitude (W/m<sup>2</sup>)</b>	<b>Energia E. Evento de Alta Magnitude (W/m<sup>2</sup>)</b>	<b>Classificação de Risco de Erosão Lateral</b>	<b>Possibilidade de modificações</b>
<b>BRT-1</b>	6,66	39,33	143,11	MODERADO	<b>Alta</b>
<b>BRT-2</b>	4,58	27,04	98,39	ELEVADO	<b>Alta</b>
<b>BRT-3</b>	20,15	119,06	433,18	BAIXO	<b>Médio</b>
<b>BRT-4</b>	2,78	16,43	59,77	MUITO ELEVADO	<b>Alta</b>
<b>BRT-5</b>	1,34	7,89	28,72	ELEVADO	<b>Alta</b>
<b>BRT-6</b>	1,66	9,82	35,74	MODERADO	<b>Médio</b>

São nos eventos de alta magnitude que o canal vai apresentar uma energia de fluxo suficiente para gerar uma força de distúrbio, e, assim, realizar modificações na estabilidade do canal. Porém, cada trecho vai apresentar uma condição ambiental ou resistência para absorver essa energia de fluxo. Ou seja, a possibilidade de um canal sofrer modificações na estrutura de suas margens, quando estão submetidos aos eventos de alta magnitude, está diretamente relacionada à sua condição de resistência a estabilidade lateral.

Desse modo, mesmo que o trecho BRT-3 se destaque por apresentar uma alta energia de fluxo durante esses eventos extremos (433,18W/m<sup>2</sup>), encontra-se classificado como “média” possibilidade de modificações, por apresentar um “baixo” risco de erosão lateral. Ou seja, possui uma alta resistência aos processos erosivos, devido aos parâmetros de controle à erosão (cobertura vegetal, densidade de raízes e material sedimentar) que estão agindo como forças estabilizadoras e conduzindo à estabilidade da margem.

Os trechos classificados como risco de erosão moderado apresentam probabilidade de modificação diferente, enquanto que o BRT-6 encontra-se mais estável aos processos erosivos, pois a cobertura vegetal, especialmente a rede radicular, reforça a estrutura das margens, aumentando, assim, a resistência a erosão. O BRT-1 possui uma energia de fluxo

quatro vezes maior em relação ao trecho BRT-6, de modo que elementos de controle à erosão presentes no trecho não são suficientes para resistir às forças de distúrbios e, assim, diminuir as modificações na estrutura do canal.

Já os trechos que se encontram classificados com risco de erosão lateral “elevado” e “muito elevado” apresentam “alta” possibilidade de modificação em sua estabilidade, não apenas em eventos de cheia, como também nos eventos de vazão de magnitude moderada. O BRT-2, o BRT-4 e o BRT-5 possuem a composição de sedimentos das margens bastante uniforme e predominantemente composta por areia fina, quase sem argila. A cobertura vegetal é ausente, principalmente o BRT-4, que se destaca como um dos trechos mais degradados, e sua margem erosiva apresenta um ângulo acentuado próximo de 90°, o que eleva os parâmetros de risco à erosão. Conseqüentemente, a resistência ao cisalhamento da margem do canal é muito baixa e sujeita à erosão ou até mesmo ao colapso da estrutura sob condições de alto fluxo, particularmente onde há falta de proteção da vegetação ripária.

Desse modo, como já foi mencionado no subtópico de resistência, a elevada taxa de densidade de raízes presente no trecho BRT-4 aumenta consideravelmente a resistência da camada superficial (Figura 30).

**Figura 30:** Disposição da rede radicular na parte superior da margem direita do BRT-4



Fonte: Acervo do autor, outubro de 2019.

Contudo, à medida que vai se aproximando da parte inferior da margem, a densidade de raízes diminui, e, dependendo do nível do fluxo, ocorre a criação de cavidades pelo processo erosivo devido à baixa resistência do material da margem. Em seguida, ocorre a

ruptura do material da superfície, pois o peso do material suspenso excederá a capacidade resistente do material da margem. Machado *et al.* (2015) também constataram essa situação em uma pesquisa realizada no baixo curso da bacia do rio São Francisco. Os resultados mostraram que a distribuição radicular apresentou maiores valores na superfície devido à maior densidade de raízes nessas camadas, concluindo-se que o material da parte superior da margem é mais resistente. Outro ponto também observado nesse estudo é que as raízes mais finas apresentam maior resistência aos processos erosivos.

### **6.6 Discussão sobre estabilidade e risco de erosão de margens de rios intermitentes em ambientes semiáridos**

Procurando avaliar as diferenças e semelhanças desta pesquisa com outros trabalhos, o presente tópico teve como finalidade discutir os resultados com outros estudos que analisaram a estabilidade de margem por meio dos mesmos parâmetros de resistência dos processos erosivos que foram avaliados nesta pesquisa. De forma geral, os resultados apontaram que as quatro classificações de risco à erosão lateral apresentam uma relação direta com os parâmetros de vegetação (cobertura e densidade de raízes) e o material que compõe as margens, os quais mostraram um maior peso na classificação da resistência.

