



**UFPB**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA  
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA  
DOUTORADO**

**PATRÍCIA DA CONCEIÇÃO DORNELLAS DA SILVA XAVIER**

**ANÁLISE HIDROSEDIMENTOLÓGICA DA BACIA DO ALTO RIO  
PARAÍBA: uma contribuição à morfodinâmica fluvial em ambientes semiáridos**

**JOÃO PESSOA-PB  
2021**

**PATRICIA DA CONCEIÇÃO DORNELLAS DA SILVA XAVIER**

**ANÁLISE HIDROSEDIMENTOLÓGICA DA BACIA DO ALTO RIO  
PARAÍBA: uma contribuição à morfodinâmica fluvial em ambientes semiáridos**

Tese de Doutorado apresentado ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal da Paraíba, como requisito parcial à integralização do curso.

Área de concentração: Gestão do território e análise geoambiental

**Orientador:** Prof. Dr. Richarde Marques da Silva.

**JOÃO PESSOA-PB  
2021**

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

X3a Xavier, Patrícia da Conceição Dornellas da Silva.  
Análise hidrossedimentológica da bacia do alto Rio  
Paraíba : uma contribuição à morfodinâmica fluvial em  
ambientes semiáridos / Patrícia da Conceição Dornellas  
da Silva Xavier. - João Pessoa, 2021.  
160 f. : il.

Orientação: Richarde Marques da Silva.  
Tese (Doutorado) - UFPB/CCEN.

1. Rios - terras secas. 2. Rio Paraíba - sedimentos. 3.  
Erosão - problemas ambientais. 4. Leitos fluviais -  
formas. 5. Transposição - Rio São Francisco. I. Silva,  
Richarde Marques da. II. Título.

UFPB/BC

CDU 556.53(043)

**ANÁLISE HIDROSEDIMENTOLÓGICA DA BACIA DO ALTO RIO  
PARAÍBA: uma contribuição à morfodinâmica fluvial em ambientes semiáridos**

por

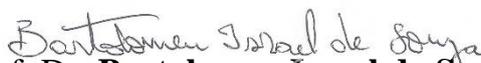
**PATRÍCIA DA CONCEIÇÃO DORNELLAS DA SILVA XAVIER**

Tese de Doutorado apresentada ao Corpo Docente do Programa de Pós-Graduação  
em Geografia do CCEN-UEPB, como requisito parcial para obtenção do título de  
Doutora em Geografia

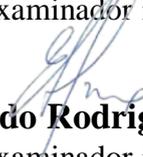
Área de Concentração: Território, Trabalho e Ambiente Aprovada por:



Prof. Dr. **Richarde Marques da Silva**  
Orientador



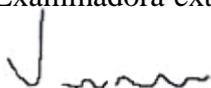
Prof. Dr. **Bartolomeu Israel de Souza**  
Examinador interno



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



Prof<sup>a</sup> Dr<sup>a</sup> **Simone Cardoso Ribeiro**  
Examinadora externa



Prof. Dr. **Vinicius da Silva Seabra**  
Examinadora externo

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

**Fevereiro/2021**

A todas as pessoas diferentes e, em especial, à minha irmã Giselle, que foi retirada deste mundo precocemente, simplesmente por ser diferente, DEDICO.

## **AGRADECIMENTOS**

Ao Professor Dr. Richarde Marques da Silva por ter aceitado me orientar, por dirimir minhas dúvidas e pelas valiosas correções da tese e artigos.

À Coordenação do curso de Doutorado em Geografia da UFPB, por seu empenho.

A minha família, especialmente, Leticia e Rafa por acreditarem em mim e me possibilitarem horas de dedicação a este trabalho.

Aos professores do Programa de Pós-Graduação em Geografia da UFPB, em especial, Professor Dr. Bartolomeu, Professor Dr. Marcelo, Professor Dr. Carlos Augusto e Professor Dr. Eduardo Viana, que contribuíram ao longo de tantos meses, por meio das disciplinas e debates, para o desenvolvimento desta pesquisa.

Aos funcionários da UFPB, em especial a Sonia, pela presteza e atendimento quando nos foi necessário.

Aos colegas da turma pelos momentos de amizade e apoio.

Ao Professor e amigo Dr. Vinícius Seabra por todo apoio e análises de Geoprocessamento.

Ao Professor e amigo Dr. Phillipe Valente por todo apoio e pelo levantamento aerofotogramétrico com drone.

Ao Professor e amigo Dr. João Lellis por todo apoio, pelo levantamento e classificação dos solos.

Ao Professor Dr. Rodrigo de Freitas Amorim, do Departamento de Geografia da UFRN pela análise granulométrica dos sedimentos em laboratório.

Ao amigo Inocêncio Borges Neto por toda ajuda nos trabalhos de campo.

À CAPES, pois o presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – código de financiamento 001, em convênio com a Fundação de Apoio à Pesquisa do Estado da Paraíba (FAPESQ)

Ao meu companheiro de vida, Rafa, sem você isso não seria possível.

*“As pessoas são cruéis, Isac. Elas têm medo de tudo o que é diferente... porque a gente revela como elas são absurdamente iguais e entediantes.”*

(Diálogo entre as personagens Isac e Inês. Cidade Invisível, Série Brasileira, 2021)

## RESUMO

Processos erosivos acelerados, assoreamento dos leitos fluviais e fluxos hídricos desconectados por barramentos, são algumas manifestações no regime hidrossedimentológico e na morfodinâmica da bacia do alto Rio Paraíba. A bacia que já apresentava problemas ambientais, devido ao intenso desmatamento e aumento do número de barramentos, desde 2017 passou a contar com um rio “perenizado” dentro de uma rede de drenagem intermitente e efêmera. Por ser de grande importância para a gestão de recursos hídricos no Estado, a bacia foi contemplada com a transposição do Rio São Francisco. Apesar da “perenização” do Rio Paraíba não ser diretamente objeto desta pesquisa, o conhecimento do regime de vazão e de sedimentos, anterior a “perenização”, permitirá entender as consequências da transposição no futuro. Diante desse quadro, o presente trabalho objetiva analisar a dinâmica hidrossedimentológica e suas repercussões morfodinâmicas na bacia. Foram trabalhadas diversas escalas espaço-temporais de análise. Na escala de bacia, foram realizadas análises integradas para avaliar a vulnerabilidade a erosão (Crepani *et al.*, 2001) e as perdas de solos (USLE). Foram aplicados parâmetros morfométricos para conhecer as variações morfológicas internas na bacia. A partir de dados históricos de chuva e vazão, foram analisados o regime e as correlações espaço-temporais na bacia. A dinâmica sedimentológica foi avaliada através da granulometria de sedimentos de fundo e aplicação das estatísticas propostas por Folk e Ward (1957), e do levantamento de terraços fluviais como depósitos representativos da sedimentação quaternária recente. Os resultados de vulnerabilidade à erosão indicam pouca variabilidade espacial e grau moderada. A estimativa de perdas de solo foi baixa para a maior parte da bacia, contudo, ocorreram setores com altas taxas, principalmente na sub-bacia do Rio Umbuzeiro. A bacia do alto Rio Paraíba é de 7ª ordem hierárquica (Strahler, 1952). As sub-bacias dos Rios Sucuru e Umbuzeiro são de 6ª ordem e a do Rio Monteiro é de 5ª ordem. A densidade de drenagem e a densidade de rios são baixas e a forma das bacias são alongadas. O relevo é de grande amplitude altimétrica, e a sub-bacia do Rio Umbuzeiro é a que possui maior variação, com um desnível de 707 metros. É evidente a influência litoestrutural nos perfis longitudinais dos rios, pois as anomalias observadas coincidem com mudanças litológicas ou com a ocorrência de zonas de cisalhamento. O regime fluvial do Rio Paraíba é de fluxo de curta duração no ano, 2 a 4 meses, com picos de cheias que ocorrem a cada 2,3 anos. O trimestre de maior vazão é fevereiro, março e abril. Em 8 anos, a área da seção Caraúbas variou 24%, sendo mais

por processos agradacionais do que degradacionais. Os sedimentos de fundo são arenosos e em 65% das amostras a granulometria média é areia grossa e pobremente selecionadas. Não foi observado o padrão de granodrecrescência, explicado pela influência dos barramentos na transmissão de sedimentos. Os solos dos terraços fluviais são Neossolo Flúvicos, com alta fertilidade natural e elevados teores de sódio. Essas características indicam se tratar de solos ajustados as condições de ambientes semiáridos. A análise integrada dos resultados (erosão, chuva, vazão, sedimentos etc.) permitiu contribuir para a compreensão da dinâmica hidrossedimentológica e morfodinâmica da bacia. Os processos hidrossedimentológicos na bacia estão controlados pelo regime pluviométrico, pelas vazões regularizadas e desconexão na transmissão dos sedimentos pelos barramentos. A morfodinâmica na bacia é intensa, porém governada pelos grandes e esporádicos eventos extremos de chuvas.

**Palavras-Chave:** rios de terras secas. erosão. sedimentos. formas.

## ABSTRACT

Accelerated erosive processes, silting of river beds, water flows disconnected by dams, are some manifestations in the hydrosedimentological regime and in the morphodynamics of the upper Paraíba River basin. The basin, which already had environmental problems, due to intense deforestation and an increase in the number of dams, has since 2017 had a “perennialized” river within an intermittent and ephemeral drainage network. Because it is of great importance for the management of water resources in the State, the basin was contemplated with the transposition of the São Francisco River. Although the “perennialization” of the Paraíba River is not directly the object of this research, knowledge of the flow and sediment regime, prior to “perennialization”, will allow us to understand the consequences of transposition in the future. Given this situation, the present study aims to analyze the hydrosedimentological dynamics and its morphodynamic repercussions in the basin. Several spatiotemporal scales of analysis were worked on. On the basin scale, integrated analyzes were carried out to assess the vulnerability to erosion (Crepani et al., 2001) and soil loss (USLE). Morphometric parameters were applied to know the internal morphological variations in the basin. Based on historical rainfall and flow data, the regime and spatio-temporal correlations in the basin were analyzed. The sedimentological dynamics was evaluated through the granulometry of bottom sediments and the application of the statistics proposed by Folk and Ward (1957), and the survey of river terraces as representative deposits of recent quaternary sedimentation. The results of vulnerability to erosion indicate little spatial variability and moderate degree. The estimate of soil losses was low for most of the basin, however, there were sectors with high rates, mainly in the Umbuzeiro River sub-basin. The upper Paraíba River basin is of the 7th hierarchical order (Strahler, 1952). The sub-basins of the Rivers Sucuru and Umbuzeiro are 6th order and the Monteiro River is 5th order. Drainage density and river density are low and the shape of the basins is elongated. The relief is of great altimetric amplitude, and the sub-basin of the Umbuzeiro River has the greatest variation, with a difference of 707 meters. The lithostructural influence on the longitudinal profiles of rivers is evident, since the observed anomalies coincide with lithological changes or with the occurrence of shear zones. The Paraíba River fluvial regime is of short duration in the year, 2 to 4 months, with flood peaks that occur every 2.3 years. The quarter with the highest flow is February, March and April. In 8 years, the

area of the Caraúbas section varied by 24%, being more due to pleasant processes than degradational ones. The bottom sediments are sandy and in 65% of the samples the average granulometry is coarse and poorly selected sand. The pattern of granodrescence was not observed, explained by the influence of the busbars on sediment transmission. The soils of the river terraces are Neossol Fluvic, with high natural fertility and high levels of sodium. These characteristics indicate that they are soils adjusted to semi-arid ambient conditions. The integrated analysis of the results (erosion, rain, flow, sediments, etc.) contributed to the understanding of the hydrosedimentological and morphodynamic dynamics of the basin. The hydrosedimentological processes in the basin are controlled by the pluviometric regime, by regularized flows and disconnection in the transmission of sediments through the busbars. Morphodynamics in the basin are intense, but governed by large and sporadic extreme rain events.

**Keywords:** Drylands rivers. Erosion. Sediments. Features.

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

<b>Figura 1.</b> Canal da transposição do Rio São Francisco – Eixo leste. ....	19
<b>Figura 2.</b> Localização geográfica da bacia do alto Rio Paraíba. ....	39
<b>Figura 3.</b> Isoietas da bacia do alto Rio Paraíba. ....	40
<b>Figura 4.</b> Distribuição anual das chuvas em Camalaú-PB. ....	41
<b>Figura 5.</b> Mapa Geológico da bacia do alto Rio Paraíba na escala 1:500.000. ....	42
<b>Figura 6.</b> Unidades geomorfológicas da bacia do alto Rio Paraíba.....	44
<b>Figura 7.</b> Mapa de solos da bacia do Alto Rio Paraíba ..... 46	46
<b>Figura 8.</b> Mapa do uso e cobertura do solo da bacia do alto Rio Paraíba ..... 48	48
<b>Figura 9.</b> Fluxograma metodológico ..... 49	49
<b>Figura 10.</b> Localização dos postos pluviométricos e da estação fluviométrica em Caraúbas-PB. ....	63
<b>Figura 11.</b> Localização regional da bacia do alto Rio Paraíba e representação dos pontos amostrais ..... 66	66
<b>Figura 12.</b> Imagem com o exemplo de alinhamento das imagens no software <i>Agisoft</i> <i>PhotoScan</i> . .... 67	67
<b>Figura 13.</b> Vulnerabilidade à erosão dos solos na bacia do alto Rio Paraíba..... 72	72
<b>Figura 14.</b> Variáveis temáticas analisadas para a vulnerabilidade à erosão dos solos na bacia do alto Rio Paraíba ..... 73	73
<b>Figura 15.</b> Fatores da USLE calculados e aplicados para a bacia do alto Rio Paraíba . 76	76
<b>Figura 16.</b> Perdas de solo na bacia do alto Rio Paraíba..... 79	79
<b>Figura 17.</b> Hierarquia de canais, segundo Strahler, para a rede de drenagem da bacia do alto Rio Paraíba ..... 83	83
<b>Figura 18.</b> Hierarquia de canais, segundo Shreve, para a rede de drenagem da bacia do alto Rio Paraíba ..... 84	84
<b>Figura 19.</b> Leis do comprimento e do número de canais, segundo Horton (1945). ..... 86	86
<b>Figura 20.</b> Geologia simplificada da bacia do alto Rio Paraíba ..... 87	87
<b>Figura 21.</b> Perfil longitudinal do Rio Sucuru e relações lito-estruturais ..... 91	91
<b>Figura 22.</b> Perfil longitudinal do Rio Monteiro e relações lito-estruturais..... 92	92
<b>Figura 23.</b> Perfil longitudinal do Rio Umbuzeiro e relações lito-estruturais ..... 93	93
<b>Figura 24.</b> Vazão média anual na estação Caraúbas no Alto Rio Paraíba..... 95	95
<b>Figura 25.</b> Frequência de vazão no Rio Paraíba em Caraúbas ..... 95	95
<b>Figura 26.</b> Curva de permanência da vazão média anual no Rio Paraíba ..... 96	96
<b>Figura 27.</b> Vazão média mensal para os anos de 1973 a 1979 ..... 97	97
<b>Figura 28.</b> Vazão média mensal para os anos de 1980 a 1989 ..... 99	99
<b>Figura 29.</b> Vazão média mensal para os anos de 1990 a 1999 ..... 100	100
<b>Figura 30.</b> Vazão média mensal para os anos de 2000 a 2008. .... 102	102
<b>Figura 31.</b> Vazão média mensal do Rio Paraíba na estação Caraúbas ..... 103	103
<b>Figura 32.</b> Curva-chave da relação cota-vazão para a seção Caraúbas no Rio Paraíba ..... 103	103
<b>Figura 33.</b> Período de retorno para vazões máximas diárias na bacia do alto Rio Paraíba ..... 104	104
<b>Figura 34.</b> Seção transversal no Rio Paraíba em Caraúbas e representação de vazões 104	104
<b>Figura 35.</b> Relação chuva-vazão no Rio Paraíba..... 105	105
<b>Figura 36.</b> Relação chuva-vazão no mês de fevereiro de 1985 ..... 106	106
<b>Figura 37.</b> Relação chuva-vazão em março de 1997 na bacia do alto Rio Paraíba..... 108	108
<b>Figura 38.</b> Correlação chuva-vazão anual de 1973 a 2008 na bacia do alto Rio Paraíba ..... 111	111
<b>Figura 39.</b> Perfis transversais do Rio Paraíba na seção Caraúbas, de 1990 a 2011..... 112	112

<b>Figura 40.</b> Mapeamento geomorfológico de detalhe do Ponto 1.....	115
<b>Figura 41.</b> Mapeamento geomorfológico de detalhe do ponto 2.....	117
<b>Figura 42.</b> Mapeamento geomorfológico de detalhe do ponto 3.....	119
<b>Figura 43.</b> Mapeamento geomorfológico de detalhe do ponto 4.....	121
<b>Figura 44.</b> Ponto 4, Rio Paraíba no município do Congo-PB. A) Passagem molhada; b) Rio Paraíba com presença de planície e terraço fluvial.....	122
<b>Figura 45.</b> Mapeamento Geomorfológico de detalhe do ponto 5.....	123
<b>Figura 46.</b> Passagem molhada sobre o Rio Paraíba em de São Domingos do Cariri-PB .....	124
<b>Figura 47.</b> Ponto amostral 1 (P1), Rio do Umbuzeiro. Curva granulométrica das amostras de sedimentos de fundo .....	126
<b>Figura 48.</b> Ponto amostral 2 (P2), Rio Paraíba próximo a PB-214. Curva granulométrica das amostras de sedimentos de fundo.....	127
<b>Figura 49.</b> Ponto amostral 3 (P3), Rio Sucuru no encontro com a PB-200. Curva granulométrica das amostras de sedimentos de fundo.....	128
<b>Figura 50.</b> Ponto amostral 4 (P4), Rio Paraíba no encontro com a PB-200. Curva granulométrica das amostras de sedimentos de fundo.....	129
<b>Figura 51.</b> Ponto amostral 5 (P5), Rio Paraíba em São Domingos do Cariri. Curva granulométrica das amostras de sedimentos de fundo.....	130
<b>Figura 52.</b> Irrigação dos solos nas margens do Rio Paraíba, Congo-PB. A) Encanação lançada na água do Rio Paraíba). B) Propriedade com infraestrutura pronta para irrigação. ....	137
<b>Figura 53.</b> Localização do perfil 1 no terraço fluvial do Rio Sucuru .....	138
<b>Figura 54.</b> Perfil 1 Neossolo Flúvico Tb Eutrófico típico e características de alguns atributos físicos e químicos .....	139
<b>Figura 55.</b> Localização do perfil 2 no terraço do Rio Paraíba no Congo-PB.....	140
<b>Figura 56.</b> Perfil 2 Neossolo Flúvico Sódico típico e características de alguns atributos .....	141
<b>Figura 57.</b> Terraço fluvial localizado na margem esquerda do Rio Paraíba e a localização do perfil de solo levantado.....	143
<b>Figura 58.</b> Perfil 3 Neossolo Flúvico Sódico típico e características de alguns atributos físicos e químicos .....	144

## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 1.</b> Geologia da bacia do alto Rio Paraíba.....	43
<b>Tabela 2.</b> Classes de solos na bacia do alto Rio Paraíba. ....	45
<b>Tabela 3.</b> Uso e cobertura do solo da bacia do alto Rio Paraíba .....	47
<b>Tabela 4.</b> Avaliação da estabilidade das categorias morfodinâmicas.....	51
<b>Tabela 5.</b> Escala de vulnerabilidade das unidades de paisagem.....	51
<b>Tabela 6.</b> Valor de vulnerabilidade à erosão para os diferentes tipos de rochas da bacia do alto Rio Paraíba. ....	52
<b>Tabela 7.</b> Valores de vulnerabilidade para a amplitude altimétrica e declividade .....	53
<b>Tabela 8.</b> Valores de vulnerabilidade para as classes de solos. ....	53
<b>Tabela 9.</b> Resolução espacial e espectral das 13 bandas do sensor MSI (Sentinel 2) ...	54
<b>Tabela 10.</b> Valores de vulnerabilidade para as classes de uso e cobertura na bacia do alto Rio Paraíba .....	56
<b>Tabela 11.</b> Valores de vulnerabilidade para o tema clima aplicado a bacia do alto Rio Paraíba .....	57
<b>Tabela 12.</b> Postos pluviométricos utilizados para o tema clima.....	57
<b>Tabela 13.</b> Parâmetros morfométricos lineares, de área e de relevo com descrição ....	61
<b>Tabela 14.</b> Definições das principais variáveis que caracterizam a morfologia do canal em uma seção transversal .....	64
<b>Tabela 15.</b> Dados dos sobrevoos realizados em março de 2020.....	66
<b>Tabela 16.</b> Classificação do desvio padrão.....	68
<b>Tabela 17.</b> Classificação da assimetria .....	69
<b>Tabela 18.</b> Classificação da curtose.....	69
<b>Tabela 19.</b> Graus de vulnerabilidade à erosão para a bacia do alto Rio Paraíba .....	71
<b>Tabela 20.</b> Vulnerabilidade à erosão dos solos por sub-bacias .....	75
<b>Tabela 21.</b> Perdas de solo por sub-bacias .....	80
<b>Tabela 22.</b> Parâmetros lineares da bacia do alto Rio Paraíba e respectivas sub-bacias.	82
<b>Tabela 23.</b> Síntese dos parâmetros utilizados para classificação do rio principal .....	85
<b>Tabela 24.</b> Parâmetros areais da bacia do alto Rio Paraíba .....	88
<b>Tabela 25.</b> Parâmetros morfométricos do relevo.....	90
<b>Tabela 26.</b> Volume dos açudes na bacia do alto Rio Paraíba em março de 1997 .....	109
<b>Tabela 27.</b> Características morfológicas da seção transversal do Rio Paraíba, em Caraúbas .....	113
<b>Tabela 28.</b> Granulometria dos sedimentos do leito .....	125
<b>Tabela 29.</b> Parâmetros estatísticos aplicados aos sedimentos de fundo .....	131
<b>Tabela 30.</b> Descrição geral dos perfis.....	133