Os resultados apontaram que um dos principais fatores que contribuem para a estabilidade lateral em ambientes semiáridos é a coesão do material sedimentar. Nos trechos em que a análise granulométrica indicou amostras com mais de 70% de areia, existem margens menos coesas, e, em trechos com predominância de argila e silte, apresentaram uma maior resistência aos processos erosivos. Assim como nos resultados desta pesquisa, os trabalhos de Hooke, (1980), Nanson e Hickin (1986), Thorne e Tovey (1981), Dapporto *et al.* (2003), Wang *et al.*, 2008; Xia *et al.* (2014), Barman *et al.* (2019), entre outros, constataram a importância da identificação da propriedade do material, para a classificação do risco de erosão das margens, e apontaram que os rios aluviais apresentam maior suscetibilidade de possuir margens instáveis, resultando em uma maior capacidade de ajuste do canal.

No entanto, a presença da cobertura vegetal em trechos aluviais fornece um reforço coesivo adicional para os materiais da margem não consolidados. Os resultados mostram que nos trechos com margens compostas de material arenoso houve uma classificação moderada de risco à erosão, devido à presença da cobertura vegetal e sua rede radicular, enquanto áreas em que a presença da cobertura vegetal é abaixo de 30% enquadraram-se como trechos de

elevado risco à erosão das margens. Esses apontamentos foram realizados também nos estudos de Simon *et al.* (2004), Burylo *et al.* (2011), Polvi *et al.* (2014), Machado *et al.* (2015), Krzeminska *et al.* (2019) e Yu *et al.* (2020). Esses estudos foram além, pois seus resultados mostraram que o porte da vegetação também exerce uma influência significativa na estabilidade da margem. As espécies herbáceas proporcionaram um aumento na resistência ao cisalhamento do solo, enquanto as espécies arbóreas foram menos eficientes.

Porém, não só a cobertura e o porte da vegetação têm influência na resistência das margens, como também a densidade das raízes e, principalmente, a sua distribuição pela margem podem diminuir ou aumentar os processos erosivos. Como foi mostrado nos resultados, existem trechos que apresentam uma alta densidade de raízes, porém as raízes encontram-se concentradas apenas na parte superior da margem, o que indica que a margem apresenta alguns pontos mais resistentes que outros. Ou seja, a capacidade das raízes em modificar a coesão do substrato das margens está diretamente relacionada à distribuição. Os estudos realizados por Pollen (2007) e Yu *et al.* (2020) avaliaram de forma mais detalhada essas relações nas margens no rio Tarim, no noroeste da China, e confirmaram que as raízes fornecem reforço eficaz para as margens não coesas. No entanto, os efeitos são altamente variáveis e estão diretamente relacionados aos diferentes diâmetros e distribuição da rede radicular da vegetação.

Outro parâmetro também considerado ao avaliar a estabilidade lateral e que apresenta uma grande influência na classificação dos riscos erosivos é a geometria do canal, principalmente o ângulo das margens. Os resultados de classificação de risco à erosão apontaram que trechos como o BRT-4 e BRT-5, que possuem margens verticalizadas com ângulos próximos ao 90°, também estão mais suscetíveis aos processos erosivos. Essa influência foi observada também nos estudos de Kondolf e Curry (1984, 1986), Simon *et al.*, (1999), Magalhães (2010), Das e Bhowmik (2013), Sass e Keane (2012), Mazumdar e Talukdar (2018). É importante colocar que, assim como na pesquisa em tela, esses estudos não consideraram apenas a geometria das margens em suas análises, como também todos os outros fatores de resistência (vegetação e composição do material).

Outro ponto a se destacar é que, nesses mesmos estudos Magalhães, (2010), Sass e Keane, (2012), Mazumdar e Talukdar (2018) fizeram uso das metodologias de BANCS, e todos obtiveram um resultado satisfatório na classificação de risco das margens por meio da realização de adaptação e modificação do modelo na parte do BEHI, principalmente nos parâmetros de vegetação. Desse modo, apesar desta pesquisa utilizar apenas a primeira etapa

do BEHI, também com algumas adaptações na coleta dos dados e na classificação da cobertura vegetal, os resultados apresentam uma coerência, visto que o modelo é passível de ajustes em seus parâmetros para a adequação das condições ambientais de cada área de estudo.

Em relação ao comportamento da vazão para os processos de estabilidade lateral, os resultados mostraram que serão em eventos de vazão moderada e alta magnitude que o canal vai apresentar energia de fluxo suficiente para gerar uma força de distúrbio e, assim, realizar modificações na estabilidade do canal. Porém, a possibilidade de um canal sofrer modificações na estrutura de suas margens, quando está submetido aos eventos de alta magnitude, está diretamente conectada à sua condição de resistência à estabilidade lateral. Os estudos realizados por Bertoldi *et al.* (2010) e Ashraf *et al.* (2016), em rios aluviais, também apontaram que os fluxos sazonais e as cheias são responsáveis pelas principais mudanças morfológicas, e os processos de erosão das margens ocorrem no ápice dos eventos de inundações.

Por fim, procurando realizar uma comparação com os poucos trabalhos que foram feitos em relação ao semiárido brasileiro, observou-se que a vegetação representa um ponto-chave no controle da erosão em seguida da composição das margens. O estudo de Cavalcante (2012), realizado no rio Jaguaribe, assim como o de Andrade e Maia (2018), procura focar suas análises nos principais parâmetros de resistência das margens (a cobertura vegetal e a coesão do material), também levando em consideração o comportamento hidrológico, principalmente as vazões de margens plenas (*bankfull*). Porém, é importante destacar que essas pesquisas foram além de analisar a resistência das margens, pois ambas realizaram monitoramento das taxas de erosão e do comportamento hidrológico e quantificaram o recuo das margens.

## **7. CONSIDERAÇÕES FINAIS**

Os resultados obtidos referentes à diversidade fluvial possibilitaram uma caracterização do rio Taperoá, que possui uma diversidade relevante, quanto aos seus controladores regionais e fluviais, apresentando três unidades paisagísticas em que duas influenciam diretamente a dinâmica fluvial do rio principal, sendo a área de cabeceira e pedimento dissecado. A configuração de canal alterna seguindo as variações estruturais da

paisagem. É importante colocar que essas variações estruturais tornam o canal mais controlado pelas estruturas geológicas menos capazes de se ajustarem a mudanças. Isso diminui, conseqüentemente, as possibilidades de erosão e migração lateral do canal, pois esses trechos geralmente apresentam leitos e/ou margens rochosas.

Em relação à classificação de risco à erosão das margens, os trechos BRT-1 e BRT-6 estão representando as diferentes condições de classificação de categoria de risco à erosão moderada, o BRT-2 e o BRT-5 representam a categoria de risco elevada, o BRT-3 com baixo risco de erosão e o trecho BRT-4 com uma classificação “muito elevada” para os processos de erosão lateral. Os resultados mostraram que o fator-chave dessa classificação foram os parâmetros da cobertura vegetal, da composição e disposição do material da margem. Dessa forma, para os trechos que apresentaram uma baixa coesão do material de margem, a cobertura vegetal e a rede radicular foram os principais parâmetros que contribuíram na resistência, exceto o trecho BRT-4, no qual a rede radicular contribuiu na instabilidade. A cobertura vegetal e, principalmente, suas raízes possuem uma importância fundamental no incremento da estabilidade da margem e no aumento da resistência contra as ações do escoamento, pois fornecem reforço coesivo adicional para os materiais da margem não consolidados. Assim, é necessária a conservação do ambiente ripário, principalmente nos trechos que apresentam materiais menos coesos em suas margens.

Avaliando a relação dos tipos de eventos, o estudo indica que os eventos de magnitude alta são considerados um dos principais fatores para a intensificação dos processos erosivos, sobretudo em trechos fluviais onde a cobertura vegetal é ausente, tornando, assim, importantes desencadeadores de modificações na estrutura dos canais, gerando uma instabilidade no sistema. Seguindo nessa perspectiva, os trechos BRT-3 e BRT-6 estão classificados como “média” possibilidade de modificação, e os demais trechos apresentam uma “alta” probabilidade de sofrer alteração em suas margens.

A metodologia utilizada se mostrou adequada para atingir os objetivos propostos. A utilização da primeira parte da metodologia dos estilos fluviais permitiu entender os elementos controladores da diversidade e comportamento fluvial e, desse modo, elencar os trechos representativos para demonstrar a diversidade da dinâmica lateral do rio Taperoá. O uso da primeira etapa da metodologia da BANCS possibilitou uma integração entre os elementos que contribuem para a resistência dos processos erosivos das margens. E, por fim, a identificação da magnitude e frequência dos eventos de vazão foi de extrema importância para compreender o comportamento hidrológico de um ambiente semiárido, e, principalmente, por

ter identificando da periodicidade dos eventos de alta magnitude, que são os capazes de gerar uma alteração na morfologia da paisagem.

A integração das propostas metodológicas fornece dados qualitativos ao planejamento territorial e ambiental, indicando quais áreas são mais susceptíveis à erosão e possibilitando à identificação das áreas mais sensíveis a remoção da vegetação ripária, assim como aponta as áreas que necessitam de uma maior conservação da vegetação ripária, diante da baixa resistência dos materiais das margens.

No geral, diante do que foi explanado no presente trabalho, considera-se notória a necessidade de estudos mais detalhados para a área, viabilizando a criação de dados mais verticalizados no que diz respeito ao ambiente semiárido e ao tema abordado. O aprofundamento dessa abordagem se faz presente, visto que há importantes lacunas relacionadas à estabilidade lateral em ambiente semiárido que requer estudos mais aprofundados. Desse modo, podem-se citar algumas questões:

- a) o monitoramento do comportamento hidrológico da área, em especial na análise do comportamento da precipitação e vazão e sua resposta no fluxo dos canais, visando maior detalhamento dos eventos efetivos. E, assim, quantificar as modificações resultantes;
- b) análise da resistência das margens a partir de diferentes características da vegetação e, principalmente, a sua rede radicular;
- c) o monitoramento do comportamento de erosão lateral de acordo com as condições ambientais de cada estilo fluvial;
- d) a geração de modelos de análise da dinâmica de erosão de margens para diferentes cenários hidrológicos e de resistência lateral.