<b>Tabela 31.</b> Propriedades morfológicas dos solos.....	134
<b>Tabela 32.</b> Propriedades físicas dos solos.....	135
<b>Tabela 33.</b> Propriedades químicas dos solos .....	136

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b>	<b>17</b>
1.1	Hipóteses	21
<b>2</b>	<b>OBJETIVOS</b>	<b>22</b>
2.1	Geral	22
2.2	Específicos	22
<b>3</b>	<b>REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b>	<b>23</b>
3.1	Degradação ambiental no semiárido brasileiro	23
3.2	Vulnerabilidade à erosão, perdas de solo e degradação das terras	25
3.3	Dinâmica hidro-geomorfológica de bacias hidrográficas semiáridas	29
3.3.1	<i>Perfis longitudinais</i>	<b>32</b>
3.4	Morfodinâmica fluvial em ambiente semiárido	33
3.4.1	<i>Morfologias fluviais em ambiente semiárido</i>	<b>34</b>
3.4.2	<i>Sedimentos e depósitos sedimentares</i>	<b>35</b>
3.5	Solos desenvolvidos em depósitos aluviais	36
<b>4</b>	<b>ÁREA DE ESTUDO</b>	<b>38</b>
4.1	Localização	38
4.2	Clima	38
4.3	Geologia	41
4.4	Geomorfologia	43
4.5	Solos	45
4.6	Uso e cobertura da terra	47
<b>5</b>	<b>METODOLOGIA</b>	<b>49</b>
5.1	Vulnerabilidade à erosão	50
5.2	Perdas de solo na bacia do alto Rio Paraíba	58
5.3	Caracterização morfométrica da bacia do alto Rio Paraíba	60
5.4	Perfis longitudinais	62
5.5	Caracterização do regime de vazão no alto Rio Paraíba	63
5.6	Análise das mudanças sazonais da morfologia do leito do alto Rio Paraíba	64
5.7	Morfologia fluvial atual	65
5.8	Caracterização dos sedimentos	68
5.8.1	<i>Sedimentos de fundo</i>	<b>68</b>
5.9	Terraços fluviais	70
<b>6</b>	<b>RESULTADOS</b>	<b>71</b>
6.1	Vulnerabilidade à erosão na bacia do alto Rio Paraíba	<b>71</b>
6.2	Perdas de solo na bacia do alto Rio Paraíba	<b>75</b>
6.2.1	<i>Erosividade das chuvas</i>	<b>75</b>
6.2.2	<i>Erodibilidade dos solos</i>	<b>76</b>
6.2.3	<i>Fator topográfico LS</i>	<b>77</b>

<b>6.2.4</b>	<b><i>Uso e cobertura da terra</i></b>	<b>77</b>
<b>6.2.5</b>	<b><i>Perdas de solo</i></b>	<b>78</b>
<b>6.2.5.1</b>	<b><i>Análise das sub-bacias</i></b>	<b>80</b>
<b>6.3</b>	<b><i>Análise morfométrica</i></b>	<b>81</b>
<b>6.3.1</b>	<b><i>Hierarquia fluvial e parâmetros lineares</i></b>	<b>81</b>
<b>6.3.2</b>	<b><i>Parâmetros areais</i></b>	<b>88</b>
<b>6.3.3</b>	<b><i>Parâmetros do relevo</i></b>	<b>90</b>
<b>6.4</b>	<b><i>Perfis longitudinais</i></b>	<b>91</b>
<b>6.5</b>	<b><i>Caracterização do regime de vazão no alto Rio Paraíba</i></b>	<b>94</b>
<b>6.5.1</b>	<b><i>Relação chuva-vazão na estação Caraúbas</i></b>	<b>105</b>
<b>6.6</b>	<b><i>Dinâmica evolutiva da morfologia do canal em Caraúbas</i></b>	<b>112</b>
<b>6.7</b>	<b><i>Morfologia fluvial</i></b>	<b>114</b>
<b>6.7.1</b>	<b><i>Rio Umbuzeiro (P1)</i></b>	<b>114</b>
<b>6.7.2</b>	<b><i>Rio Monteiro (P2)</i></b>	<b>116</b>
<b>6.7.3</b>	<b><i>Rio Sucuru (P3)</i></b>	<b>118</b>
<b>6.7.4</b>	<b><i>Rio Paraíba (após a confluência dos Rios Umbuzeiro e Monteiro) (P4)</i></b>	<b>120</b>
<b>6.7.5</b>	<b><i>Rio Paraíba (após o deságue do Rio Sucuru) (P5)</i></b>	<b>120</b>
<b>6.8</b>	<b><i>Caracterização dos sedimentos de fundo</i></b>	<b>124</b>
<b>6.8.1</b>	<b><i>Análise granulométrica</i></b>	<b>124</b>
<b>6.8.2</b>	<b><i>Parâmetros estatísticos dos sedimentos</i></b>	<b>130</b>
<b>6.9</b>	<b><i>Terraços fluviais</i></b>	<b>132</b>
<b>7</b>	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS</b>	<b>146</b>
<b>8</b>	<b>REFERÊNCIAS</b>	<b>149</b>

## 1. INTRODUÇÃO

A construção de barragens é uma prática habitual com intuito de gerar reservas hídricas durante o período úmido para serem utilizadas na complementação das demandas na estação seca (LANNA, 2002). Contudo, Cunha (1998) ressalta que a construção de barragens em vales fluviais altera a sequência natural do rio e os efeitos se propagam em cadeia, com reações muitas vezes irreversíveis. Se por um lado a construção de barragens em uma bacia hidrográfica altera a sua dinâmica fluvial (Cunha, *op. cit.*), por outro, a regularização das vazões pode diminuir as variações abruptas dos níveis de água dos rios a jusante das barragens.

De acordo com Bordas e Semmelmann (2002), a construção de barramentos é uma das atividades humanas que mais afeta o ciclo hidrossedimentológico. Contudo, ressaltam que o desmatamento, a agricultura, a urbanização, a mineração, e a construção de estradas são igualmente danosas, contribuindo para acelerar a erosão natural, os depósitos e a própria estabilidade dos leitos fluviais.

Segundo Cavalcante e Cunha (2012), embora os problemas relacionados ao assoreamento, à erosão ou, ainda, às inundações estejam igualmente presentes na região semiárida do Brasil, não há muita clareza dos processos atuantes nessas áreas. Por essa razão, conhecer e entender a dinâmica fluvial no semiárido é fundamental para um melhor planejamento e gestão dos recursos hídricos e do uso da terra. Nesse sentido, Pinto e Franco (2014) destacam que a morfodinâmica fluvial em ambiente semiárido se constitui como instrumento para subsidiar o diagnóstico dos processos de degradação ambiental.

Processos erosivos acelerados, assoreamento dos leitos fluviais, fluxos hídricos desconectados por barramentos, são algumas manifestações no regime hidrossedimentológico e na morfodinâmica da bacia do alto Rio Paraíba. A bacia que já apresentava problemas ambientais, devido ao intenso desmatamento e aumento do número de barramentos, desde 2017 passou a contar com um rio “perenizado” dentro de uma rede de drenagem intermitente e efêmera. Por ser de grande importância para a gestão de recursos hídricos no Estado, a bacia foi contemplada com a transposição do Rio São Francisco. Apesar da “perenização” do Rio Paraíba não ser diretamente objeto desta pesquisa, o conhecimento do regime de vazão e de sedimentos, anterior a “perenização”, permitirá entender as consequências da transposição no futuro.

De acordo com a Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba (AESA, 2009), toda a bacia do Rio Paraíba apresenta uma capacidade de armazenamento

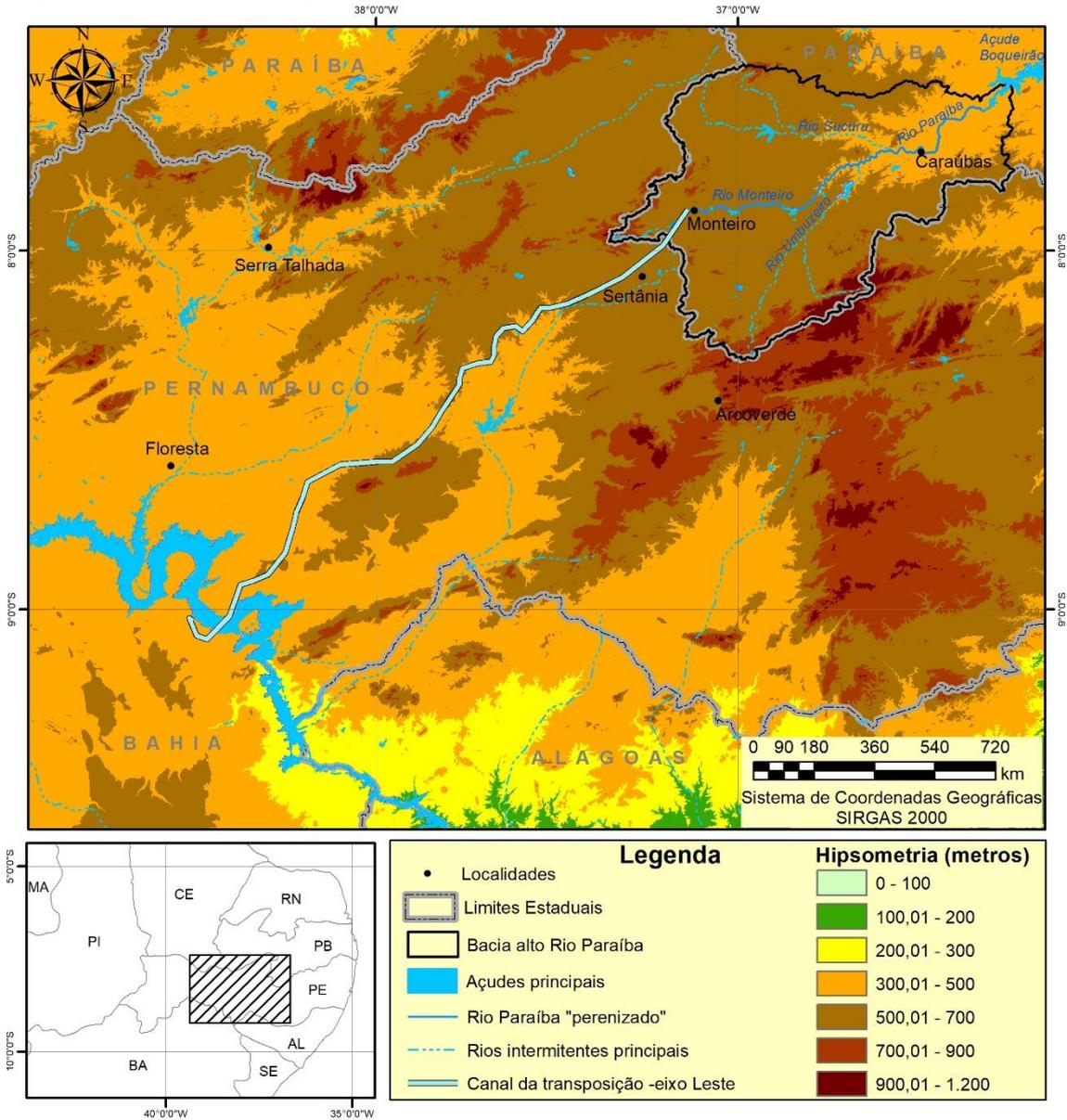
hídrico de mais de 1 bilhão de m<sup>3</sup>, com a presença de vários e importantes açudes, como o Epitácio Pessoa, no município de Boqueirão e o Acauã, no município de Itatuba. Desta forma, a bacia do Rio Paraíba se configura em um dos mais importantes reservatórios de água da Paraíba, sendo utilizada para abastecimento público, irrigação, entre outras atividades econômicas.

O alto curso da bacia do Rio Paraíba é composto pelas bacias do alto Rio Paraíba e do Rio Taperoá. A bacia do alto Rio Paraíba está inserida no projeto de transposição do Rio São Francisco, sendo contemplada com o eixo-leste, o qual fornecerá 18 m<sup>3</sup>/s de água no Rio Monteiro, situado no município de mesmo nome, a montante do açude Poções (Figura 1). O projeto objetiva perenizar essa drenagem que segue pelos municípios de Camalaú, Congo, Caraúbas, São Domingos do Cariri, Barra de São Miguel, até desaguar no Açude Epitácio Pessoa, no município de Boqueirão. Contudo, vale ressaltar a existência de duas barragens nessa drenagem perenizada pela transposição do São Francisco, o Açude Poções, com cerca de 30 milhões de m<sup>3</sup> e o Açude Camalaú, com capacidade máxima de 48 milhões de m<sup>3</sup>.

Se por um lado a transposição das águas bacia do Rio São Francisco para a bacia do alto Rio Paraíba contribui para o aumento da disponibilidade hídrica nos reservatórios, principalmente durante a estação seca, por outro lado são esperados diversos impactos ambientais negativos na bacia. Alterações na qualidade das águas e dos ecossistemas aquáticos, interferências na dinâmica hidrossedimentológica e mudanças no uso e cobertura ao longo do canal, são algumas das transformações em curso na bacia do alto Rio Paraíba.

Em termos geomorfológicos, a bacia do alto Rio Paraíba é composta por uma rede de drenagem de rios intermitentes (os principais) e efêmeros (afluentes). Destacam-se na bacia os Rios Monteiro, o Sucuru e o Umbuzeiro. Após a transposição, inaugurada em 2017, passou a contar com a “perenização” do Rio Monteiro, que após a confluência com o Rio Umbuzeiro recebe o nome de Rio Paraíba. Assim, a bacia passou a responder por processos hidrossedimentológicos típicos de rios perenes (Rio Monteiro / Rio Paraíba), intermitentes (Rio Umbuzeiro e Rio Sucuru) e efêmeros (toda a rede de drenagem tributária de menor hierarquia).

**Figura 1.** Canal da transposição do Rio São Francisco – Eixo leste.



Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

Essa nova condição hidrológica, a partir de 2017, coloca a bacia do alto Rio Paraíba num nível de complexidade sem precedentes para a geomorfologia fluvial no semiárido brasileiro. Associado a essa questão, existe a construção de barramentos nos cursos fluviais, que também alteram toda a dinâmica hidrossedimentológica natural das bacias hidrográficas.

A bacia do alto Rio Paraíba termina na confluência com o Rio Taperoá, já sob o lago gerado pela barragem de Boqueirão, que está logo a jusante. O Açude Epitácio Pessoa (Boqueirão) vem sofrendo com processo de assoreamento acelerado, o que vem reduzindo significativamente sua capacidade de armazenamento de água. O Açude de

Boqueirão é o receptor terminal das águas e sedimentos das bacias do alto Rio Paraíba e do Rio Taperoá. Esse reservatório é de extrema importância, pois abastece a região metropolitana de Campina Grande, com cerca de 637 mil habitantes (IBGE, 2018).

De acordo com Brito e Vianna (2006), a capacidade inicial de acumulação desse reservatório era de 535.680.000 m<sup>3</sup> de água, no ano de 1957, quando foi inaugurado. Todavia, em função do processo histórico de assoreamento sofrido pelo açude, provocado pelas ações naturais e antrópicas, o volume total da sua capacidade máxima de armazenamento era de 411.686.287 m<sup>3</sup> em 2004, ou seja, uma redução de 123,9 milhões de m<sup>3</sup> em 47 anos.

Nesse sentido, diversas questões surgem associadas à chegada das águas da transposição: quais serão os impactos da perenização do Rio Paraíba nos processos hidrossedimentológicos na bacia? As cheias aumentarão? Aumentará os processos erosivos ao longo do canal? A capacidade de transporte de sedimentos será aumentada? O processo de assoreamento dos açudes será intensificado? Obviamente que ainda é cedo para que se comprovem ou não essas mudanças, contudo, o conhecimento profundo do regime hidrossedimentológico da bacia é condição fundamental para a identificação e entendimento dessas transformações em curso.

A natureza da pesquisa geomorfológica exige a análise integrada de elementos que compõem a paisagem. O produto geomorfológico materializado em uma determinada forma é resultado da ação de processos (erosão, transporte e sedimentação), gerados em função das características físicas da bacia (chuva, litologia, relevo, cobertura vegetal, solos e o seu uso antrópico). Para tanto, faz-se necessário a articulação de diferentes escalas espaço-temporais, para que se possa entender a lógica da organização espacial dos elementos da paisagem geomorfológica e das suas mudanças ao longo do tempo.

Diante desse quadro, a presente tese tem como objetivo norteador avaliar a morfodinâmica do alto Rio Paraíba e seus processos hidrossedimentológicos principais. Para tanto, se propôs a realização de análises morfométrica e de modelos empíricos para estimar vulnerabilidades e taxas de perdas de solo, tanto para a escala da bacia quanto das principais sub-bacias. O regime hidrológico através da relação chuva-vazão foi avaliado, bem como a morfodinâmica do leito do Rio Paraíba. Por fim, a identificação e caracterização de sedimentos do leito e dos depósitos aluviais (terraços) foram utilizadas para interpretar a dinâmica hidrossedimentológica da bacia.

## 1.1 Hipóteses

Os processos hidrossedimentológicos na bacia vem sendo alterados profundamente nas últimas décadas devido ao aumento na construção de barramentos, o que por sua vez vem gerando desconexões no sistema fluvial, barrando água e sedimentos.

A intensa morfodinâmica fluvial reflete o regime de chuvas concentrado e a rápida resposta hidrológica nos vales fluviais. Picos de cheias são comuns em grandes eventos pluviométricos, o que promove profundas alterações na transmissão de sedimentos e, conseqüentemente, na morfologia fluvial.

Os rios principais da Bacia do alto Rio Paraíba são intermitentes, com alta carga de sedimentos de fundo, predominantemente arenosos, e com expressiva dinâmica erosiva-depositiva.

## **2. OBJETIVOS**

### **2.1 Geral**

Analisar a morfodinâmica fluvial e os processos hidrossedimentológicos para a bacia do alto Rio Paraíba.

### **2.2 Específicos**

- Realizar uma análise espaço-temporal do comportamento chuva-vazão do alto Rio Paraíba;
- Avaliar a vulnerabilidade das terras à erosão da bacia do alto Rio Paraíba;
- Avaliar a perda de solo na bacia do alto Rio Paraíba;
- Realizar uma caracterização morfométrica da bacia na bacia do alto Rio Paraíba;
- Realizar mapeamento do domínio fluvial de detalhe de áreas representativas da bacia;
- Avaliar a dinâmica dos sedimentos de fundo na bacia do alto Rio Paraíba;
- Levantar e caracterizar os depósitos sedimentares em nível de terraços fluviais nos rios Sucuru e Paraíba.

### 3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

#### 3.1 Degradação ambiental no semiárido brasileiro

A Região Semiárida do Nordeste do Brasil é um ambiente de contraste, onde se observa, em paralelo, a exploração indiscriminada dos recursos naturais por grandes centros comerciais de agricultura e por pequenos produtores como forma de garantir a sua subsistência. A exploração de forma insustentável dos recursos limitados como solo e água, resulta em sua escassez, com sérios reflexos negativos para esta região (RODRIGUES, 2009; ANDRADE *et al.*, 2010). Essa característica aliada às condições de semiaridez da região vem contribuindo historicamente para ocorrência de processos de desertificação no nordeste brasileiro. Segundo Souza *et al.* (2009) a região do Cariri Paraibano apresenta as mais severas manifestações dos processos de desertificação observados no país.

Historicamente, a ausência de políticas públicas eficientes para a região agravou, sobremaneira, as condições socioeconômicas da população. Nesse sentido, desenvolveu-se o que se convencionou chamar de “indústria da seca” ou simplesmente “seca”, que seriam os efeitos socioeconômicos negativos, causados por uma longa estiagem de chuvas. Todavia, esse fenômeno não é novo, pois de acordo com Souza *et al.* (2010), há relatos de sua ocorrência em 1583, porém, apenas no início do século XX foram desenvolvidos programas governamentais para o seu enfrentamento. Ainda, segundo os autores, a construção de açudes nos rios temporários da região foi a principal ação desenvolvida, com o objetivo de armazenar água para os períodos de estiagens.

Nesse sentido, Silva *et al.* (2009) destacaram que:

“À medida que a ocupação humana se desenvolve historicamente no Nordeste, a construção de açudes tem acompanhado a mesma ao longo do tempo, tornando estes reservatórios parte destas comunidades. Tal processo caracteriza a açudagem de grande, médio e pequeno porte, como uma das melhores alternativas para solução dos problemas gerados pela falta de água no semiárido, permitindo favorecer a permanência e efetiva distribuição espacial da água numa região semiárida, onde as comunidades ocupam o espaço de forma difusa e não possuem um sistema de abastecimento planejado.” (Silva *et al.*, 2009, p. 2.)

Contudo, Coelho (2008) ressalta que a intervenção humana no meio a partir da construção de grandes barragens, desencadeia o rompimento do equilíbrio longitudinal do rio. Segundo o autor, todo barramento de curso fluvial interfere no seu sistema lótico (correntezas) passando a ser um sistema com características lênticas (ou de águas semi-

paradas) no reservatório. Em relação aos problemas relacionados às barragens, Araújo (2003) menciona que os sedimentos transportados e depositados nos açudes do semiárido contribuem para a deterioração do potencial quantitativo e qualitativo da oferta de água superficial.

Nas últimas décadas a situação ambiental da região semiárida do nordeste do Brasil vem se agravando em função da nociva relação homem-meio. Segundo Santos *et al.* (2007), nas regiões semiáridas, a degradação dos solos pela erosão hídrica é um sério problema e por isso vem sendo estudada nas últimas décadas por órgãos e pesquisadores que se preocupam com os aspectos e as relações socioeconômicas e físicas do semiárido. Souza *et al.* (2004) alertam para os riscos da desertificação onde o uso indiscriminado dos recursos naturais, principalmente na zona semiárida, tida como ambiente ecologicamente instável e de forte ação antrópica, faz com que esta região seja considerada extremamente vulnerável.

Os processos erosivos são fenômenos naturais que ocorrem na superfície terrestre, governados por uma combinação complexa de fatores onde o homem, através de suas atividades, tem contribuído significativamente para alterar a intensidade e a propagação da sua ocorrência. Diversas são as consequências da erosão, dentre elas destacam-se o empobrecimento dos solos e a produção de sedimentos que contribuem para o assoreamento dos corpos hídricos à jusante. A erosão dos solos encontra-se amplamente abordada na literatura como sendo um dos principais problemas que geram a degradação dos solos (LEPSCH, 1977; BLAIKIE, 1985; MORGAN, 1986; GUERRA, 1998; MAFRA, 1999; GUERRA e MENDONÇA, 2004; SANTOS *et al.*, 2007).

O desmatamento indiscriminado para a exploração de novas lavouras e pastagens, aliadas à retirada de madeira para benfeitorias, lenha e carvão, e as queimadas sucessivas, com manejo inadequado do solo, tem contribuído, juntamente com as secas prolongadas, para comprometer o equilíbrio do ambiente da região. Assim, o uso indevido da caatinga na região semiárida brasileira tem acelerado a erosão do solo trazendo como consequências o seu empobrecimento e o assoreamento de reservatórios (ALBUQUERQUE *et al.*, 2001).

A remoção da cobertura vegetal natural ou a substituição por outra cobertura possibilita a ação do impacto direto das gotas de chuva sobre o solo, tornando o suscetível ao escoamento superficial e à desagregação de partículas, ocasionando maior transporte de sedimentos (ALBUQUERQUE *et al.*, 2002; SANTOS *et al.*, 2007). A produção de sedimentos é resultante do processo de erosão ao longo de uma bacia. A

quantificação dos sedimentos gerados em uma bacia é fundamental no desenvolvimento e na adoção de técnicas eficazes de controle dos processos erosivos tornando possível determinar o grau de deterioração do solo, do assoreamento e da contaminação dos corpos hídricos (AGUIAR *et al.*, 2006).

Diversos estudos anteriores mostraram que o escoamento superficial, e consequentemente a erosão, e a descarga de sedimentos diminuem significativamente como o aumento da porcentagem de cobertura vegetal, estabelecendo uma relação direta entre a variação da geração do escoamento superficial e produção de sedimentos com a cobertura vegetal (MORGAN, 1986).

Uma vez estes sedimentos dissolvidos na água dos rios, eles podem gerar muito problemas a nível ambiental, econômico e de saúde, fatores como o depósito de sedimento na calha ou no leito do rio, inviabilidade do consumo humano/animal por conta de que os sedimentos se agregarem com muita facilidade a agentes tóxicos advindos principalmente da agricultura, pelo fato de algumas indústrias não tolerarem nenhum tipo de material em suspensão na água no processo produtivo e por principalmente na região semiárida os reservatórios de água serem assoreados por conta da sedimentação em seu fundo (SANTOS *et al.*, 2007; CARVALHO, 2008; MELO *et al.*, 2008), então, a quantificação dos sedimentos suspensos em rios e reservatórios é importantíssimo para o entendimento adicional ao conhecimento hidrológico do mesmo.

### **3.2 Vulnerabilidade à erosão e perdas de solo**

A erosão dos solos é um dos mais sérios e preocupantes problemas ambientais em todo o mundo, que ocasiona a perda de grandes quantidades de solos e a queda na produtividade das terras. Segundo Selby (1991), as taxas de erosão têm aumentado de forma acelerada devido a expansão das áreas cultivadas para a produção de alimentos. A erosão é um fenômeno natural que ocorre na superfície terrestre, condicionado por um conjunto complexo de fatores físicos e naturais, além das atividades humanas, que tem contribuído para alterar a sua magnitude e ocorrência na superfície terrestre (DORNELLAS *et al.*, 2017).

O manejo inadequado dos solos e as sucessivas mudanças de uso da terra promovem impactos no ambiente, como a erosão dos solos e a sua perda de produtividade, comprometendo, assim, a sustentabilidade do ambiente. De acordo com Lin *et al.* (2013), a erosão dos solos é responsável pela degradação de 85% das terras do globo, sendo um

dos principais problemas ambientais do mundo. Nearing *et al.* (2017) ressaltam que aumentos na população humana têm levado muitas áreas do mundo a sofrer mudanças rápidas de um ambiente essencialmente natural para um dominado pela agricultura intensiva.

Neste sentido, a erosão do solo torna-se preocupação mundial em áreas agrícolas, pois gera impacto biofísico nas funções do solo, serviços ecossistêmicos, recursos hídricos e sustentabilidade da paisagem, além dos impactos socioeconômicos associados a degradação da terra. Assim, os solos agrícolas são mais susceptíveis à erosão devido à falta de cobertura vegetal, redução da estabilidade dos agregados, selagem e compactação do topo do solo (CERDÁ *et al.*, 2017).

Dentre as consequências da erosão, destacam-se a degradação das propriedades físicas e químicas dos solos (BLAIKIE, 1985; MORGAN, 1986; GUERRA, 1998; MAFRA, 1999; SANTOS *et al.*, 2007) e a produção de sedimentos que contribuem para o assoreamento dos corpos hídricos à jusante (CAVALCANTE e CUNHA, 2012; XAVIER *et al.*, 2012; SANTOS *et al.*, 2014).

No Brasil, a erosão do solo e a degradação das terras representa um grande problema. O fenômeno afeta as áreas urbanas e rurais dentro do extenso território nacional. As taxas de erosão são significativas, sendo em alguns casos superiores a 100 toneladas por hectare por ano (GUERRA *et al.*, 2014).

Em regiões semiáridas, a erosão dos solos e o conseqüente processo de degradação das terras é um grave problema e vem chamando a atenção de pesquisadores e órgãos responsáveis (SANTOS *et al.*, 2007). Segundo Graf (1988), a produção de sedimentos em terras secas está entre as mais altas do mundo. Por outro lado, Gomes (2005) aponta que nessas áreas, principalmente em países pobres, a questão social faz com que as famílias explorem os ambientes semiáridos além da sua capacidade de suporte.

Santos *et al.* (2007) comprovaram que a quantidade de sedimento produzida na encosta está diretamente ligada a densidade e o tipo de vegetação. Segundo o mesmo autor enquanto uma parcela de 100 m<sup>2</sup> com cobertura de caatinga nativa libera em média cerca de 0,2 t/ha.ano de sedimentos, um solo sem cobertura vegetal gera em média anualmente 52,1 t/ha.ano. Cavalcanti e Brito (2009) citam que da maneira tradicional como o produtor familiar do semiárido cultiva, o solo passa boa parte do ano desnudo ou com pouca cobertura vegetal favorecendo o escoamento superficial e conseqüentemente aumentando a parcela de solo arrastada pela força da chuva.

Segundo Santos *et al.* (2007), nas regiões semiáridas, a degradação dos solos pela erosão hídrica é um sério problema e por isso vem sendo estudada nas últimas décadas por órgãos e pesquisadores que se preocupam com os aspectos e as relações socioeconômicas e físicas da região. Souza *et. al* (2004) alertam para os riscos da desertificação, onde o uso indiscriminado dos recursos naturais, principalmente na zona semiárida, tida como ambiente ecologicamente instável e de forte ação antrópica, faz com que esta área seja considerada extremamente vulnerável.

De acordo com Souza *et al.* (2009), os estudos sobre a desertificação no Brasil têm seu início na década de 70, e desde então a região do Cariri Paraibano, onde situa-se a bacia do Alto Rio Paraíba, é apontada como área de ocorrência intensa dos processos de desertificação. Todavia, os autores destacam que, apesar desse reconhecimento inicial, foi apenas na década de 1990 que se desenvolveram estudos sistemáticos sobre o tema na região.

Nas últimas décadas, muitas pesquisas buscaram metodologias adequadas para estimar a perda de solos, sendo a *Universal Soil Loss Equation* (USLE) uma das mais utilizadas em todo o mundo (ALBUQUERQUE *et al.*, 2005; HUGGET, 2017; JARDIM, *et al.*, 2017). De acordo com Hugget (2017), a modelagem de processos geomorfológicos tem obtido sucesso principalmente em relação a erosão dos solos, e a USLE foi a primeiro e mais utilizado modelo empírico para perdas de solos. A aceitação da USLE, também conhecida como Equação Universal de Perdas de Solos (EUPS) no Brasil, deve-se a facilidade de aplicação a partir dos dados de entrada (OLIVEIRA *et al.*, 2012; ZANIN *et al.*, 2017), e da boa previsão gerada nas estimativas de perdas de solo (OLIVEIRA *et al.*, 2012; JARDIM, *et al.*, 2017). Lopes *et al.* (2011) destacam que, a USLE quando espacializada por meio do Sistema de Informação Geográfica (SIG), permite a análise da perda de solo por erosão laminar além da contextualização dos resultados obtidos em função do uso e ocupação das terras.

A USLE foi definida por Wischmeier and Smith (1978), e prevê informações de perda de solo a partir (1) da erosividade potencial da chuva e (2) da erodibilidade da superfície do solo. A USLE é calculada pela Equação 1 como:

$$A = R \times K \times L \times S \times C \times P \quad (1)$$

sendo A perda de solo por unidade de área e tempo, em t/ha, R o fator erosividade da chuva, que expressa a erosão potencial da chuva, K a erodibilidade do solo, que representa a capacidade do solo em sofrer erosão, L o fator topográfico, que expressa o comprimento

do declive, S o fator topográfico que expressa a declividade do terreno, C o fator que expressa uso e manejo do solo, e P o fator que expressa a prática conservacionista do solo.

Em associação a USLE pode-se avaliar a tolerância a perda de solo, que seria o limite máximo aceitável de perda de solo que ainda permitirá um nível de produtividade sustentável das terras (WISCHMEIER & SMITH, 1978). A tolerância a perda de solo é dada em função da taxa de formação e renovação dos solos, assim, o recomendável é que as taxas de erosão não sejam superiores aos limites de tolerância a perda de solo. Lombardi Neto e Bertoni (1975) definiram a tolerância de perdas de solo através da seguinte equação:

$$T = h \times r \times 1000 \quad (2)$$

no qual T é a tolerância de perdas de solo (mm/ano), h é a profundidade efetiva do solo (mm), limitada a 1000 mm, r é o coeficiente que expressa o efeito da relação textural entre os horizontes B e A na ponderação das perdas de solo (g/kg), e 1000 é a constante que expressa número de anos necessário para erodir uma espessura do solo em mm.

Para os Estados Unidos, Wischmeier e Smith (1978) determinaram valores de tolerância de perda de solo de 4,5<sup>1</sup> a 11,5 t/ha.ano. No Brasil, Lombardi Neto e Bertoni (1975), obtiveram valores de tolerância de perda de solo de 4,5 t/ha.ano a 13,4 t/ha.ano (solos com B textural) e 9,6 t/ha.ano a 15,0 t/ha.ano (solos com B latossólico).

No Estado da Paraíba, Oliveira *et al.* (2008) calcularam os valores de tolerância a perda de solo para as principais classes de solos. Determinaram valores médios de 7,03 t/ha.ano para os Argissolos, 9,03 t/ha.ano para a classe dos Cambissolos, 12,3 t/ha.ano para os Latossolos, 4,05 t/ha.ano para os Luvisolos, 5,21 t/ha.ano para os Neossolos e 4,8 t/ha.ano para os Planossolos.

No Brasil, um modelo empírico que vem sendo bastante utilizado nas duas últimas décadas é o de Crepani *et al.* (1996 e 2001), que avalia a vulnerabilidade natural à erosão dos solos. A proposta de Crepani está ancorada na morfodinâmica de unidades de paisagens, baseada na teoria da ecodinâmica de Tricart (1977). O modelo de Crepani é considerado eficaz e adequado ao que se propõe (LOPES e SALDANHA, 2016) e de fácil aplicação (ZAPAROLI e CREMON, 2010).

Para mensurar a vulnerabilidade à erosão, Crepani *et al.* (2001) definiram a seguinte equação:

$$V = \frac{(G+R+S+Vg+C)}{5} \quad (3)$$

sendo:

V = vulnerabilidade, G = vulnerabilidade para o tema Geologia, R = vulnerabilidade para o tema Geomorfologia, S = vulnerabilidade para o tema Solos, Vg = vulnerabilidade para o tema vegetação e C = vulnerabilidade para o tema Clima.

Gomes *et al.* (2005) aplicaram a metodologia de Crepani *et al.* (1996 e 2001) para ambiente semiárido e concluíram que a metodologia de vulnerabilidade à perda de solo forneceu uma visão abrangente e sistêmica de como o ambiente semiárido funciona. Ainda, afirmam que a análise morfodinâmica realizada com o intuito de estabelecer pesos para as classes dos temas abordados se mostrou bastante eficaz.

### **3.3. Dinâmica hidro-geomorfológica de bacias hidrográficas semiáridas**

Os rios não perenes são caracterizados pela presença de uma fase seca (ou seja, quando as águas superficiais faltam) de duração e extensão espacial variáveis. Comparados com rios perenes, eles foram menos estudados, apesar de ocorrerem em todos os continentes e climas, e abranger uma grande extensão geográfica (VIDAL-ABARCA, GÓMEZ, SÁNCHEZ-MONTOYA *et al.*, 2020).

Tooth e Nanson (2000) relataram para o fato de apesar da vasta extensão geográfica de terras secas - o hiper árido, árido, semiárido, e regiões subúmidas secas do mundo, que cobrem quase 50% do território global, a maioria das pesquisas fluviais tem se concentrado nas áreas mais úmidas da América do Norte e Europa. No Brasil, Lima e Lupinacci (2019a) ressaltam que é urgente a necessidade de desenvolvimento de uma literatura nacional específica sobre a dinâmica fluvial em ambiente semiárido, tema este ainda raro na Geomorfologia brasileira, como já haviam destacado Cavalcante e Cunha (2012) e Souza e Almeida (2015).

Rios de terras secas (*dryland rivers*) são caracterizados principalmente por uma extrema variabilidade de vazão, apresentando longos períodos de baixa ou nenhuma vazão, intercalados por inundações ocasionais, por vezes grandes ou extremas (TOOTH e NANSON, 2002). Em função dos regimes irregulares e baixos de precipitação e às contribuições pouco significativas das águas subterrâneas, muitos rios de terras secas são efêmeros, com os seus canais secos na maior parte do tempo e ocasionalmente preenchidos por água (TOOTH, 2000).

Sobre o comportamento dos rios de terras secas, Wohll (2007, p. 35) ressaltou que:

rios de regiões áridas e semiáridas são distinguidos por valores geralmente baixos de descarga de pico por unidade de área de drenagem porque alguma parte da bacia não contribui efetivamente com escoamento superficial durante descargas de pico. (WOHLL, 2007, página 35).

Segundo Souza e Almeida (2015), os processos fluviais em ambientes semiáridos são diferentes em relação aos ambientes úmidos, pois a variação nos *inputs* anuais de energia no sistema, em particular a entrada de chuva, confere uma combinação própria de relações que vai resultar em diferentes formas e estruturas no sistema. Powell (2009) afirma que, devido ao regime hidrológico dos rios de terras secas, com pronunciadas descontinuidades espaciais e temporais de vazão, torna-se difícil a definição de descargas formativas e o estabelecimento das formas de equilíbrio.

Segundo Sreedevi *et al.* (2013), regiões semiáridas são extremamente dependentes de chuvas e o conhecimento hidrológico de uma bacia é fundamental para a gestão dos recursos hídricos. Para tanto, conhecer as características da drenagem, os processos erosivos e os aspectos topográficos são elementos-chave para a análise integrada da bacia. Neste sentido, estudos morfométricos usando mapas topográficos, sensoriamento remoto, dados Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) e SIG, são técnicas rápidas, precisas e menos dispendiosas. Para Sreedevi *et al.* (2009), a influência da morfometria da drenagem nas características do relevo pode ser bem compreendida pela análise dos parâmetros morfométricos da bacia hidrográfica. Khanday e Javed (2017), ressaltaram que para compreender as características hidrológicas da água na superfície e na sub-superfície de uma bacia hidrográfica é necessário o uso dos parâmetros morfométricos na análise.

Sobre a importância do reconhecimento da morfometria da bacia, Leal e Tonello (2016, p. 439) ressaltam que:

As características físicas, especialmente aquelas associadas ao relevo, à forma e à rede de drenagem, estão altamente relacionadas ao tempo e velocidade de escoamento da água, o que vai incidir em maior ou menor infiltração da água no solo. De acordo com a descrição física da bacia é possível saber qual a suscetibilidade da mesma quanto ao risco de cheia, escoamento superficial e processos erosivos, dando uma indicação de como deve ser o manejo da bacia para que ela possa proporcionar maior infiltração da água no solo. (LEAL e TONELLO, 2016, p. 439)

Nos estudos dos aspectos hidro-geomorfológicos de bacias hidrográficas, Liébault *et al.* (2008) deram atenção especial as bacias tributárias. Segundo esses autores, os afluentes são importantes ligações físicas entre as encostas e o canal principal, tornando-se fundamental o conhecimento de suas propriedades físicas e da descarga de água e sedimentos. Processos de erosão e assoreamento no canal principal estão intimamente relacionados com a produção de sedimentos nas bacias tributárias. Os afluentes são os primeiros a serem afetados pelas mudanças no uso da terra e, portanto, podem ser indicadores de mudanças futuras no canal principal.