## 8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDRADE J. H. R.; MAIA C. E. Erosão De Margens Em Rios Semiáridos: Estudo Na Sub-Bacia Do Baixo Jaguaribe – Ceará – Brasil. **Rev. Bras. Geomorfologia**. (Online), São Paulo, v.19, n.4, p.859-870, 2018.
- ARAUJO, A. P.; ROCHA, P. C. Aplicação de Métodos para Identificação e Quantificação dos Processos de Erosão de Margens em Rios: o Caso do Córrego do Cedro em Presidente Prudente/SP. In: 8º Simpósio Nacional de Controle de Erosão, **Anais**. São Paulo, 2009.
- ASHRAF, M. *et al.* River bank erosion and channel evolution in sand-bed braided reach of River Chenab: role of floods during different flow regimes. **J Geosci** vol.9:140, 2016.
- ATTANASIO.C.M; GANDOLFI.S; ZAKIA.M.J.B;JUNIOR.J.C.T.V .A importância das áreas ripárias para a sustentabilidade hidrológica do uso da terra em microbacias hidrográficas. **Bragantia, Campinas**, v. 71, n. 4, p.493-501, 2012.
- BAETS, S.D., POESEN, J., REUBENSM, B., WEMANS, J., BAERDEMAEKER, D., MUYS, B. Root tensile strength and root distribution of typical Mediterranean plant species and their contribution to soil shear strength. **Plant Soil**. vol.305, p.207–226,2008.
- BANKHEAD, N.P; SIMON, A . Enhanced application of root reinforcement algorithms for bank-stability modeling. **Earth Surf. Process. Landforms** v.34, p.471–480, 2009.
- BARMAN, K. *et al.*Effect of clay fraction on turbulence characteristics of flow near an eroded bank. **Journal of Hydrology**. Vol.571 p. 87–102, 2019.
- BARTLEY,R. *et al.* A sediment budget for a grazed semi-arid catchment in the Burdekin basin, Australia. **Geomorphology** 87 (2007) p.302–321
- BASTOS. F. H.; CORDEIRO, A. M. N. **Processos de formação das paisagens semiáridas do Estado do Ceará**. In: Araujo, M. A. G. de *et al.* (orgs.). Geografia ensino e pesquisa: produzindo saberes. Curitiba: CRV, 2012. p. 149-170.
- BERTOLDI, W. *et al.* Assessment of morphological changes induced by flow and flood pulses in a gravel bed braided river: the Tagliamento River (Italy). **Geomorphology**. vol.114 p.348–360, 2010.
- BIGARELLA, J. J.; SUGUIO, K.; BECKER, R. D. **Ambiente Fluvial: Ambientes de Sedimentação, sua interpretação e importância**. 1ª. ed. Curitiba: Editora da Universidade Federal do Paraná. Associação de Defesa e Educação Ambiental, 1979.
- BINDA, A.L. Morfologia e processos fluviais: o papel dos detritos lenhosos. **Boletim Goiânia** v.28 n.2 p. 59-74 jun. / dez.2008
- BRACKEN, L J.; CROKE, J. The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. **Hydrological processes**. n. 21, p. 1749-1763, 2007.

BRIERLEY, G. J.; FRYIRS, K. A. **Geomorphology and River Management**: Applications of the River Styles Framework. Oxford: Blackwell Publications, 2005.

BRIERLEY, G; FRYIRS, K; OUTHET, D. MASSEY, C. **Application of the River Styles framework as a basis for river management** in New South Wales, Australia. Applied geography. Elsevier Science Ltd. 2002.

BURYLO, M. et al. Soil reinforcement by the roots of six dominant species on eroded mountainous marly slopes (Southern Alps, France). **Catena**. Vol.84 p.70–78, 2011.

CAVALCANTE, A. A. & CUNHA, S. B. Morfodinâmica Fluvial Em Áreas Semiáridas: Discutindo O Vale Do Rio Jaguaribe-CE-Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.13, n.1, (Jan-Mar) p.39-49, 2012.

CAVALCANTE, A. A. **Morfodinâmica fluvial em rios semiáridos**: O rio Jaguaribe a jusante da barragem do Castanhão – CE – Brasil. Tese (Doutorado em Geografia. Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2012.

CAVALCANTE, A.A; CUNHA, S. B. **Dinâmica Fluvial no Semiárido e Gestão dos Recursos Hídricos: Enfoques sobre a Bacia do Jaguaribe – CE**. IN: Potencialidades MEDEIROS.C.N; GOMES.D.D.M; ALBUQUERQUE.E.L.S; Cruz. M.L.B.C. Os Recursos Hídricos do Ceará: Integração, Gestão e Potencialidades. Fortaleza: IPECE, p.268, 2011.

CHARLTON, R. **Fundamentals of Fluvial Geomorphology**. New York: Routledge, 2008. 234p, 2008.

CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia fluvial. In: **Geomorfologia**. 2.ed. São Paulo: Editora Blucher, p. 65 – 101, 1980

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia Fluvial**. São Paulo: Edgard Blücher, 1981.