No semiárido brasileiro, a rede de drenagem é fortemente condicionada pelo regime pluviométrico. Nesse sentido, Corrêa *et al.*, 2019 destacam que:

“O interior semiárido do Nordeste do Brasil é caracterizado por condições de chuvas expressivamente irregulares, com variações significativas entre períodos secos e úmidos. Essas condições influenciam diretamente os regimes de drenagem da região. O regime intermitente marca a ocorrência de ocasionais e irregulares fluxos de drenagem, combinando o fluxo do lençol freático sazonal com a precipitação. Este regime prevalece nas maiores bacias hidrográficas do semiárido, principalmente nas que apresentam depósitos fluviais significativos (aluvião) nas margens dos canais. Os fluxos efêmeros ocorrem apenas durante e raramente após certo período de episódios de chuva, retornando à condição seca em breve depois disso, dependendo inteiramente da intensidade e distribuição espacial do evento de precipitação.” Corrêa *et al.* (2019, p. 137).

Sobre os rios efêmeros, os autores ainda ressaltam que são extremamente importantes no contexto do semiárido brasileiro, pois seus canais representam a maior ocorrência espacial na região. Outrossim, seu regime é caracterizado por curto períodos de fluxos de água, geralmente em forma de inundações repentinas que duram apenas algumas horas.

Segundo Corrêa (2011), o represamento é a forma de intervenção direta mais comum nos canais de ambientes semiáridos, destinado ao suprimento d'água para a agricultura e o consumo humano. Além de conter temporariamente o fluxo longitudinal dos rios, as represas atuam como importantes reservatórios de sedimentos, além de fornecer tanto níveis de base locais quanto *knick-points*<sup>1</sup> de curta duração e estabilidade dentro da dinâmica geomorfológica da bacia.

---

<sup>1</sup> refere-se a uma seção substancialmente inclinada de um perfil de um riacho. O termo cachoeira é sinônimo de Knick-point (TINKLER, 2006).

### 3.3.1 Perfis longitudinais

De acordo com Zancopé *et al.* (2009), o perfil longitudinal de um rio apresenta graficamente a relação entre a amplitude altimétrica e a extensão, desde a nascente até sua foz ou desembocadura. Segundo Christofolletti (1980), o perfil típico é côncavo para cima, com declividades maiores em direção a nascente e com valores cada vez mais suaves em direção ao nível de base (SUGUIO e BIGARELLA, 1990). De acordo com Stevaux e Latrubesse (2017) o perfil longitudinal espelha o “estado” de equilíbrio ou de desequilíbrio do canal, onde um canal equilibrado é aquele que ajustou suas variáveis ao longo do tempo, produzindo maior eficiência no transporte da carga produzida pela bacia. Entretanto, os autores destacam que o perfil equilibrado é uma formulação teórica, e raramente ocorre na natureza.

Para Powell (2009), o perfil longitudinal típico dos rios de ambientes semiáridos é menos côncavo que os de ambientes úmidos, tendendo mesmo a linearidade e convexidade. Essa característica deve-se, principalmente, ao grande impacto causado pelos *inputs* de matéria e energia gerados pelos rios tributários. Nos canais de ambientes áridos e semiáridos, a proporção de sedimentos em relação a vazão geralmente aumenta em direção a jusante, ao contrário do que ocorre nos rios perenes.

Zancopé *et al.* (2009) destacam que o gradiente do canal é alterado por atividades tectônicas e estruturas geológicas, o que reflete em formas convexas ou côncavas em diferentes setores do perfil longitudinal. Stevaux e Latrubesse (2017) ressaltam que o perfil longitudinal dos rios é fortemente influenciado pelo tipo de rocha por onde o canal atravessa e por estruturas que ocorrem ao longo do canal.

Estudando a morfodinâmica fluvial de ambientes semiáridos, especificamente na bacia do Rio Jaguaribe, no Ceará, Cavalcante e Cunha (2012) apontam que o perfil longitudinal do Rio Jaguaribe é suave e convexo, típico de áreas semiáridas. Por outro lado, sugerem que a sequência de barramentos pode influenciar na geometria do perfil apresentado, e reforçam, ainda, que no caso passagens molhadas, é possível que estas possam provocar alterações no perfil longitudinal quando concentradas espacialmente.

### 3.4 Morfodinâmica fluvial em ambiente semiárido

Reconhecer as variações na morfologia do canal de drenagens efêmeras e seus controles são importantes para a gestão e proteção do ambiente, e até mesmo para reconstrução do paleoambiente. A geração de conhecimento sobre fluxos efêmeros em várias configurações hidroclimáticas ou tectônicas são a chave para elucidar a relação entre a morfologia do canal e os processos genéticos (TAN *et al.*, 2018).

Um dos temas principais na compreensão dos rios de terras secas é que essa alta variabilidade espacial e temporal significa que o processo do canal e a forma nem sempre estão intimamente ligados. Ao contrário dos rios perenes, onde o processo e a forma geralmente estão intimamente interligados por mecanismos de retroalimentação e ajustes mútuos frequentes, a operação do sistema de processo-forma em rios de terras secas frequentemente é marcada de modo descontínuo no espaço e no tempo (GRAF, 1988).

Nesse sentido, Tooth e Nanson (2000) ressaltam que a variabilidade espaço-temporal característica dos processos fluviais em rios de terras secas, combinado com a resistência, por vezes limitada de suas margens, significa que as formas de canal, nem sempre atingirão o equilíbrio com o fluxo predominante e com as descargas de sedimentos. A propensão para grandes mudanças do canal relacionadas a enchentes, acoplada com tempos de recuperação frequentemente longos, resulta que os rios de terras secas, geralmente, são caracterizados por não-equilíbrio, sendo o comportamento transitório e instável o normal.

Esses rios de fluxos energéticos momentâneos normalmente presentes depósitos de sedimentos grosseiros em leitos de canais. O efêmero, bem como o fluxo intermitente regime se reflete no caráter dos sedimentos produzidos ao longo desses fluxos temporários, com fluxo extremamente concentrado ocorrendo em intervalos curtos de tempo com longos períodos de seca com praticamente nenhum fluxo. Devido à baixa recorrência de os eventos climáticos de maior energia, capazes de gerar qualquer tipo de fluxo nessas redes de fluxo, os sistemas fluviais regionais como um todo fazem não tem competência para transportar sedimentos para longas distâncias, portanto depositando assimetria barras gravemente que enchem as camas do canal (Mabesoone *et al.* 1981). A falta de argila contribui para a redução da coesão dos sedimentos, permitindo a rápida remobilização dos materiais ao longo da cama e a constante remodelação do barras longitudinais e laterais após a chuva episódios de maior intensidade. Corrêa *et al.* (2019, p. 138)

### 3.4.1 Morfologias fluviais em ambiente semiárido

Planícies fluviais, terraços, meandros, diques, barras, ilhas, entre outras feições que estão presentes nos vales dos rios, fornecem valiosas informações sobre os processos geomorfológico e hidrológico que os gerou. E, cada uma dessas feições, desempenha um papel na morfologia do rio, e são determinantes importantes da variabilidade espaço-temporal do fluxo de água e sedimentos (BRIDGE, 2003).

Para Coelho e Andrade (2020), a dinâmica sedimentar dos rios propicia a criação e o desenvolvimento de depósitos sedimentares, como as barras e ilhas. Tais feições, são formadas a partir de sucessivos eventos erosivos e sedimentares. Ainda, segundo os autores anteriormente citados, o estudo temporal das barras e ilhas permite compreender a dinâmica sedimentar dos rios semiáridos, pois estas feições agem como “demarcações” históricas das mudanças de curso entre períodos secos e chuvosos.

Segundo Fryirs e Brierley (2006), as unidades geomórficas dentro do leito mais comuns são os depósitos sedimentares denominados barras. Barras são as maiores formas que ocorrem no leito de canais, e sua geometria é controlada principalmente pela largura do canal. Estas áreas de sedimentação fluída apresentam tamanho compatível com os canais em que ocorrem e são fundamentais indicadores de processos dentro do canal. O conhecimento acerca do tipo de barra é muitas vezes fundamental na elucidação do padrão e comportamento do rio. As barras possuem dois componentes principais. A feição basal, ou plataforma, é feito de material grosseiro e é sobreposto por depósitos de vários tipos de materiais que estão sujeitos a remoção e substituição durante as cheias. Barras são prontamente retrabalhadas quando os canais mudam de posição sobre o fundo do vale. Feições de banco anexados são muito menos propensos a serem retrabalhados do que as formas do meio do canal. A longo prazo a preservação das barras é condicionada por fatores como o regime de agração e a forma de movimento do canal.

De acordo com Marriott (2006), a planície de inundação é geralmente considerada como a área relativamente plana de terra que se estende desde as margens do rio principal até a base da encosta do vale, e sobre as quais a água do fluxo principal flui em momentos de alta descarga. Durante as cheias o rio ocupa parte ou toda a planície de inundação, a fim de acomodar o aumento da descarga com a relativa diminuição da velocidade e profundidade do que seria, caso a descarga da inundação fosse confinada artificialmente dentro do canal. No entanto, definir a extensão de uma planície de inundação em uma localidade em termos de área inundada nas grandes cheias em períodos específicos é

complexo, uma vez que a frequência de inundações pode ser um fator restritivo. Isso pode ser especialmente problemático em áreas áridas e semiáridas.

Quando um rio começa a erodir verticalmente sua planície de inundação, ele pode não alcançar mais durante as cheias e, com isso, a abandona, transformando-a em um terraço fluvial. Terraços são níveis deposicionais elevados localizados nas bordas laterais dos vales (CHARLTON, 2007; BRIDGE e DOMICCO, 2008). De acordo com Suguio e Bigarella (1990), os terraços fluviais são basicamente os produtos da erosão fluvial e do encaixamento do talvegue.

Desta forma, terraços fluviais são remanescentes de planícies de inundação ou de leques aluviais que se tornaram topograficamente elevados em relação ao nível atual do rio com sua planície de inundação. A alternância de episódios erosivos (incisão) e deposicionais podem gerar um complexo sistema de terraços fluviais em diferentes posições e níveis altimétricos dentro do vale (HARDEN, 2006).

#### 3.4.2 Sedimentos e depósitos sedimentares

Deposição de sedimento fluvial tem ocorrido em canais fluviais, várzeas, lagos, leques aluviais e deltas, bem como no mar. Esses depósitos são um registro da geometria, fluxo e processos sedimentares de ambientes fluviais passados, e podem ser relacionados a climas anteriores, atividade tectônica e eustática mudança do nível do mar (BRIDGE & DEMICCO, 2008).

As mudanças climáticas influenciam significativamente nos processos sedimentares de uma região. Neste sentido, Bridge e Demicco (2008) sugerem que:

Os depósitos sedimentares são maiores em climas semi-áridos, onde a vegetação é esparsa, e a baixa precipitação média anual geralmente cai fortemente em tempestades sazonais de curta duração. Climas áridos também tem pouca vegetação protetora, mas a precipitação e o escoamento são demasiadamente baixos. Climas muito úmidos têm floresta densa vegetação para proteger o material superficial da erosão. No entanto, a produção de sedimentos depende de outros fatores além da precipitação, escoamento e cobertura vegetal, como sazonalidade da precipitação e temperatura, topografia da superfície, sismicidade, rocha, tipo de solo e uso do solo por humanos.” (BRIDGE e DEMICCO, 2008, p. 375)

O tamanho do grão é a propriedade mais fundamental das partículas de sedimento, afetando seu arrasto, transporte e deposição. A análise do tamanho do grão, portanto,

fornece pistas importantes sobre a proveniência do sedimento, histórico de transporte e condições de deposição (BLOTT e PYE, 2001). A descrição do transporte de sedimentos envolve propriedades como tamanho, formato e densidade do grão, velocidade de sedimentação e taxa de transporte de sedimentos (BRIDGE e DEMICCO, 2008).

O sedimento que compreende a planície de inundação é principalmente aluvial, ou seja, derivado do fluxo hídrico principal com pequenas contribuições de sedimentos eólicos e/ou colúvio das encostas do vale (MARRIOTT, 2006)

A análise de características espaciais dos sedimentos do leito em canais fluviais permite definir as tendências granulométricas, que por sua vez representam a atuação dos processos de transporte fluvial. De acordo com Luz e Fernandez (2014), as tendências granulométricas ocorrem em função da oscilação energética do ambiente, que é controlado por vários fatores como a morfologia do leito, tipo e carga de sedimentos, distância de transporte etc. Cita como exemplo o padrão de “granodecrescencia”, que é a diminuição do tamanho dos sedimentos fluviais de montante para a jusante.

Segundo Suguio (1973), o diâmetro médio dos grãos expressa a média geral de tamanho dos sedimentos, sendo influenciada pela fonte de suprimento do material, pelo processo de deposição e pela velocidade da corrente. O grau de seleção dos sedimentos é verificado pelo desvio padrão e reflete a velocidade e turbulência do fluxo. A curtose relacionada a razão entre as dispersões na parte central e nas caudas das curvas de frequência. Curvas platicurticas apresentam caudas de sedimentos mais finos e mais grosseiros, ou seja, populações distintas misturadas. Nas curvas leptocurticas os sedimentos são bem selecionados na parte central da distribuição. A assimetria é revelada se o ambiente do sedimento é deposicional (assimetria positiva) ou erosional (assimetria negativa).

### **3.5 Solos desenvolvidos em depósitos aluviais**

Santos *et al.* (2018), definem o caráter flúvico para solos formados sob forte influência de sedimentos de natureza aluvionar, que apresentam um dos seguintes requisitos: 1) distribuição irregular (errática) do conteúdo de carbono orgânico em profundidade, não relacionada a processos pedogenéticos; e/ou 2) camadas estratificadas em 25% ou mais do volume do solo. A classe de solo mais comum desenvolvida nos terraços fluviais do semiárido paraibano é o Neossolo Flúvico.

O Neossolo Flúvico devido sua heterogeneidade dos atributos físicos e químicos, é uma classe de solo que pode apresentar alta, média, e até mesmo de baixo potencial agrícola, dependendo dos fatores restritivos que os solos desta classe podem apresentar. As principais restrições destes solos são: riscos de inundação, baixa fertilidade natural, excesso de umidade pela presença do lençol freático próximo à superfície e dificuldade no manejo mecanizado quando apresentam a textura muito argilosa. Quando ocorrem com a textura média e apresentam boa drenagem, oferecem alto potencial para o uso da agropecuária (EMBRAPA, 2013).

Para Silva *et al.* (2005), os Neossolos formados a partir de depósitos fluviais representam as áreas mais férteis de uma topossequência e são localizados próximos às principais fontes d'água do Nordeste brasileiro.

## 4. ÁREA DE ESTUDO

### 4.1. Localização

A bacia hidrográfica do alto Rio Paraíba está localizada no Planalto da Borborema, sob domínio do clima semiárido, e faz parte da Mesorregião da Borborema e as Microrregiões do Cariri Ocidental e Oriental da Paraíba (Figura 2). A bacia possui aproximadamente 6.280 km<sup>2</sup> e engloba totalmente os territórios de 12 municípios, são eles: São Sebastião do Umbuzeiro, São João do Tigre, Zabelê, Monteiro, Prata, Ouro Velho, Amparo, Sumé, Camalaú, Congo, Coxixola e Caraúbas. Abrange, ainda que parcialmente, áreas dos municípios de São José dos Cordeiros, Serra Branca, São João do Cariri, Cabaceiras e Barra de São Miguel.

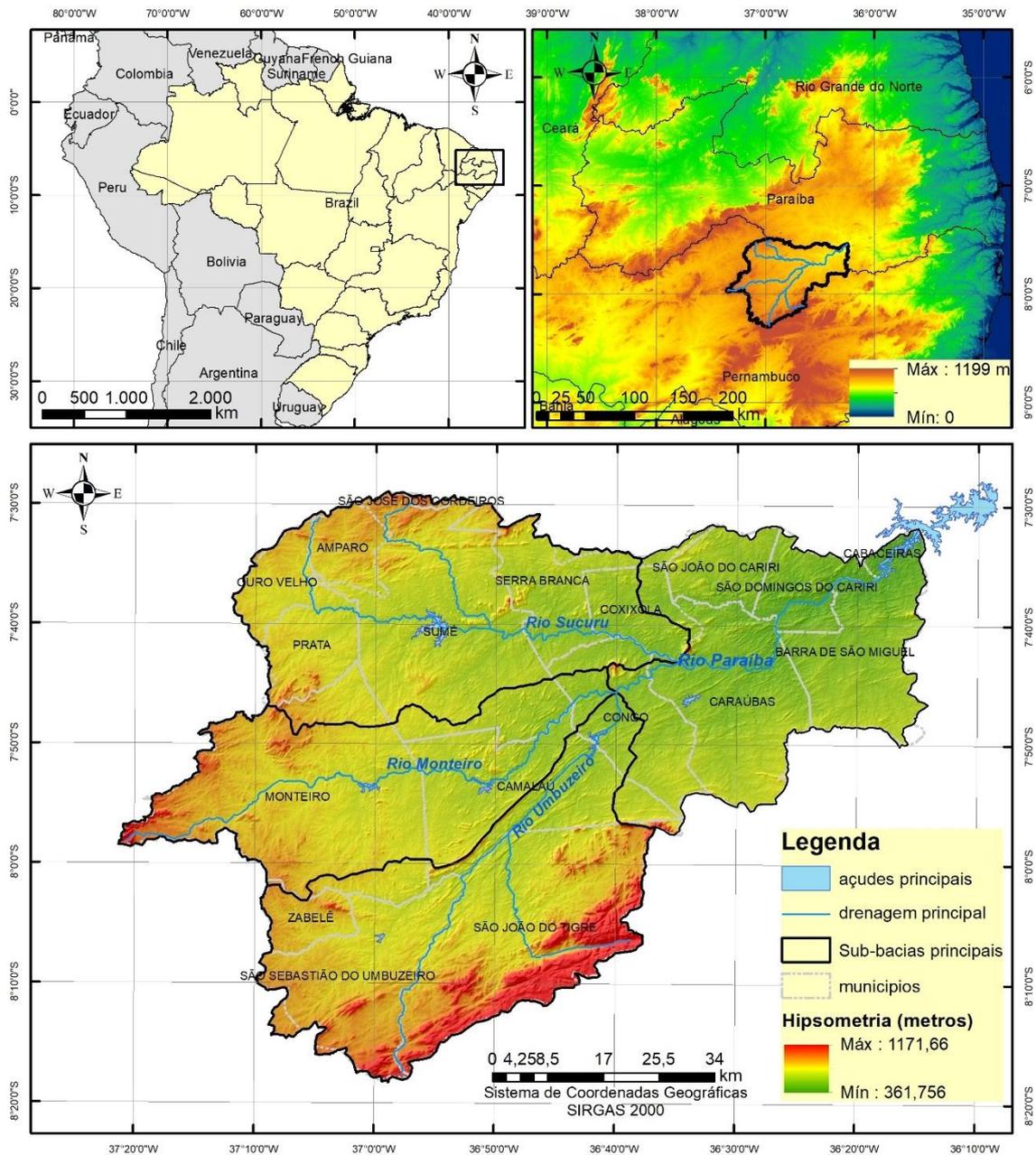
A bacia do alto Rio Paraíba possui grande importância estratégica para os recursos hídricos no Estado da Paraíba, principalmente pelo fato de ser a responsável, juntamente com a bacia do Rio Taperoá, por alimentar o Açude Epitácio Pessoa, popularmente conhecido por Açude Boqueirão, que é o segundo maior reservatório hídrico do Estado. Existem também outros importantes açudes na bacia do alto Rio Paraíba, como Açude Cordeiro (Congo), Açude Camalaú (Camalaú), Açude Poções (Monteiro), Açude Santo Antônio (São Sebastião do Umbuzeiro) e Açude Sumé (Sumé).

### 4.2. CLIMA

O semiárido paraibano apresenta irregularidade na distribuição das chuvas, tanto no tempo quanto no espaço. Segundo Nascimento *et al.* (2014), o clima varia de semiárido a sub-árido seco na bacia do alto Rio Paraíba. Apresenta chuvas concentradas entre 3 e 4 meses (fevereiro, março, abril e maio), com médias anuais que variam de 250 a 900 mm. As médias térmicas diárias são em torno de 26°C e a insolação média anual é de 2.800 horas. A umidade relativa do ar é de 50% e as taxas médias de evaporação são em torno de 2.000 mm/ano.

De acordo com Xavier *et al.* (2016a), esta variabilidade é causada pela alternância da atuação dos sistemas indutores de chuva. Os sistemas indutores de chuvas mais intensos sobre o setor setentrional do nordeste brasileiro são a zona de convergência intertropical (ZCIT), os vórtices ciclônicos de ar superior (VCAS) e as ondas de leste, além de indutores mais localizados como áreas a barlavento de serras.