CORRÊA, A. C. B. Contribuição à análise do Recife como um geossistema urbano. **Revista de Geografia** v.23, p.86-105, 2006.

CORRÊA, A. C. B. *et al.* Megageomorfologia e morfoestrutura do Planalto da Borborema. **Revista do Instituto Geológico** v.31, p.35-52, 2010.

CUNHA, S. B. Geomorfologia Fluvial. In: GUERRA, A. T. G. & CUNHA, S. B. (org.). **Geomorfologia**: uma atualização de bases e conceitos. 7.ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, Cap. 5, p 211-252, 2007.

CUNHA, S.B. Geomorfologia Fluvial. *In*: CUNHA, S.B.; GUERRA, A.J.T. (orgs.) **Geomorfologia exercícios técnicas e aplicações**. 2ª ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p. 157-189, 2002.

DAPPORTO, S., et al. Mechanisms of Riverbank Failure Along the Arno River, Central Italy. **Earth Surf. Process. Landforms**. Vol.28, p.1303–1323, 2003.

DARBY.S; GESSLER. D; THORNE, A.C. Computer program for stability analysis of steep, cohesive riverbanks. **Earth Surf. Process. Landforms** v. 25, p.175-190, 2000.

- DAS,N; BHOWMIK,M. Qualitative Assessment of River Bank Erosion Risk in Jirania Rural Development Block, Tripura. **Indian Journal of Applied Research**. Vol.3, 2013.
- DIAS, W. A ; THOMAZ, E. L. Avaliação dos efeitos do pastoreio sobre a erosão em margens de canal fluvial em sistema de faxinal. **Sociedade & Natureza** (UFU. Impresso), v. 23, p. 23-35, 2011b.
- DIAS, W. A. THOMAZ, E. L. Influência de escombros lenhosos na dinâmica de riachos em área de faxinal. **Revista Terr@ Plural**, v. 5, n.2, p .229-248, 2011a.
- FERNANDEZ, O.V.Q. **Mudanças no Canal Fluvial do rio Paraná e Processos Erosivos nas Margens:** região de Porto Rico-PR. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências. UNESP, Rio Claro, 1990.
- FERNANDEZ, O.V.Q; FÚLFARO, V.J. Magnitudes e Processos de Erosão Marginal no Rio Paraná, Trecho de Porto Rico-PR. **Geografia**. Rio Claro-SP, 1993.
- FERNANDEZ, O.V.Q; SOUZA FILHO, E.E. Efeitos do regime hidrológico sobre a evolução de um conjunto de ilhas no rio Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências** v.43, p.161-171, 1995.
- FISRWG – The Federal Interagency Stream Restoration Working Group. Stream corridor restoration: principles, processes and practices. **Federal agencies of the US gov't**, 1998.
- FOLK, R. L. & WARD, W. Brazos River bar: a study in the significance of grainsize parameters. **Journal of Sedimentary Research**, v. 27, p.3-26, 1957.
- FRANCISCO, P. M. **Modelo de mapeamento da deterioração do Bioma Caatinga da Bacia Hidrográfica do Rio Taperoá, PB.** Tese (Doutorado). Campina Grande, UFPB. 2013.
- FRYIRS, K ; BRIERLEY, G. J. A geomorphic approach to the identification of river recovery potential, **Physical Geography**, v.21 n.3 p.244-277, 2000.
- FRYIRS, K ; SPINK, A.; BRIERLEY, G. Post-European settlement response gradients of river sensitivity and recovery across the upper Hunter catchment, Australia. **Earth Surface Process and Landforms**, n. 34, p. 897-918, 2009.
- FRYIRS, K. A ; BRIERLEY, G. J. **Geomorphic Analysis of River Systems: An Approach to Reading the Landscape**, John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, UK. 2013.
- GALE, S. J; HOARE, P. G. **Quaternary sediments: petrographic methods for the study of ulithified rocks**. Londres: Bethaven Press, 1991.
- GARDE, R.J., RAJU, K.R., **Mechanics of Sediment Transportation and Alluvial Stream Problems**. Taylor & Francis. 2000.

GHOLAMI,V; KHALEGHI, M.R. The Impact of Vegetation on the Bank Erosion (Case Study: The Haraz River) **Soil & Water Res**, v.8, n.4 p.158–16, 2013.

GRAF, W. L. **Fluvial Process in Dryland Rivers**. Caldwell: The Blackburn Press, 1988.

HACK, J. T. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. **Am. J. Sci.**,v.258, p.80-97, 1960.

HOLANDA, F.S.R. et al. Riparian vegetation affected by bank erosion in the lower São Francisco River, Northeastern Brazil. **R. Árvore, Viçosa-MG**, v.29, n.2, p.327-336, 2007.

HOOKE J.M. An Analysis of the Processes of River Bank Erosion. **Journal of Hydrology**, v.42 p.39-62, 1979.

HOOKE, J. Magnitude and distribution of rates of river bank erosion. **Earth Surface Processes** v.5, p.143-157, 1980.

HUGGET, R. A history of the systems approach in geomorphology. Regards croisés sur l'histoire et l'espistémologie de la géomorphologie. Vol. 13, n. 2, 2007.

KEINA, M.; PAULA, E. V.; SANTOS, L. J. C. Análise comparativa dos estilos fluviais do rio Sagrado (Morretes/PR) para os anos de 2006 e 2011. **Revista Geografar - Curitiba**, v. 9, n. 1, p. 27-44, jun. 2014.

KLEINA, M. **Estilos fluviais do rio sagrado (Morretes/PR): Análise comparativa dos anos de 2006 e 2011**. Monografia. Universidade Federal do Paraná. Curitiba. 2013.

KNIGHTON, A. D.; NANSON, G. C. An event-based approach to the hydrology of arid zone rivers in the Channel Country of Australia. **Journal of Hydrology**, v. 254, p. 102-123, 2001.

KNIGHTON,A.D. Riverbank erosion in relation to stream flow conditions, River Bollin Dean, Cheshire. **East Midland Geographer**, v.5, p.416-26, 1973.

KONDOLF G. M; CURRY R.R.. The role of riparian vegetation in channel bank stability: Carmel River, California. In California Riparian Systems, Warner RE, Hendrix KM (eds). **University of California Press**: Berkeley; p.124–133,1984.

KONDOLF, G. M., CURRY, R. R. Channel erosion along the Carmel River, Monterey County, California. **Earth Surface Processes and Landforms. Wiley InterScience**. v.11, n., 1986.

KRZEMINSKAA,D. et al. Effect of riparian vegetation on stream bank stability in small agricultural catchments. **Catena**. Vol. 172 p.87–96,2019.

LAI,Y.G. et al. Modeling of multilayer cohesive bank erosion with a coupled bank stability and mobile-bed model. **Geomorphology** v.243 p.116–129, 2015.

LEDDEN, M.V, et al. A conceptual framework for the erosion behaviour of sand-mud mixtures. **Cont. Shelf Res**. Vol.24 (1), p.1–11,2004.

LIMA, R. N. S.; MARÇAL, M. S. Avaliação da condição geomorfológica da Bacia do Rio Macaé – RJ a partir da metodologia de classificação dos Estilos Fluviais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 2, p. 171-179, 2013.

MACHADO, L. et al. Contribution of the root system of vetiver grass towards slope stabilization of the São Francisco River. **Ciências Agrárias, Londrina**, v. 36, n. 4, p. 2453-2464, 2015.

MACHANDO, P.S.O; TORRES, F.T.P. **Introdução a Hidrogeografia in** Bacia Hidrográfica São Paulo: Cengage Learning, p.37,2012.

MAGALHÃES H.E.S. **Avaliação do estado de potencial erosão das margens de um curso de água. Aplicação a troços estuarinos de rios do norte de Portugal.** Dissertação submetida para especialização em hidráulica. Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto. Junho, 2010.

MAGALHÃES,H; MAIA, R. **Problemática E Análise Da Erosão Das Margens De Um Curso De Água. Exemplo De Aplicação Ao Rio Neiva.** 5º Jornadas de Hidráulica, Recursos Hídricos e Ambiente, FEUP, 2010.

MAIA, C. E. **Método simplificado para estimativa das dimensões do bulbo molhado na irrigação por gotejamento superficial.** In: II Inovagri International Meeting, II Brazilian Symposium on Salinity & II Brazilian Meeting on Irrigation Engineering. Fortaleza, BR: Inovagri, p. 1674-1682, 2014.

MAMEDE, M. A. & ARAÚJO, F. S. Effects of slash and burn practices on a soil seed bank of caatinga vegetation in Northeastern Brazil. **Journal of Arid Environments** v.72: p.458-470, 2008.

MAZUMDAR,N ;TALUKDAR,D.B. Role of Physical Properties of Soil in River Bank Erosion Assessment: A Case Study in Lower Assam Region of River Brahmaputra of India. **American Journal of Engineering Research (AJER)**. Vol.7, p-197-205,2018.

MIDGLEY, T. L; FOX, G.A ; HEEREN, D.M. Evaluation of the bank stability and toe erosion model (BSTEM) for predicting lateral retreat on composite streambanks. **Geomorphology** p.145–146, 2012.

MITCHENER, H., TORFS, H., Erosion of mud/sand mixtures. **Coast. Eng.** Vol.29, p.1 25,1996.

MOTA, I. S. de A. **Avaliação da Erosão Marginal e Transporte de Sedimentos na Sub-bacia do Riacho Fundo – D.F.** Rio de Janeiro: UFRJ, 2001. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geografia, UFRJ, 2001.

MURGATROYD, A.L; TERNAN,J.L. The impact of afforestation on stream bank erosion and channel form. **Earth Surface Processes and Landforms banner**. July/August 1983.

NAGHETTINI, M. **Introdução á hidrologia**. IN: BAPTISTA, M; PÁDUA, V. Restauração de ambientes fluviais. Editora Manole Ltda. Barueri, SP. 2016.

NANSON, G.C; HICKIN, E.J. A statistical analysis of bank erosion and channel migration in Western Canada. **Bulletin Geological Society of America**, v. 97, n. 8 p. 497-504, 1986.