**Figura 2.** Localização geográfica da bacia do alto Rio Paraíba.

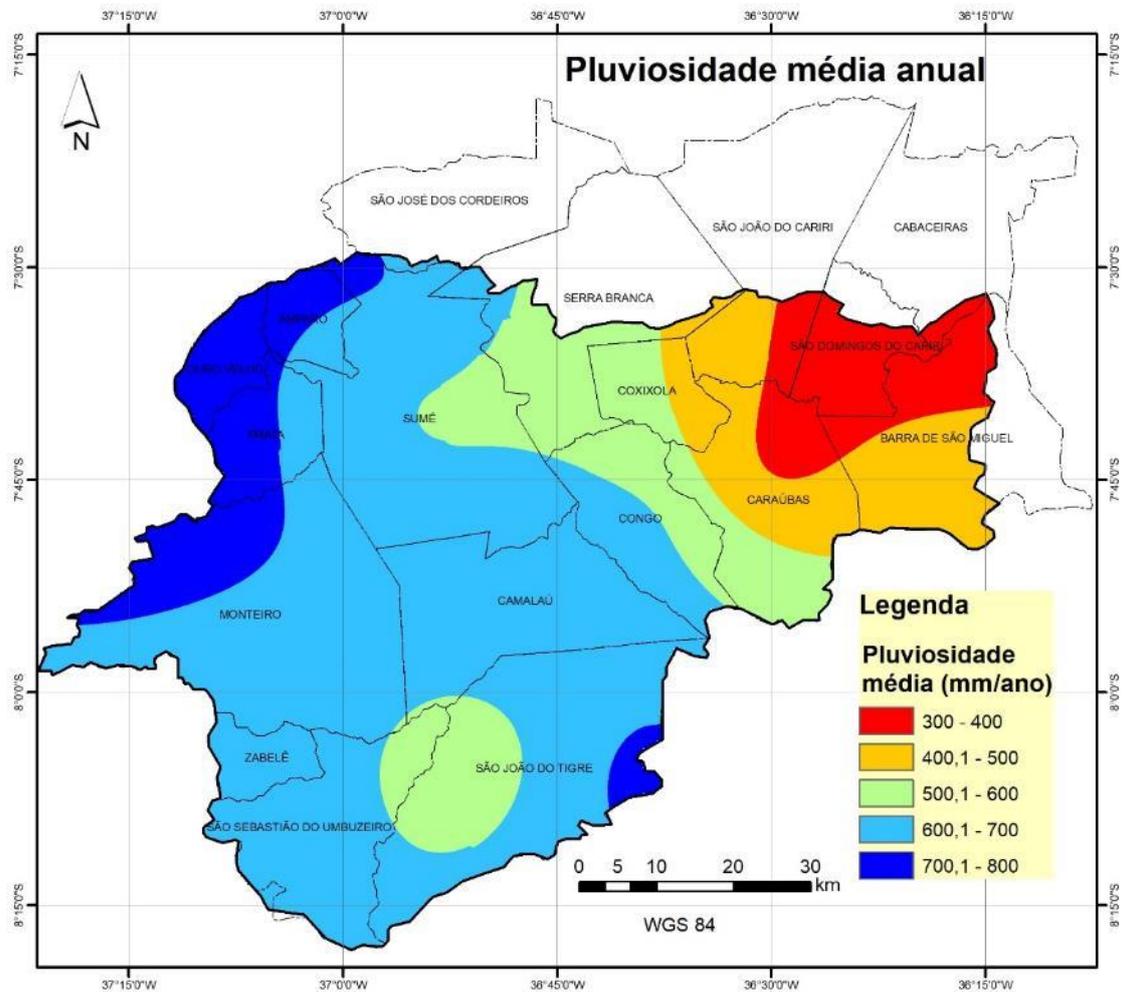


Fonte: elaborado pela autora, 2021.

A análise de séries históricas de chuvas de postos pluviométricos monitorados pela AESA (Agência Executiva de Gestão das Águas do Estado da Paraíba), localizados nos municípios que fazem parte da bacia do alto Rio Paraíba e de alguns no entorno permitiu a geração do mapa de isoietas, com a utilização de técnica de interpolação de dados no *software* ArcGis 9.3<sup>®</sup>. Os resultados mostraram que as chuvas variam de 300 a 800 mm em toda a bacia (Figura 3). A parte da bacia inserida no cariri ocidental é mais úmida, superior a 500 mm/ano, tendo os municípios de São João do Tigre, Monteiro,

Prata e Ouro Velho, como os mais chuvosos. O setor mais seco da bacia coincide com a área do cariri oriental, sendo os municípios de São Domingos do Cariri e Cabaceiras os menos chuvosos.

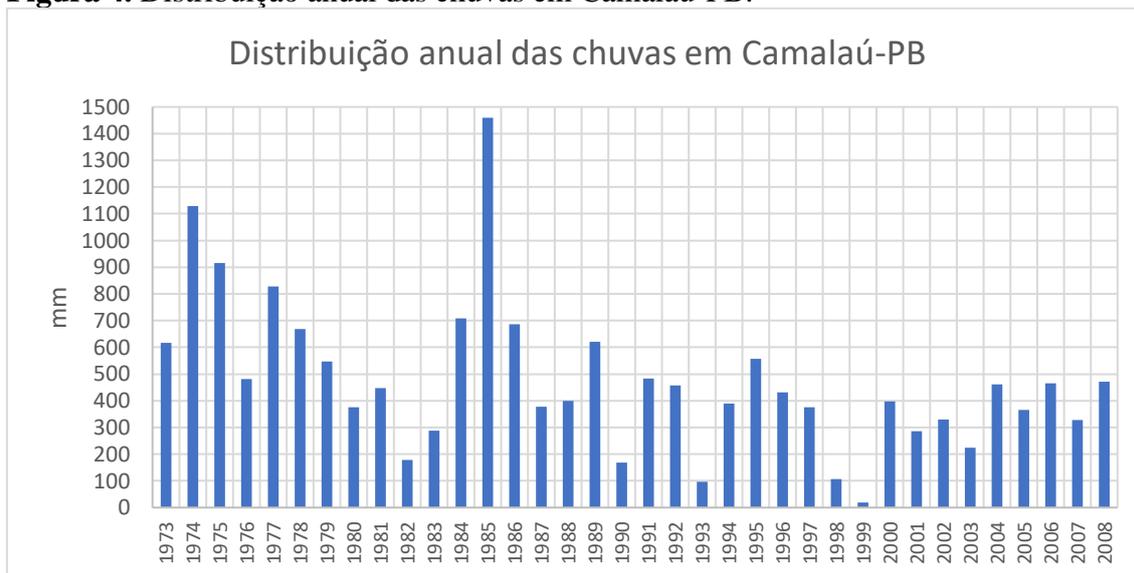
**Figura 3.** Isoietas da bacia do alto Rio Paraíba.



Fonte: elaborado pela autora, 2021. Dados AESA.

As médias de chuvas na bacia, apesar de importantes para permitir a distribuição espacial, são de baixa representatividade temporal, pois os totais anuais de chuvas apresentam grande variação entre os anos. Usando como exemplo o município de Camalaú, localizado bem no centro da bacia em estudo, verifica-se que o mesmo tem uma média de chuva anual em torno de 600 mm, contudo observa-se a ocorrência de ano que choveu mais de 1400 mm, como em 1985, e de 18 mm, como em 1999 (Figura 4).

**Figura 4.** Distribuição anual das chuvas em Camalaú-PB.



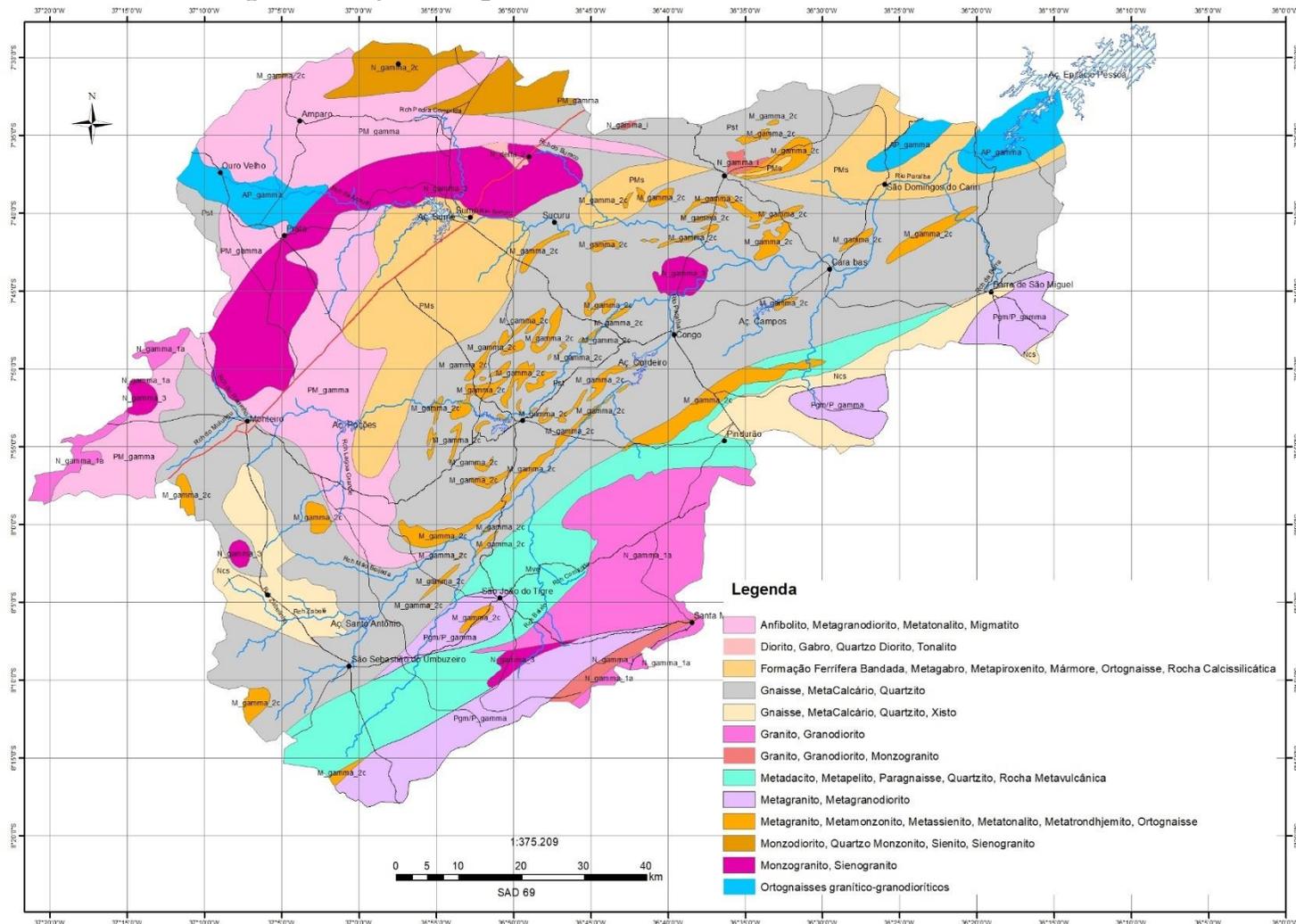
Fonte dos dados: AESA. Elaborado pela autora, 2021.

### 4.3. GEOLOGIA

A geologia da bacia do alto Rio Paraíba é composta por rochas cristalinas que compõem o Escudo Pré-Cambriano do Nordeste (Tabela 1 e Figura 5). Constituído por formações oriundas do proterozóico e o arqueozóico, compostas por quartzitos, gnaisses, migmatitos e micaxistos. As rochas metamórficas correspondem a aproximadamente 85% da área total da bacia, enquanto as rochas ígneas representam 15%. Esse percentual de exposição de rochas graníticas é semelhante ao apontado por Maia e Nascimento (2018) para todo o nordeste setentrional. Esses corpos graníticos são decorrentes da orogênese brasileira (JARDIM DE SÁ, 1994)

De acordo com Maia e Nascimento (2018), os relevos residuais são mantidos por intrusões graníticas que foram exumadas pela denudação diferencial de antigas áreas orogênicas. Diversos pátios de *inselbergs*, maciços e lajedos ocorrem em zonas de intrusões graníticas, expostos pela erosão diferencial (MAIA *et al.*, 2015).

**Figura 5. Mapa Geológico da bacia do alto Rio Paraíba na escala 1:500.000.**



Fonte dos dados CPRM (2002). Elaborado pela autora, 2021.

**Tabela 1.** Geologia da bacia do Alto Rio Paraíba

Tipo rocha	Classe litológica	Área (km <sup>2</sup> )	Área (%)
Ígnea	Diorito, Gabro, Quartzo Diorito, Tonalito	6,91	0,11
	Monzodiorito, Quartzo Monzonito, Sienito, Sienogranito	128,03	2,04
	Granito, Granodiorito, Monzogranito	395,54	6,29
	Monzogranito, Sienogranito	403,87	6,42
Metamórfica	Ortognaisses granítico-granodioríticos	180,33	2,87
	Metagranito, Metagranodiorito	364,82	5,80
	Metagranito, Metamonzonito, Metassienito, Metatonalito, Metatondhemito, Ortognaisse	259,53	4,13
	Metadacito, Metapelito, Paragnaisse, Quartzito, Rocha		
	Metavulcânica	465,85	7,41
	Formação Ferrífera Bandada, Metagabro, Metapiroxenito, Mármore, Ortognaisse, Rocha		
	Calcissilicática	583,53	9,28
	Anfibolito, Metagranodiorito, Metatonalito, Migmatito	875,08	13,92
	Gnaise, MetaCalcário, Quartzito, Xisto	2623,00	41,72
Total		6286,49	100,00

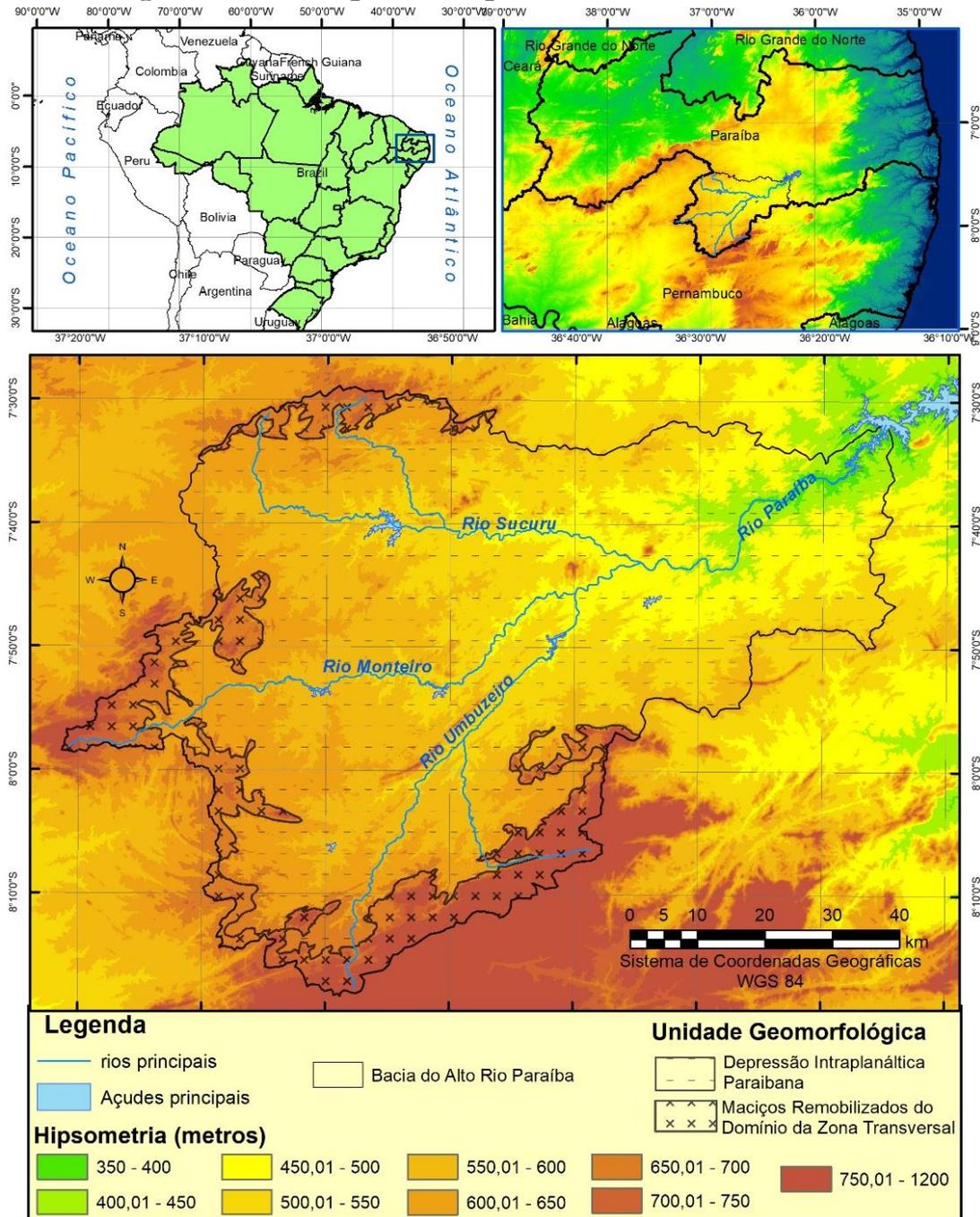
Fonte: dos dados CPRM, 1990 e 2000. Elaborado pela autora, 2021.

#### 4.4. GEOMORFOLOGIA

A paisagem geomorfológica da bacia do alto Rio Paraíba é marcada, predominantemente, por extensas superfícies rebaixadas e suavizadas (Figura 6). Essa grande área corresponde a Depressão Intraplanáltica Paraibana definida por *Corrêa et al.*, (2010). Essa unidade geomorfológica corresponde a 85,5% da bacia, e nela ocorrem planícies fluviais, superfícies rebaixadas e suavizadas, além de colinas amplas dissecadas e morros isolados. Segundo Mabessone (1978, p. 5), nos sertões semiáridos do Nordeste brasileiro, “o elemento mais conspícuo dentro das formas do relevo é a extensão enorme das áreas planas ou quase planas”.

As áreas de relevo de grande amplitude, marcadas por serras estruturais, representam 14,5% da área, e predominam na região de São João do Tigre (Figura 6). Estas serras foram denominadas por *Corrêa et al.* (2010) de Maciços Remobilizados do Domínio da Zona Transversal, que seria a área mais afetada pelos arqueamentos, revelando elevadas cimeiras e os relevos mais pronunciados. De acordo com Almeida (2012), os alinhamentos de cristas residuais do Maciço da Borborema margeiam os limites da bacia sendo controlados por estruturas geológicas (falhamentos e dobramentos) que condicionam a rede de drenagem. Os maciços residuais em cristas correspondem a antigas superfícies ou pediplanos, comumente associados a rochas mais resistentes e orientadas segundo as direções preferenciais das linhas de falha.

**Figura 6. Unidades geomorfológicas da bacia do alto Rio Paraíba**



Fonte: SRTM 30 metros. Elaborado pela autora, 2021.

Os principais rios da bacia do alto Rio Paraíba são o Sucuru, o Monteiro e o Umbuzeiro. Ao contrário do que se divulga, tanto no senso comum quanto na academia, o Rio Paraíba não se inicia no município de Monteiro, ele é formado a partir do encontro do Rio Monteiro, que vem do município de mesmo nome, com o Rio Umbuzeiro. Essa informação foi confirmada consultando a Carta Topográfica Folha Sumé SB.25-Y-A-VI, na escala 1:100.000, da Divisão de Serviço Geográfico do Exército (1985) e as Cartas

Geológicas Folha Monteiro SB.24-Z-D-IV e Folha Sumé SB.24-Z-D-V, ambas na escala 1:100.000, do Serviço Geológico do Brasil (CPRM, 1990 e 2000, respectivamente).

#### 4.5. SOLOS

No Cariri Paraibano, a combinação da ocorrência do clima semiárido sobre um território dominado por rochas cristalinas resistentes ao intemperismo resultou, de modo geral, em solos pouco profundos. Segundo Souza *et al.* (2009) no Cariri Paraibano existe uma grande diversidade pedológica, sendo derivados de rochas cristalinas, comumente rasos, argilosos, e sofrem pouco processo de lixiviação. Apesar da forte ocorrência da erosão laminar os solos apresentam fertilidade normal a alta.

Na bacia do alto Rio Paraíba dominam os Luvisolos e os Neossolos litólicos, juntos representam mais de 80% da área total (Tabela 2 e Figura 7). Os Luvisolos são solos minerais com argila de atividade alta e eutróficos, com horizonte B textural subjacente ao horizonte A fraco ou moderado ou horizonte E (EMBRAPA, 2006). Na área de estudo, os Luvisolos ocupam os setores de relevo suavemente ondulado a ondulado, em posição topográfica de topo e encosta.

**Tabela 2.** Classes de solos na bacia do Alto Rio Paraíba.

<i>Classe de solo</i>	<i>Área (km<sup>2</sup>)</i>	<i>Área (%)</i>
Afloramento de Rocha	27,05	0,43
Planossolo	63,26	1,01
Argissolo	69,34	1,10
Neossolo regolítico	152,97	2,43
Neossolo flúvico	235,15	3,74
Vertisol	467,07	7,43
Neossolo litólico	2486,63	39,56
Luvissolo crômico	2784,52	44,30
Total	6286,00	100,00

Fonte: AESA. Elaborado pela autora, 2021.



Os Neossolos são solos pouco evoluídos constituídos por material mineral, ou por material orgânico com menos de 20 cm de espessura, não apresentando qualquer tipo de horizonte B diagnóstico. Os Neossolos litólicos apresentam contato lítico ou fragmentário dentro de 50 cm da superfície. São comuns nas áreas sobre rochas graníticas, em qualquer condição topográfica, e nas encostas íngremes de áreas metamórficas.

Nas áreas planas e de fundos de vale são comuns a ocorrência dos Planossolos e dos Vertissolos. Os Planossolos são solos rasos que apresentam enriquecimento de sódio. Os Vertissolos são solos mal drenados e com elevada presença de argilas de alta atividade. Apresentam fendas resultantes do processo de dilatação, quando molhados, e contração, quando estão secos.

#### 4.6. USO E COBERTURA

A bacia do alto Rio Paraíba está situada dentro do bioma da Caatinga. Com o processo de ocupação para o interior, a vegetação de caatinga foi diminuindo em área em substituição a diversas atividades econômicas: pecuária extensiva, agricultura tradicional, monoculturas (algodão), extrativismo vegetal (lenha), mineração e expansão urbana.

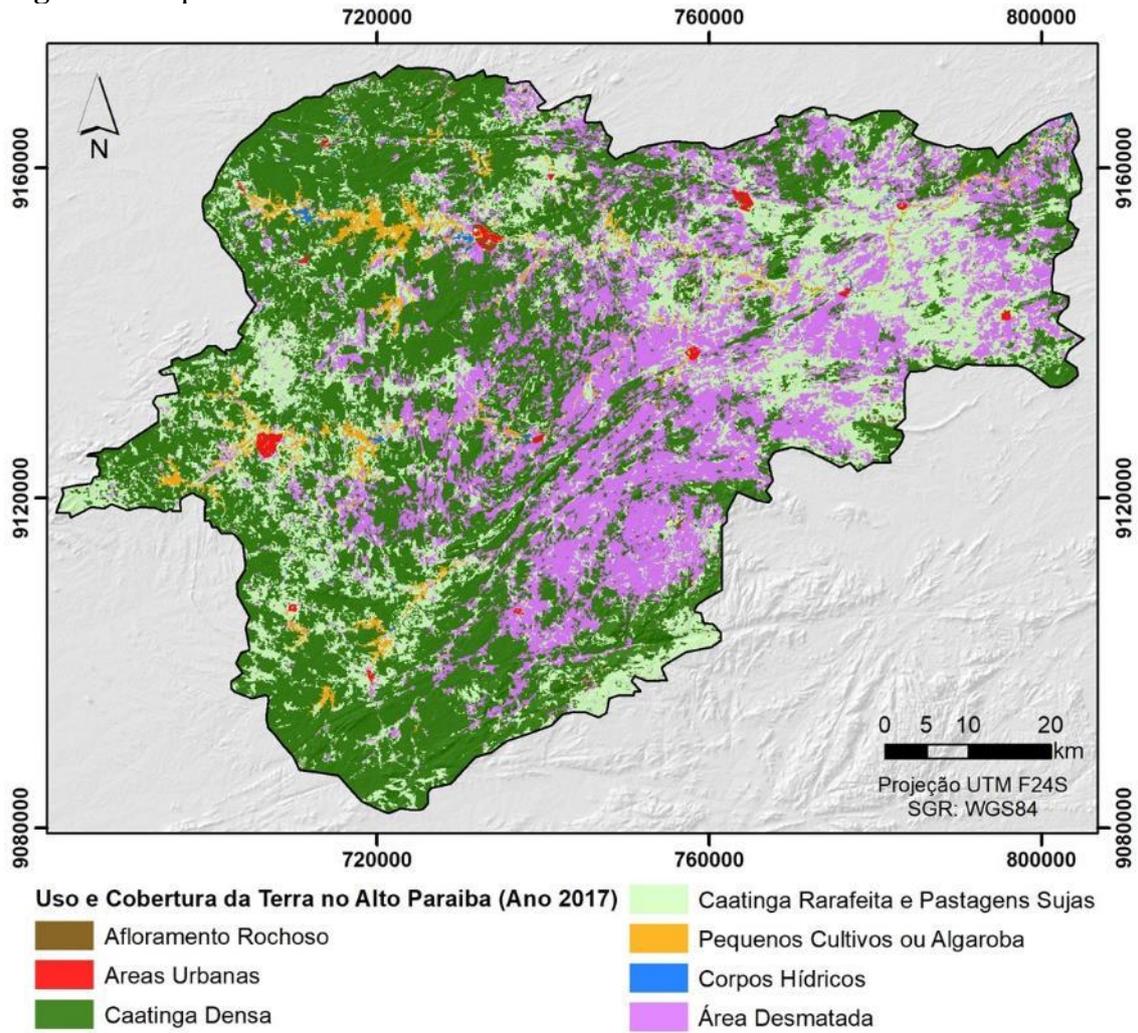
Atualmente, a vegetação de caatinga densa representa 46% da área da bacia do alto Paraíba (Tabela 3 e Figura 8). Esse valor apesar de baixo, revelando forte transformação da cobertura original, ainda é elevado comparado com outras áreas no semiárido paraibano. Seabra *et al.* (2014) apontaram para uma cobertura total de caatinga na bacia do Rio Taperoá, tributária do Rio Paraíba, de apenas 26% em 2009, ano da imagem. As áreas desmatadas representam 24%, evidenciando a supressão total da caatinga principalmente para a produção de lenha.

**Tabela 3.** Uso e cobertura do solo da bacia do alto Rio Paraíba

<i>Uso e cobertura</i>	<i>Área (km<sup>2</sup>)</i>	<i>Área (%)</i>
Corpos hídricos	12,90	0,21
Afloramento rochoso	13,42	0,21
Áreas urbanas	24,89	0,40
Pequenos cultivos ou algaroba	136,31	2,17
Área desmatada	1528,72	24,32
Caatinga esparsa e pastagens	1669,78	26,57
Caatinga densa	2899,59	46,13
Total	6285,60	100,00

Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

**Figura 8.** Mapa do uso e cobertura do solo da bacia do alto Rio Paraíba

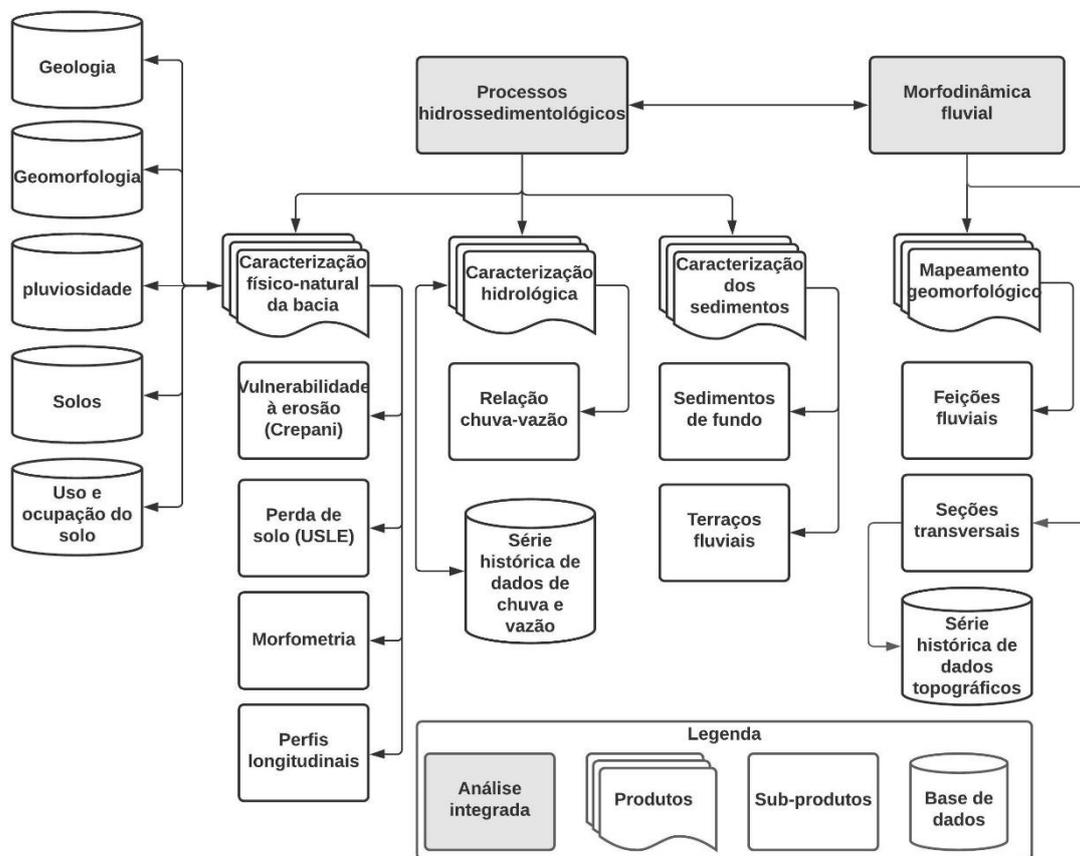


Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

## 5. METODOLOGIA

O percurso metodológico desta tese foi construído a partir da viabilidade de levantamentos de campo e análises laboratoriais, e disponibilidade e qualidade dos dados secundários. Nesse sentido, optou-se por trabalhar em diferentes escalas espaço-temporais, a depender das necessidades da pesquisa. Por processos hidrossedimentológicos entende-se toda a dinâmica fluvial responsável por drenar água e sedimentos ao longo do canal, gerando e transformando formas associadas a esses processos. Por morfodinâmica fluvial adota-se a compreensão das formas fluviais e sua dinâmica associada aos processos hidrossedimentológicos. A figura 9 apresenta o fluxograma metodológico desta tese.

**Figura 9.** Fluxograma metodológico



Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

A análise dos processos hidrossedimentológicos foi realizada a partir da integração dos produtos gerados: caracterização físico-natural da bacia, caracterização

hidrológica e caracterização dos sedimentos. Para realizar a caracterização físico-natural foi necessário correlacionar as informações dos seguintes temas: Geologia, Geomorfologia, Pluviosidade, Solos e Uso e cobertura do solo. Como sub-produtos resultantes desta caracterização foram geradas as estimativas de vulnerabilidade à erosão e de perdas de solo, ambas para a bacia, e caracterização quantitativa da bacia a partir da utilização de parâmetros morfométricos e de perfis longitudinais. A caracterização hidrológica gerou uma análise correlativa chuva-vazão, a partir do uso de dados de séries históricas disponíveis de chuva e de vazão fluvial. Essas duas caracterizações em conjunto permitiram dimensionar o potencial erosivo e a capacidade de transporte fluvial na bacia.

A caracterização dos sedimentos buscou identificar e descrever aspectos relacionados aos depósitos fluviais. Para tanto, foram analisados os sedimentos de fundo do leito, para caracterização a dinâmica de transporte e deposição fluvial, e os terraços fluviais, para mensurar a magnitude das grandes cheias e os processos sedimentares associados.

A análise integrada da morfodinâmica fluvial pautou-se na seleção de pontos representativos nos principais rios que compõem o sistema hidrográfico da bacia do alto Rio Paraíba, para realizar um mapeamento geomorfológico de alta resolução. O mapeamento permitiu identificar e quantificar unidades geomórficas bem como estabelecer seções transversais no canal.

## 5.1 VULNERABILIDADE À EROSÃO

Para avaliar a vulnerabilidade à erosão dos solos na bacia do alto Rio Paraíba foi utilizado a metodologia proposta por Crepani *et al.* (2001), por ser eficaz e adequada ao que se propõe (LOPES e SALDANHA, 2016). A metodologia de vulnerabilidade natural à erosão dos solos de Crepani *et al.* (2001) está ancorada na morfodinâmica de unidades de paisagens, baseada na teoria da ecodinâmica de Tricart (1977). Para tanto, estabeleceu diferentes níveis de morfodinâmica da paisagem resultantes de processos de morfogênese e pedogênese. Assim, a estabilidade morfodinâmica da paisagem seria marcada pela predominância dos processos pedogenéticos (formação de solos), enquanto a instabilidade morfodinâmica seria um produto do domínio morfogenético na paisagem, ou seja, dos processos erosivos (Tabela 4).

**Tabela 4.** Avaliação da estabilidade das categorias morfodinâmicas

<i>Categoria morfodinâmica</i>	<i>Relação pedogênese / morfogênese</i>	<i>Valor</i>
<b>Estável</b>	Prevalece a pedogênese	1,0
<b>Intermediária</b>	Equilíbrio pedogênese / morfogênese	2,0
<b>Instável</b>	Prevalece a morfogênese	3,0

Fonte: CREPANI *et al.*, 2001. Elaborado pela autora, 2021.

Desta referência central, definiram uma ampliação das categorias morfodinâmicas, apresentando uma escala de vulnerabilidade para situações que ocorram naturalmente. Deste modo, estabeleceram 21 classes de vulnerabilidade à perda de solo, variando desde a situações de estabilidade, com predomínio da pedogênese (valores próximos a 1,0), passando por situações intermediárias (valores próximos a 2,0) até situações de instabilidade, com domínio dos processos morfogenéticos (valores próximos a 3,0) (Tabela 5).

**Tabela 5.** Escala de vulnerabilidade das unidades de paisagem

Unidade de paisagem	Média		Grau de vulnerabilidade	Grau de saturação			
				R	G	B	Cor
U1	<b>V U L N E R A B I L I D A D E</b>	3,0	<b>Vulnerável</b>	255	0	0	
U2		2,9		255	51	0	
U3		2,8		255	102	0	
U4		2,7	<b>Moderadamente vulnerável</b>	255	153	0	
U5		2,6		255	204	0	
U6		2,5		255	255	0	
U7		2,4	<b>Medianamente estável / vulnerável</b>	204	255	0	
U8		2,3		153	255	0	
U9		2,2		102	255	0	
U10		2,1	<b>Moderadamente estável</b>	51	255	0	
U11		2,0		0	255	0	
U12		1,9		0	255	51	
U13		1,8	<b>Estável</b>	0	255	102	
U14		1,7		0	255	153	
U15		1,6		0	255	204	
U16		1,5	<b>Estável</b>	0	255	255	
U17		1,4		0	204	255	
U18		1,3		0	153	255	
U19		1,2	<b>Estável</b>	0	102	255	
U20		1,1		0	51	255	
U21		1,0		0	0	255	

Fonte: CREPANI *et al.*, 2001. Elaborado pela autora, 2021.

Para mensurar a vulnerabilidade à erosão, Crepani *et al.* (2001) definiram a seguinte equação:

$$V = \frac{(G + R + S + Vg + C)}{5} \quad (4)$$

sendo:

V = vulnerabilidade, G = vulnerabilidade para o tema Geologia, R = vulnerabilidade para o tema Geomorfologia, S = vulnerabilidade para o tema Solos, Vg = vulnerabilidade para o tema vegetação e C = vulnerabilidade para o tema Clima.

O fator Geologia (G) é avaliado em função do tipo de rocha, onde cada litologia oferece uma resistência ao intemperismo e a erosão. As informações geológicas da bacia foram extraídas do mapa geológico do Estado da Paraíba elaborado pelo CPRM na escala 1:500.000. A tabela 6 apresenta os valores de vulnerabilidade para as classes litológicas da bacia do alto Rio Paraíba.

**Tabela 6.** Valor de vulnerabilidade à erosão para os diferentes tipos de rochas da bacia do alto Rio Paraíba.

<i>Litologia</i>	<i>Vulnerabilidade</i>
Granito	1,1
Metadacito	1,1
Gnaisse	1,3
Monzodiorito	1,5
Monzogranito	1,5
Diorito	1,5
Formação Ferrífera bandada	1,6
Anfibolito	1,8

Fonte: Elaborado pela autora (2021), baseado em Crepani *et al.*, (2001).

O fator Geomorfologia (G) expressa as relações do relevo no processo de perdas de solos. Para a classificação do relevo na bacia do Rio Paraíba, foram considerados como descritores: a amplitude do relevo e a declividade. Estas variáveis foram obtidas a partir de processamento dos dados do Topodata (VALERIANO, 2008), realizados no *software* ArcGis 9.3<sup>®</sup>. A amplitude do relevo exigiu um conjunto de operações para ser obtida. A primeira etapa para a sua obtenção é a delimitação das bacias de drenagem de segunda ordem da bacia do Rio Paraíba. Em seguida, são delimitadas as bacias restantes, tendo então toda a área subdividida em bacias 2<sup>o</sup>. ou 1<sup>o</sup>. ordem. A delimitação destas bacias foi efetuada de forma semiautomática, com o uso da função *watershed delineation* (ArcGIS<sup>®</sup>) e edição vetorial. Em seguida, para cada uma destas bacias são calculados os respectivos níveis de base, definidos a partir da confluência de rios de 2<sup>o</sup>. ordem, ou da

cota altimétrica da foz dos rios de menor ordem. Com estes limites hidrográficos e com os valores de altitude absoluta, tornou-se possível realizar o cálculo do nível de base para cada sub-bacia e posteriormente o cálculo da amplitude do relevo em cada ponto. A vulnerabilidade para o tema Geomorfologia foi obtida a partir da equação:

$$R = \frac{A + D}{2} \quad (5)$$

no qual: R = vulnerabilidade para o tema Geomorfologia, A = vulnerabilidade atribuída à amplitude altimétrica e D = vulnerabilidade atribuída à declividade.

Para a bacia do Alto Rio Paraíba, foram realizadas adaptações da proposta de Crepani *et al.* (2001), no qual foi excluído o grau de dissecação por não ser considerado relevante para bacias semiáridas e a amplitude altimétrica foi agrupada em 5 classes para facilitar o cruzamento com a declividade (Tabela 7).

**Tabela 7.** Valores de vulnerabilidade para a amplitude altimétrica e declividade

<i>Declividade (%)</i>	<i>Vulnerabilidade</i>	<i>Amplitude altimétrica (m)</i>	<i>Vulnerabilidade</i>
< 2	1,0	< 20	1,0
2 – 6	1,5	20 – 60	1,5
6 – 20	2,0	60 – 100	2,0
20 – 50	2,5	100 – 200	2,5
> 50	3,0	> 200	3,0

Fonte: Elaborado pela autora (2021), baseado em Crepani *et al.*, (2001).

O fator Solos (S) representa o papel atribuído aos diferentes tipos de solos, suas propriedades e composições e a sua susceptibilidade a erosão. Trabalhos como os de Bertoni e Lombardi neto (1993) e Crepani *et al.* (1996) definiram valores para cada tipo de classe de solo. As informações pedológicas da bacia foram obtidas através da vetorização do mapa de solos dos municípios que fazem parte da bacia, elaborados pela SUDENE/EMBRAPA, na escala 1:400.000. A tabela 8 apresenta os valores de vulnerabilidade para os solos encontrados na bacia do Alto Rio Paraíba.

**Tabela 8.** Valores de vulnerabilidade para as classes de solos.

<i>Classe de solo</i>	<i>Vulnerabilidade</i>
Luvisolos	2,0
Planossolos	2,0
Argissolos	2,0
Neossolos regolíticos	3,0
Neossolos litólicos	3,0
Neossolos flúvicos	3,0
Vertissolos	3,0

Fonte: Elaborado pela autora (2021), baseado em Crepani *et al.*, (2001).

Para a construção do mapa de uso e cobertura da terra foram adquiridas três imagens do Sentinel 2 (Tabela 9), todas da data 04-08-2017, através do sítio eletrônico da Agência Espacial Europeia (ESA). As orbitas ponto das imagens foram 24 MXS, 24 MYS e 24 LYR. As imagens Sentinel 2 passaram por processo de construção de mosaicos e por correção atmosférica no modo SCP DOS do *software* Quantum GIS, de acordo com Santos *et al.* (2017).