NELLER, R.J.\_A comparison of channel erosion in small urban and rural catchments, Armidale, New South Wales. **Earth Surface Processes and Landforms banner** v.13 p.1-7, 1988.

NIMER, E. **Pluviometria e recursos hídricos de Pernambuco e Paraíba**. Rio de Janeiro: IBGE, 1979.

ORFEO, O; STEVAUX, JC. Características hidráulicas e morfológicas dos trechos médio e superior do rio Paraná (Argentina e Brasil). **Geomorfologia**, vol. 44, p. 309-322. 2002

PARKER, C; SIMON, A; THORNE, C.R. The effects of variability in bank material properties on riverbank stability: Goodwin Creek, Mississippi **Geomorphology** v.101 p.533–543, 2008.

PEREIRA.T.K; MORO.R.S. Paisagem ripária fluvial dos rios Pitangui e Jotuva no primeiro planalto paranaense, Ponta Grossa, PRGEOUSP - **Espaço e Tempo**, São Paulo, v. 31 p. 79 - 93, 2012.

PFANKUCH, D.J. Stream Reach Inventory and Channel Stability Evaluation. United States Department of Agriculture (USDA), **Forest Service**, Government printing office, Washington. D.C. 1975.

PHILLIPS, J. Changes, perturbations, and responses in geomorphic systems. Progress in physical Geography. KENTUCKY UNIVERSITY. 2009.

PHILLIPS, J.D. et al. Domination of hillslope denudation by tree uprooting in an old-growth forest. **Geomorphology**. Vol. 276, p. 27-36, 2017.

POLLEN, N., SIMON, A., COLLISION, A.J.C., Advances in assessing the mechanical and hydrologic effects of riparian vegetation on streambank stability. In Riparian Vegetation and Fluvial Geomorphology, Washington, D.C., p. 125–139. 2004.

POLLEN, N., Temporal and spatial variability in root reinforcement of streambanks: Accounting for soil shear strength and moisture. **Catena**. Vol. 69, p.197–205,2007.

POLLEN,N; SIMON, A. Estimating the mechanical effects of riparian vegetation on stream bank stability using a fiber bundle model. **Water Resources Research**, vol. 41, 2005

POLLEN-BANKHEAD, N., SIMON, A. Hydrological and hydraulic effects of riparian root networks on streambank stability: is mechanical root-reinforcement the whole story? **Geomorphology**. Vol.116,p. 353–362,2010.

POLVI, L.E. et al. Modeling the functional influence of vegetation type on streambank cohesion. **Earth Surf. Process. Landforms**. Vol. 39, p.1245–1258, 2014.

REISER, H.; KUTIEL, H. Rainfall uncertainty in the Mediterranean: definition of rainy season - a methodological. **Theoretical and Applied Climatology**, n. 94, p. 35-49, 2008.

ROCHA, P. C.; SOUZA FILHO, E. E. **Erosão marginal e evolução hidrodinâmica no sistema rio-planície fluvial do Alto Paraná-Centro Sul do Brasil**. In: NUNES, J.O.R.; ROCHA, P. C. (org.). Geomorfologia: aplicações e metodologias. São Paulo: Expressão Popular: UNESP. Programa de Pós-Graduação em Geografia, 2008.

ROCHA, P.C ; SOUZA FILHO, E.E. Erosão Marginal em Canais Associados ao Rio Paraná, na Região de Porto Rico-PR. **Boletim Paranaense de Geociências** v.(44), 1996.

ROCHA, I.P. **Relação entre a erosão marginal, atributos físicos do solo e variáveis hidrológicas e climáticas no Baixo São Francisco Sergipano**. Dissertação de Mestrado, Núcleo de Pós-Graduação e Estudos Em Recursos Naturais. UFS, São Cristóvão, 2009.

ROCHA, P. C. Considerações Sobre a Hidrodinâmica e a Estabilidade de Margens no Sistema Rio Baía/Canal Corutuba/Rio Ivinheima, na Planície Aluvial do Alto Rio Paraná, na Região de Porto Rico-PR. **Revista Geosul** v.1, 1998.

ROCHA, W. W. *et al.* Resistência ao cisalhamento e grau de intemperismo de cinco solos na Região de Lavras. **Revista Brasileira de Ciência do solo** v.26: p. 297-303, 2002.

ROSGEN, D.L. A Practical Method of Computing Streambank Erosion Rate. **Federal Interagency Sediment Conference**, Reno Nevada, 2001a.

ROSGEN, D.L. A Stream Channel Stability Assessment Methodology. **7th Federal Interagency Sedimentation Conference**. Reno Nevada p.24-29, 2001b.

SANTOS, C. A. G . *et al.* Influência do tipo da cobertura vegetal sobre erosão no semiárido paraibano. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. Vol. 4, nº 1, p.92-96, 2000.

SANTOS, C.J. S; SOUZA, J.O.P. Análise da Estabilidade Lateral em Trechos Fluviais da Bacia Riacho do Tigre, Semiárido Paraibano. **Revista Caminhos de Geografia**. Uberlândia-MG, v. 21, n. 75, p. 15–33, 2020.