**Tabela 9.** Resolução espacial e espectral das 13 bandas do sensor MSI (Sentinel 2)

<i>Bandas do Sentinel 2</i>	<i>Comprimento médio de onda</i>	<i>Resolução Espacial</i>
Banda 1 – Azul Costeiro	0.443	60
Banda 2 - Azul	0.490	10
Banda 3 - Verde	0.560	10
Banda 4 - Vermelho	0.665	10
Banda 5 - Vermelho (Borda)	0.705	20
Banda 6 - Vermelho (Borda)	0.740	20
Banda 7 - Vermelho (Borda)	0.783	20
Banda 8 – NIR	0.842	10
Banda 8A – Infra-Vermelho (Borda)	0.865	20
Banda 9 – Vapor d’água	0.945	60
Banda 10 - SWIR - Cirrus	1.375	60
Banda 11 - SWIR	1.610	20
Banda 12 - SWIR	2.190	20

Fonte: Adaptado da Agência Espacial Europeia (ESA), 2017.

Em seguida foi construído um projeto de classificação no software DEFINIENS<sup>®</sup>, para que pudesse dar continuidade às etapas de classificação. O processo de classificação baseada em objetos utiliza os polígonos gerados na segmentação para definição dos objetos de imagem a partir de um conjunto de dados, no caso, as bandas. As características espectrais de forma e relações de vizinhança, e alguns mapas temáticos, foram as informações utilizadas na descrição destes objetos. A partir destes descritores, os objetos foram agrupados em categorias com significado ou em classes temáticas.

De acordo com Reis *et al.* (2009), a classificação baseada em objetos se propõe a superar as metodologias que contavam apenas com os atributos espectrais, que não permitiam o uso de dados de diferentes resoluções (radiométrica e espacial) e não era possível separar as classes temáticas. Para Cruz *et. al* (2007) a classificação baseada em objetos simula, a partir da modelagem do conhecimento, as técnicas de interpretação visual, possibilitando a identificação de feições, baseando-se ainda na descrição de padrões identificadores, tais como textura, cor, métrica e contexto.

Em contraposição aos métodos de classificação tradicionais, a classificação de imagens baseada em objetos (GEOBIA) possibilita o uso de diferentes atributos dos objetos para sua diferenciação e interpretação, não se limitando às respostas espectrais dos alvos. Desta forma, passa a ser possível integrar, no processo de classificação, dados de outras origens (não só as imagens), determinar limiares *fuzzy* (não só booleanos), hierarquizar geometrias e itens de legenda, dentre outros. Segundo Blaschke (2010) a emergência da classificação baseada em objetos surge da necessidade da análise da paisagem através dos objetos espaciais, interpretados a partir das suas respostas espectrais, do seu contexto espacial e multiescalar e de dados temáticos terrestres (*Earth Observation Data*).

Ressalta-se ainda, que a classificação baseada em objetos cria possibilidades de realização de multissegmentações, em níveis hierarquizados. Podemos ainda considerar uma gama maior de descritores, relacionados por exemplo à forma, brilho, cor, textura, tamanho, forma, padrão, localização, contexto, para a caracterização de classes e objetos presentes na área de mapeamento.

Na etapa seguinte, foram gerados índices de vegetação<sup>2</sup> que serviram como descritores para a classificação da imagem por método GEOBIA (classificação supervisionada baseada em objetos), são eles:

RI (Índice de Vermelhidão) =  $(\text{red} - \text{green}) / (\text{red} + \text{green})$ ;

NDWI (Índice de umidade por diferença normalizada) =  $(\text{MIR} - \text{NIR}) / (\text{MIR} + \text{NIR})$ ;

NDVI (Índice da vegetação por diferença normalizada) =  $(\text{NIR} - \text{red}) / (\text{NIR} + \text{red})$ ;

SAVI (índice de vegetação ajustado ao solo) =  $(L+1) (\text{NIR} - \text{red}) / (\text{NIR} + \text{red} + L)$ ;

BI (índice de Brilho) =  $(\text{red} + \text{green}) / 2$ , e;

BI2 (segundo índice de brilho) =  $(\text{red} + \text{green} + \text{NIR}) / 3$ .

Além dos índices descritores, foram usados também na classificação GEOBIA, as médias das bandas espectrais e a amplitude do relevo, que foi obtida a partir de imagens do MDE SRTM. O início da classificação se deu pela segmentação da imagem com parâmetro de similaridade de 125 *pixels*. A partir da segmentação foram geradas 11 classes de uso e cobertura da terra. Em seguida realizou-se a amostragem para cada uma das 11 classes diferentes, que foram organizadas em 3 níveis de classificação.

No primeiro nível foram classificados os corpos hídricos, nuvens, sombras e outros. Neste nível foram usados como descritores as bandas B2 (azul), B3 (verde), B11

---

<sup>2</sup> Sentinel Hub - <https://custom-scripts.sentinel-hub.com/#sentinel-2>

(infravermelho médio), B12 (infravermelho distante), B8A (borda do vermelho 4), amplitude do relevo e o índice SAVI. No segundo nível, a classe “Outros” foi separada em Caatingas e Não Caatingas, utilizando como descritores as bandas B11, B12, B5 (borda do vermelho 1) e B7 (borda do vermelho 3).

O terceiro nível de classificação se dividiu em duas etapas. Na primeira etapa foram separadas: as caatingas densas secas; caatingas densas verdes; caatingas rarefeitas verdes e pastagens sujas; e pequenos cultivos ou algaroba (espécie invasora presente principalmente nas bordas dos rios). Nesta etapa foram utilizados como descritores: B2, B7, NDWI, SAVI e amplitude do relevo. Na segunda etapa foram classificados: as áreas desmatadas; áreas urbanas; afloramentos rochosos; e caatingas rarefeitas secas e pastagens sujas. Nesta etapa foram utilizados: B2, B11, B12, NDWI e amplitude do relevo.

Após a geração do mapa de uso e cobertura do solo foi construído o tema Vegetação (Vg). Os valores de vulnerabilidade para o tema Vegetação, aplicados para a bacia do alto Rio Paraíba, são apresentados na tabela 10.

**Tabela 10.** Valores de vulnerabilidade para as classes de uso e cobertura na bacia do alto Rio Paraíba

<i>Classe de uso e cobertura</i>	<i>Vulnerabilidade</i>
Área desmatada	3,0
Caatinga esparsa	2,7
Pastagens	2,7
Pequenos cultivos	2,5
Algaroba	2,5
Área urbana	2,0
Caatinga densa	1,7
Afloramento rochoso	1,0

Fonte: Elaborado pela autora (2021), baseado em Crepani *et al.*, (2001).

O fator Clima (C) é proposto baseado no potencial erosivo das chuvas em uma região. Para estabelecer a erosividade da chuva, Crepani *et al.* (2001) apresentam um método simples, que é baseado na pluviosidade média anual e na duração do período chuvoso. Os autores propõem a intensidade pluviométrica (mm/mês), que é calculada segundo a equação:

$$IP = \frac{PMA}{DPC} \quad (6)$$

sendo PMA = pluviosidade média anual (mm) e DPC = duração do período chuvoso (meses). Ressalta-se que estes parâmetros devem ser obtidos através de séries históricas

com no mínimo 30 anos. A tabela 11 apresenta os valores de vulnerabilidade para as IP obtidas na bacia do alto Rio Paraíba.

**Tabela 11.** Valores de vulnerabilidade para o tema clima aplicado a bacia do alto Rio Paraíba

<i>Intensidade Pluviométrica (mm/mês)</i>	<i>Vulnerabilidade</i>
100 – 125	1,3
125 – 150	1,4
150 – 175	1,5
175 – 200	1,6
200 – 225	1,7
225 – 250	1,8

Fonte: Elaborado pela autora (2021), baseado em Crepani *et al.*, (2001).

Os dados pluviométricos utilizados para o cálculo da IP foram obtidos através do Sistema de Informações Hidrológicas (HIDROWEB) da Agência Nacional de Águas (ANA) no endereço eletrônico <http://hidroweb.ana.gov.br/>. Foram utilizados dados de 19 postos pluviométricos, sendo 13 dentro e 6 fora da bacia. Os dados compreendem o período de 1963 a 2008. Depois de realizados os cálculos, os dados foram interpolados para toda a bacia, utilizando o *software* ArcGis 9.3<sup>®</sup>. A tabela 12 mostra os postos pluviométricos utilizados.

**Tabela 12.** Postos pluviométricos utilizados para o tema clima

<i>Município</i>	<i>Nome do Posto</i>	<i>Latitude</i>	<i>Longitude</i>
Barra de São Miguel	Barra de São Miguel	-7,75	-36,32
Boqueirão	Açude Boqueirão	-7,49	-36,14
Cabaceiras	Cabaceiras	-7,49	-36,29
Camalaú	Camalaú	-7,89	-36,83
Caraúbas	Caraúbas	-7,73	-36,49
Congo	Congo	-7,80	-36,66
Coxixola	Coxixola	-7,63	-36,56
Monteiro	Açude Poções	-7,89	-36,98
Monteiro	Monteiro	-7,89	-37,13
Prata	Prata	-7,70	-37,08
Riacho Santo Antônio	Riacho Santo Antônio	-7,69	-36,16
São João do Cariri	São João do Cariri	-7,39	-36,53
São João do Tigre	São João do Tigre	-8,08	-36,85
São João do Tigre	Santa Maria da Paraíba	-8,105	-36,64
São José dos Cordeiros	São José dos Cordeiros	-7,39	-36,81
São Sebastião do Umbuzeiro	São Sebastião do Umbuzeiro	-8,15	-37,01
Serra Branca	Serra Branca	-7,48	-36,66
Sumé	Fazenda Bananeiras	-7,72	-36,95
Sumé	Sumé	-7,67	-36,90

Fonte: AESA. Elaborado pela autora, 2021.

## 5.2 PERDAS DE SOLO

Nas últimas décadas, muitas pesquisas buscaram metodologias adequadas para estimar a perda de solos, sendo a USLE uma das mais utilizadas em todo o mundo (ALBUQUERQUE *et al.*, 2005; JARDIM, *et al.*, 2017). A aceitação da USLE deve-se a facilidade de aplicação a partir dos dados de entrada (OLIVEIRA *et al.*, 2012; ZANIN *et al.*, 2017), e da boa previsão gerada nas estimativas de perdas de solo (OLIVEIRA *et al.*, 2012; JARDIM, *et al.*, 2017).

Dentro desse contexto, a estimativa de perdas de solos na bacia do Rio Paraíba foi calculada utilizando a USLE, como forma de conhecer as áreas críticas e quais os fatores são mais importantes para a perda de solo na bacia.

A USLE foi proposta por Wischmeier e Smith (1978), de acordo com a equação abaixo,

$$USLE = R.K.L.S.C.P \quad (7)$$

sendo USLE = perda de solo por erosão (t/ha.ano); R = fator de erosividade da chuva (MJ.mm/ha.ano); K = erodibilidade do solo (t.h/MJ/mm); L = fator de comprimento da vertente (m); S = fator de declividade (%); C = fator de cobertura e ocupação do solo (adimensional); e P = fator de práticas conservacionistas (adimensional).

O fator R foi calculado utilizando a equação proposta por Bertoni e Lombardi Neto (1990),

$$R = \sum \left[ 67,355 \left( \frac{p^2}{P} \right)^{0,85} \right] \quad (8)$$

sendo R: erosividade da chuva (MJ.mm/ha.ano); p = precipitação pluvial média mensal (mm); P = precipitação pluvial média anual (mm).

A interpolação dos dados para a geração da matriz de erosividade em superfície contínua foi realizada a partir do interpolador inverso da distância ponderada (IDW) no *software* ArcGIS 9.3<sup>®</sup>. Foram utilizados dados de séries históricas de 19 estações pluviométricas obtidos no banco de dados Hidroweb da Agência Nacional de Águas (ANA).

O fator K (erodibilidade dos solos) foi obtido a partir da utilização do mapa de solos do Estado da Paraíba na escala 1:400.000 (SUDENE/EMBRAPA). Os valores

utilizados para o fator K foram baseados em Lima (2003) e Silva *et al.* (2009), sendo 0,042 para os luvisolos, 0,046 para os neossolos lítólicos, 0,03 para os vertissolos, 0,052 para os neossolos regolíticos, 0,06 para os neossolos flúvicos e 0,057 para os planossolos.

Para o cálculo de LS foi utilizado a equação abaixo:

$$LS = 0,00984 * S^{1,18} * Lx^{0,63} \quad (9)$$

sendo S = declividade em porcentagem e L = comprimento da rampa. Para a obtenção desse fator foram adquiridas cenas do modelo digital de elevação (MDE) SRTM (com resolução espacial de 30 m) no portal da Agência Geológica Americana USGS. No software ArcGis 9.3<sup>®</sup> foi construído o mosaico das cenas SRTM, que posteriormente foram submetidos ao processo de delimitação automática de bacias, através da ferramenta *Watershed Delineation* (WD). Na ferramenta WD foram calculadas a seguintes camadas de informação: direção de fluxos; acúmulo de fluxos; limites de bacias; e linhas de drenagem, a partir da atribuição de um limiar, em pixels (células). Depois foram gerados a direção de fluxos e o sentido do escoamento, onde o limiar definiu o número de células acumuladas (fluxo acumulado) necessárias para criar um canal de drenagem, e com isso uma bacia hidrográfica. A declividade foi calculada diretamente em percentuais, a partir do MDE SRTM, e ela deu origem ao fator S. A partir de álgebra de mapas, no *software* ArcGis 9.3<sup>®</sup> foi encontrado o fator LS.

A metodologia do mapa de uso e cobertura do solo foi descrita no item 5.1 deste trabalho. Os valores do fator C foram extraídos segundo Lima (2003) e Silva *et al.* (2009), e atribuídos os seguintes valores: (a) áreas urbanas = 0,00005, (b) corpos hídricos = 0,00, (c) afloramentos rochosos = 0,000001, (d) caatinga densa = 0,0346, (e) caatinga rala = 0,0579, (f) pequenos cultivos e algaroba = 0,5 e (g) solo exposto = 1. O fator P foi considerado como 1 constante, pois devido a escala regional da pesquisa não foi possível especializar as práticas conservacionistas.

A USLE foi calculada utilizando álgebra de mapas, no *software* ArcGis 9.3<sup>®</sup>, a partir da multiplicação de todos os fatores da equação. As estimativas de perdas de solos foram classificadas segundo intervalos adaptados por Galdino *et al.* (2003), sendo proposto as seguintes classes: baixa (0-15 t/ha.ano), média (15,1-50 t/ha.ano), média-alta (50,1-120 t/ha.ano), alta (120,1-200 t/ha.ano) e muito alta (>200 t/ha.ano).

### 5.3. CARACTERIZAÇÃO MORFOMÉTRICA

Foi realizada uma análise morfométrica da bacia hidrográfica do alto Rio Paraíba. Optou-se por avaliar toda a bacia e as sub-bacias do Rio Umbuzeiro, do Rio Monteiro e do Rio Sucuru. As bacias foram delimitadas manualmente sobre o Modelo Digital de Elevação (MDE) SRTM 1 arc-second (com resolução espacial de 30 m), obtido no portal da Agência Geológica Americana USGS. A rede de drenagem foi adensada automaticamente com o uso da função *hydrology* do *software* ArcGis 9.3<sup>®</sup> e posterior edição vetorial. O resultado foi ajustado em relação a drenagem das cartas topográficas 1:100.000 da SUDENE.

Os parâmetros morfométricos são divididos em lineares, areais e de relevo. Os parâmetros utilizados foram ordem hierárquica do canal ( $U$ ), número de canais ( $N_u$ ), comprimento dos canais ( $L_u$ ), comprimento da bacia ( $L_b$ ), razão de bifurcação ( $R_b$ ), área ( $A$ ), perímetro ( $P$ ), densidade de drenagem ( $D_d$ ), densidade de rios ( $D_r$ ), textura da drenagem ( $T$ ), Relação de alongamento ( $R_e$ ), índice de circularidade ( $I_c$ ), Fator de forma ( $F_f$ ), altitude máxima ( $H_{max}$ ), altitude mínima ( $H_{min}$ ), amplitude da bacia ( $B_h$ ), índice de rugosidade ( $I_r$ ) e tempo de concentração ( $T_c$ ), através de equações matemáticas estabelecidas na literatura (Tabela 13).

Toda a análise morfométrica depende inicialmente da classificação hierárquica a ser utilizada. Os dois métodos mais usados são os de Horton (1945) e o de Strahler (1952). Neste estudo, optou-se pelo método de Strahler pelo fato de ser o mais usado nas Geociências e concordarmos com a não atribuição da ordem do rio principal em toda a sua extensão, ou seja, até sua nascente. Os princípios de hierarquização são semelhantes e por isso, independente de qual utilizar será sempre encontrado a mesma ordem hierárquica para a bacia estudada. A diferença básica entre eles é que após definir a hierarquia do rio principal, por exemplo, 4<sup>a</sup>. Ordem, em Horton deve-se atribuir essa ordem até a sua nascente principal. No método de Strahler, o trecho do rio de 4<sup>a</sup>. Ordem será apenas até o encontro dos dois rios de 3<sup>a</sup>. Ordem que lhe deram origem.

Para conhecer a magnitude fluvial da rede de drenagem, foi realizada a classificação proposta por Shreve (1966), que segundo Stevaux e Latrubesse (2017), corrigiu o problema da classificação de Strahler, que não considerava o aumento da descarga oriundo da junção de canais de ordens diferentes. Assim, a proposta de Shreve considera o aumento progressivo da ordem dos canais em direção à jusante.

**Tabela 13.** Parâmetros morfométricos lineares, de área e de relevo com descrição

Parâmetro	Fórmula	Descrição	Referência
Ordem do canal (U)	Classificação hierárquica	Toda nascente é um canal de primeira ordem. Dois canais de primeira ordem se unem para formar um canal de segunda ordem; dois canais de segunda ordem se juntam para formar uma terceira ordem e assim por diante. Os canais de ordem inferior que entram em um canal de ordem superior não alteram a sua ordem, prevalecendo a ordem superior	Strahler (1964)
Número total de canais por ordem (Nu)	$(\sum Nu)$	Somatório de canais por ordem	Horton (1945)
Comprimento do canal (Lu)	$(\sum Lu)$	Somatório do comprimento dos canais	Horton, 1945
Razão de bifurcação (Rb)	$Rb = \frac{Nu}{Nu + 1}$	A razão entre o número de canais de qualquer ordem dada (Nu) para o número de canais na próxima ordem superior (Nu+1)	Strahler, 1964
Densidade de drenagem (Dd)	$Dd = \frac{Lu}{A}$	A razão entre o comprimento total dos canais e a área da bacia	Horton, 1945
Densidade de rios (Dr)	$Dr = \frac{Nu}{A}$	A razão entre o número total de canais e a área da bacia	Horton, 1945
Textura da drenagem (T)	$T = Dd \times Dr$	É o produto entre a densidade de drenagem e a densidade de rios	Smith, 1950
Relação de alongamento (Re)	$Re = \frac{D}{L} = 1.128 \frac{\sqrt{A}}{L}$	A razão entre o diâmetro de um círculo com a mesma área da bacia (A) e o comprimento máximo (L) da bacia	Schumm, 1956
Índice de circularidade (Ic)	$Ic = \frac{4\pi A}{P^2}$	A relação entre a área da bacia (Au) e a área de um círculo (Ac) com o mesmo perímetro da bacia	Strahler, 1964
Fator de forma (Ff)	$Ff = \frac{A}{L^2}$	A razão entre a área da bacia e o quadrado do comprimento da bacia	Horton, 1945
Amplitude da bacia (Bh)	$Bh = Hmax - Hmin$	A distância vertical máxima entre os pontos mais baixo e mais alto de uma sub-bacia	Schumm, 1956
Índice de rugosidade (Ir)	$Ir = Bh \times Dd$	O produto da amplitude do relevo e a densidade de drenagem	Melton, 1957
Tempo de concentração (Tc)	$Tc = 6,95 \left( \frac{L^{1,15}}{Bh^{0,385}} \right)$	A relação entre o comprimento do canal principal e a amplitude do relevo da bacia	Verstappen, 1983

Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

Existem bacias hidrográficas onde não se tem uma clara definição acerca do seu rio principal. Nesses casos, utiliza-se alguns critérios geomorfológicos para definir. A hierarquia fluvial é um importante critério, pois define as sub-bacias de maior ordem dentro da bacia. Christofolletti (1980) sugeriu que o rio principal é aquele de maior extensão dentro da bacia. Por outro lado, Tucci (2003) *apud* Araújo *et al.* (2009), define

que o rio principal será aquele que possuir maior área de contribuição, ou seja, a maior área de captação e drenagem de água dentro da bacia.