SANTOS, C.J.S. **Análise da Estabilidade Lateral em Ambientes Fluviais do semiárido Paraibano**. Monografia (Graduação em Geografia) - Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa – PB 60p, 2016.

SASS, C. K.; KEANE, T. D. Application of Rosgen's BANCS model for NE Kansas and the development of predictive streambank erosion curves. **Journal of the American Water Resources Association**, vol.48, p. 774-787, 2012.

SCHUMM, S. A. **The fluvial system**. Caldwell: The Blackburn Press, 1977.

SHEPARD, F. P. Nomenclature base dansand-silt-clayratios. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 24, p. 151-158, 1954.

SIMON, A., COLLISON, A.J.C. Quantifying the mechanical and hydrologic effects of riparian vegetation on streambank stability. **Earth. Surf. Proc. Landf.** Vol.27, p.527–546, 2010.

SIQUEIRA, A. G. et al. **Modificações fluviais à jusante de barragens**. 14º Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia e Ambiental, 2013.

SMITH, D.G. Effect of vegetation on lateral migration of anastomosed channels of glacier meltwater river. **Geol. Soc. Am. Bull** v.87 p.857-860, 1976.

SOUZA, B. I. **Cariri Paraibano: do silêncio do lugar à desertificação**. Tese (Doutorado em Geografia) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre – RS, 2008.

SOUZA, B.I; *et al.* Contribuição ao estudo da desertificação na Bacia do Taperoá. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 8, n. 2/3, p. 292-298, 2004.

SOUZA, J. O. P. de. **Modelos de evolução da dinâmica fluvial em ambiente semiárido** – bacia do riacho do Saco, Serra Talhada, Pernambuco. Tese (Doutorado). Universidade Federal de Pernambuco, Campus Recife, Curso de Pós-Graduação em Geografia. Recife. 2014.

SOUZA, J. O. P. **Sistema fluvial e açudagem no semi-árido, relação entre a conectividade da paisagem e dinâmica da precipitação, na bacia de drenagem do riacho do sacco, Serra Talhada, Pernambuco**. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Pernambuco. Programa de Pós-Graduação em Desenvolvimento e Meio ambiente. Recife, p. 169. 2011.

SOUZA, J.O. P; ALMEIDA. J.D.M. Processos fluviais em terras secas: uma revisão. **Revista OKARA: Geografia em debate** v.9, n.1, p. 108-122, 2015.

STEVAUX, J. C; LATRUBESSE, E. M. **Geomorfologia Fluvial**. São Paulo: Oficina de Textos, 2017.

STROMBERG,J.C; BAGSTAD,K.J ;LEENHOUTS, J.M ; LITE.S.J ;MAKINGS.E. Effects of stream flow intermittency on riparian vegetation of a semiarid region river (San Pedro River, Arizona).**River Res. Applic** v.21 p. 925–938,2005.

SUGUIO, K. **Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998.

SUGUIO, K. Geologia sedimentar. **Erosão, Transporte e Deposição de Sedimentos** Edgard Blücher, 2003.

THORNE, C. R ; TOVEY, N.K. Stability of composite river banks. **Earth Surface Processes and Landforms** . **Wiley InterScience**. v. 6, n. 5, p. 469-484, 1981.

THORNE, C. R. ‘Processes of bank erosion in river channels’, **Unpublished Ph.D. thesis**, School of Environmental Sciences, UEA, Norwich, UK, 1978.

TOOTH, S. Process, form and change in dryland rivers: a review of recente research. **Earth-Science Reviews**, v. 51, p. 67-107, 2000.

TOOTH, S.; NANSON, G. C. Anabranching Rivers on the Northern Plains of arid central Australia. *Geomorphology*, v.29,p.211–233, 1999.

TRAVASSOS, I. S. “Florestas brancas” do semiárido nordestino: desmatamento e desertificação no cariri paraibano. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa - PB.148 f, 2012.

TWIDALE, C. R. Erosion of an alluvial bank at Birdwood, South Australia. *Geomorphologie* v. 8\_p. 189 – 211, 1964.

VANNOTE, R. L; G. W. MINSHALL, K. W; CUMMINS, J. R; SEDELL, AND C. E. CUSHING. The river continuum concept. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 37: 130-137. 1980.

WANDERLEY, L. S. A, *et al.* Climatologia aplicada ao planejamento de cultivo da palma forrageira em bacia hidrográfica no semiárido do Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Geografia Física** v.10, n.03, p.955-969, 2017.

WANG, G.Q., XIA, J.Q., WU, B.S., Numerical simulation of longitudinal and lateral channel deformations in the braided reach. *ASCE J. Hydraulic Eng.* 134 (8), 1064–1078,2008.

WOLMAN, M. G. Factors influencing the erosion of cohesive river banks. **American Journal of Science**, v.257, p.204-216,1959.

XIA, J. et al. Seasonal variations in composite riverbank stability in the Lower Jingjiang Reach, China. **J. Hydrol.** Vol.519,p. 3664–3673,2014.

YU,G.A. et al. Effects of riparian plant roots on the unconsolidated bank stability of meandering channels in the Tarim River, China. **Geomorphology.** vol.351, 2020.