#### 5.4. PERFIS LONGITUDINAIS

Foram elaborados os perfis longitudinais dos Rios Sucuru, Monteiro e Umbuzeiro, juntamente com a sua curva de ajuste de equilíbrio, para análise do seu “estado de equilíbrio”. Para elaboração dos perfis longitudinais dos rios foi utilizado o modelo digital de elevação SRTM Topodata com resolução de 30 metros, e utilizado a ferramenta *Stack Profile* do Arcgis. A área de contribuição foi obtida através da ferramenta *Flow Accumulation*, também do ArcGis 9.3<sup>®</sup>.

Para avaliar a ocorrência de anomalias no perfil longitudinal, foram geradas retas de regressão exponencial de melhor ajuste ao perfil mensurado, conforme também utilizado por Celarino e Ladeira (2014). De modo geral, setores do perfil longitudinal que sejam côncavos para baixo e convexos para cima da reta de regressão indicam a existência de anomalias no perfil. Setores côncavos abaixo da reta indicam forte dissecção local, já os setores convexos acima da reta sugerem ampla sedimentação. Ambas as situações podem ser geradas por influências tectônicas e litoestruturais.

Adicionalmente, foram incorporados ao gráfico informações lito-estruturais, da área de contribuição e do índice de sinuosidade (Is). O índice de sinuosidade é definido pela equação:

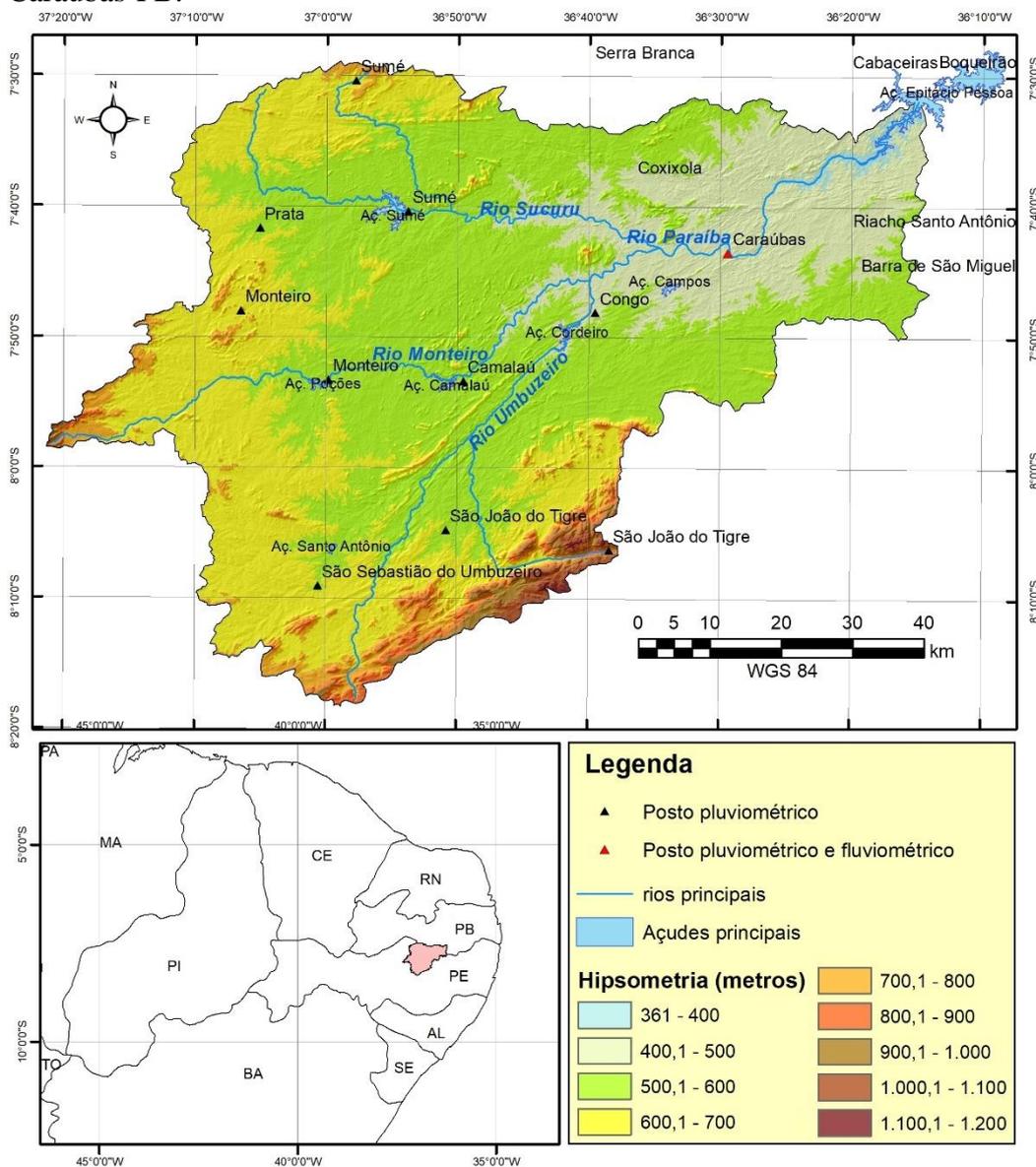
$$Is = C / dv \quad (10)$$

sendo, C o comprimento do canal principal e dv a distância vetorial entre os pontos extremos do canal principal. Valores próximos a 1,0 indicam que o canal tende a ser retilíneo, enquanto valores superiores a 2,0 sugerem canais tortuosos (LANA *et al.*, 2001; CELARINO e LADEIRA, 2014). Christofolletti (1980) e Stevaux e Latrubesse (2017), apontam que limite mais aceito para diferenciar canais meandantes dos retilíneos é um valor do Is superior a 1,5. Como objetivou-se avaliar a influência das variações litológicas no perfil longitudinal e no padrão do canal, o Is foi calculado para setores que apresentavam mudanças significativas na geologia ao longo do perfil longitudinal.

## 5.5. CARACTERIZAÇÃO DO REGIME DE VAZÃO NO ALTO RIO PARAÍBA

Para analisar o regime de vazão do alto Rio Paraíba, foram utilizados dados históricos da estação fluviométrica localizada no município de Caraúbas (Figura 10), no site da ANA, através do sistema de informações hidrológicas (HIDROWEB). A série histórica contém dados diários de vazão de 1973 a 2008, perfazendo um total de 36 anos, e dados de cotas de 1973 até 2011, somando 39 anos. Assim, foram realizadas várias análises estatísticas, tais como: medidas de tendência central, medidas de dispersão e variabilidade, análise de distribuição e correlações, descritos por Lanna (2002).

**Figura 10.** Localização dos postos pluviométricos e da estação fluviométrica em Caraúbas-PB.



Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

## 5.6. ANÁLISE DAS MUDANÇAS SAZONAIS DA MORFOLOGIA DO LEITO DO ALTO RIO PARAÍBA

Para avaliar a morfodinâmica do leito, foram obtidos dados da seção transversal monitorada pela AESA no município de Caraúbas. A Estação Fluviométrica no Rio Paraíba em Caraúbas (Figura 10) apresenta dados de perfis transversais do canal de 1990 a 2011. Os dados foram obtidos no site da ANA, através do sistema de informações hidrológicas (HIDROWEB). Sobre os dados foram analisadas as variáveis contidas na Tabela 14, e calculados todos os índices morfológicos de canal apresentados a diante.

**Tabela 14.** Definições das principais variáveis que caracterizam a morfologia do canal em uma seção transversal

<i>Variável</i>	<i>Símbolo</i>	<i>Definição</i>	<i>Descrição</i>
Largura da seção	$W_{mp}$	metros	É medida em nível de margem plena
Profundidade média da seção	$D_{mp}$	$(\sum D_i)/N$	$D_i$ são valores de profundidade do canal medidos com referência ao nível de margem plena e $n$ o número de medições
Área da seção transversal	$A_{mp}$	$W_{mp} \times D_{mp}$	$A_{mp}$ indica a área da seção em nível de margem plena
Índice de forma do canal	F	$W_{mp} / D_{mp}$	
Área molhada	A		Área da seção transversal ocupada pela água
Largura superficial	L		Comprimento da linha horizontal da área molhada.
Perímetro molhado	P		Comprimento da linha de contato entre a superfície molhada e o leito
Raio hidráulico	R	A/P	Quociente da área molhada pelo perímetro molhado

Fonte: Fernandez *et al.*, 2001

Para análise das mudanças da seção foram utilizados três parâmetros estatísticos definidos por Olson-Rutz & Marlow (1992):

- 1) Índice de forma do canal (F), definido como:

$$F = W_{mp} / D_{mp} \quad (11)$$

sendo,  $W_{mp}$  a largura do canal no nível da margem plena e  $D_{mp}$  a profundidade média do canal tendo como referência o mesmo nível. A diferença entre valores de F obtidos em levantamentos consecutivos ( $\Delta F = F_{post} - F_{ant}$ ) fornece a tendência erosiva ou deposicional do rio na seção. Quando  $\Delta F$  é negativa, indica erosão no leito e margens e, quando positiva indicam deposição no canal.

2) Variação residual da área na seção transversal ( $\Delta A\%$ ), definido como:

$$\Delta A\% = \frac{\sum_{i=1}^n (Y_{i\text{ant}} - Y_{i\text{post}})}{\sum_{i=1}^n Y_{i\text{ant}}} \times 100 \quad (12)$$

no qual  $Y_i$  é a profundidade do canal medida no  $i$ -ésimo ponto ao longo da seção,  $n$  é o total de leituras de profundidade.  $Y_{i\text{ant}}$  e  $Y_{i\text{post}}$  representam os levantamentos anterior e posterior. Valores negativos de  $\Delta A\%$  indicam erosão enquanto os positivos deposição.

3) Variação total da área na seção transversal ( $|\Delta A\%|$ ), definido como:

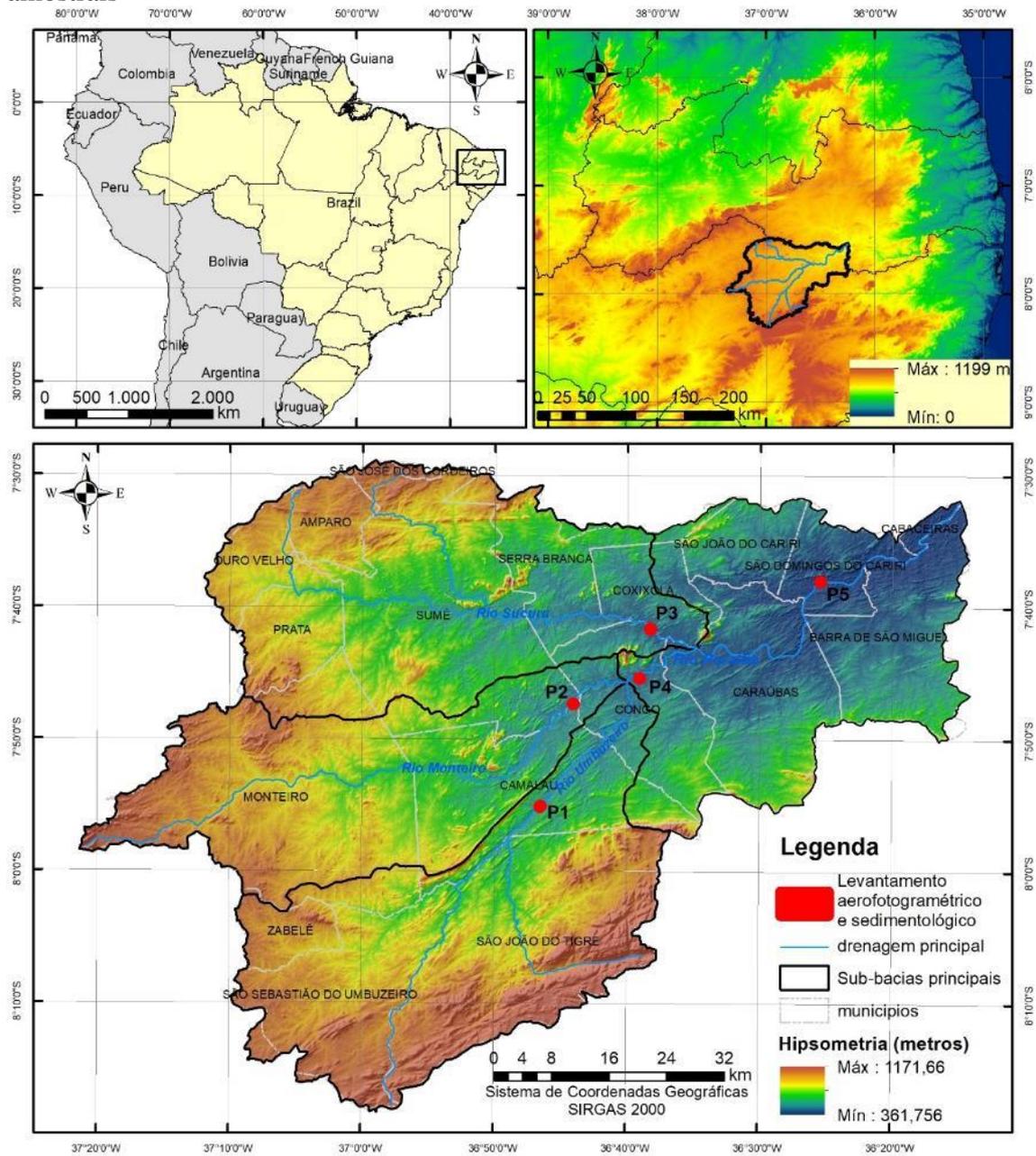
$$|\Delta A\%| = \frac{\sum_{i=1}^n |Y_{i\text{ant}} - Y_{i\text{post}}|}{\sum_{i=1}^n Y_{i\text{ant}}} \times 100 \quad (13)$$

## 5.7. MORFOLOGIA FLUVIAL ATUAL

Para analisar a morfologia fluvial, foram escolhidas cinco áreas representativas da bacia do alto Rio Paraíba, a saber: P1, localizada no Rio Umbuzeiro; P2, localizada no Rio Monteiro; P3, localizada no Rio Sucuru; P4, localizada no Rio Paraíba após a confluência do Rio Umbuzeiro com o Rio Monteiro; P5, localizada no Rio Paraíba na chegada do Rio Sucuru (Figura 11). Para caracterização das morfologias fluviais nestes setores foram utilizadas fotografias aéreas obtidas com auxílio de um *VANT* (veículo aéreo não tripulado) e posterior processamento para elaboração de ortofotos e modelos digitais de elevação (MDE).

Os levantamentos das fotografias aéreas foram feitos utilizando o drone RPA *Mavick Pro* e para o planejamento e execução das missões foi utilizado o *software Pix4D* utilizando como padrão para todas as missões a opção *double grid*, ou seja, na missão o drone sobrevoa a área formando uma grade recobrendo todas as áreas com fotos em diferentes ângulos de um mesmo ponto. Desta forma, através de estereoscopia torna-se possível a geração de modelos digitais de elevação. Como configurações para as missões adotou-se o padrão de 60 metros de altitude, com área de sobreposição entre as imagens de 70% e por fim o ângulo da câmera de 80°. A tabela 15 apresenta a quantidade de imagens geradas, junto com a área de sobrevoo e tempo de cada missão. Cabe ainda destacar que foram levantados três pontos de *Global Navigation Satellite System* (GNSS) em campo para gerar um ajuste planimétrico e altimétrico nos produtos gerados.

**Figura 11.** Localização regional da bacia do alto Rio Paraíba e representação dos pontos amostrais



Fonte: SRTM 30 metros. Elaborado pela autora, 2021.

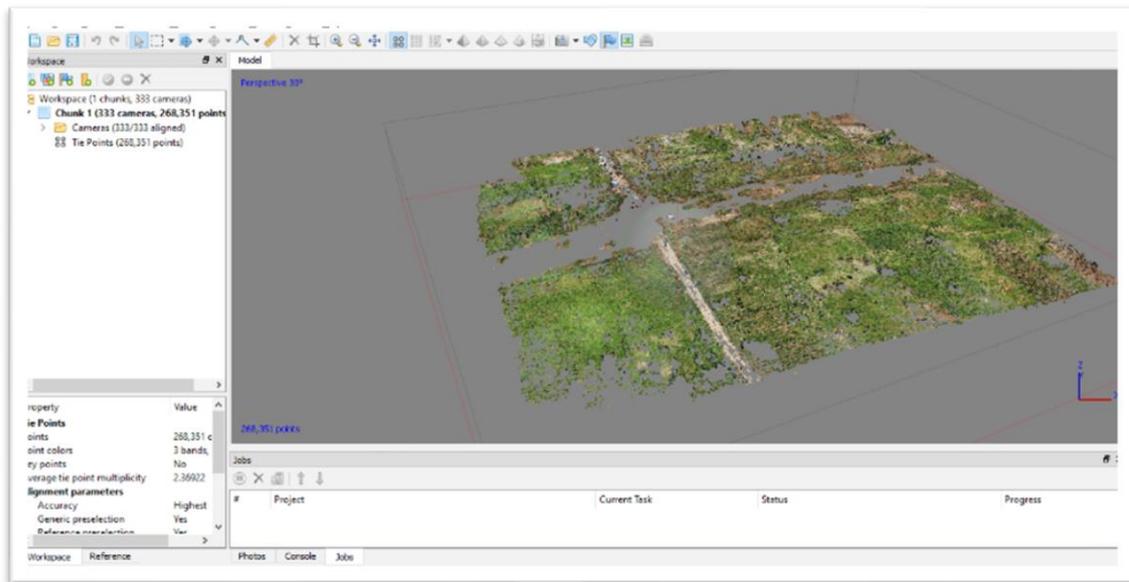
**Tabela 15.** Dados dos sobrevoos realizados em março de 2020

<i>Pontos</i>	<i>Número de Imagens</i>	<i>Área de sobrevoos (metros)</i>	<i>Tempo de Voo</i>
<b>P1 – Rio Umbuzeiro em Camalaú</b>	296	160x351	16min
<b>P2 – Rio Monteiro no limite entre Sumé e Congo</b>	326	210x320	17min38seg
<b>P3 – Rio Sucuru no limite entre Congo e Coxixola</b>	294	300x200	15min46seg
<b>P4 – Rio Paraíba no Congo</b>	318	250x250	17min14seg
<b>P5 – Rio Paraíba em São Domingos do Cariri</b>	334	250x200	16min48seg

Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

Para o processamento das imagens e geração de modelo digital de elevação foi utilizado o software *Agisoft PhotoScan* que segue o seguinte fluxo de trabalho: alinhamento das fotos (Figura 12), geração da nuvem densa de pontos, geração do MDE e por fim o ortomosaico. No alinhamento das fotos é feito o processo de fototriangulação que determina a posição das fotos gerando *tiepoints* e correlacionando-os com o terreno, para isso foi utilizado a *highest*, maior nível de forma a garantir o melhor alinhamento.

**Figura 12.** Imagem com o exemplo de alinhamento das imagens no software *Agisoft PhotoScan*.



Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

A construção da nuvem densa de pontos teve como objetivo aumentar a quantidade de pontos na nuvem garantindo que espaços vazios sejam preenchidos e representando melhor a área mapeada. Essa opção é que vai determinar a escala do modelo digital de elevação, para ela foi utilizando a opção high, após testes empíricos foi constatado que era o suficiente para 5cm de resolução espacial MDE. As opções de maior nível de detalhe não foram descartadas devido a escala da pesquisa e por conta de exigirem um grande processamento de hardware. Por fim, foram gerados o MDE e as ortofotos com tamanho de pixel com resolução espacial de 5 cm.

## 5.8. CARACTERIZAÇÃO DOS SEDIMENTOS

### 5.8.1. Sedimentos de fundo

Foram realizadas coletas de sedimento de fundo do canal principal em diferentes pontos estratégicos na bacia do Alto Rio Paraíba. Para as coletas foi utilizado um amostrador tipo caçamba de raspagem para coleta do material do leito (ISO, 1977 *apud* CARVALHO, 2008). O objetivo da distribuição dos pontos de coleta foi verificar possíveis influências dos principais açudes e, também, das confluências na dinâmica sedimentológica do canal principal. As análises granulométricas foram realizadas no Laboratório de Geografia Física do Departamento de Geografia da UFRN.

Foi utilizado o método de Folk (1968) para a análise granulométrica, seguindo o peneiramento do material grosseiro e pipetagem da fração fina (silte e argila). A escala granulométrica utilizada neste estudo foi a escala de Wentworth ( $\phi$ ). Os resultados foram tratados através de análises estatísticas, como recomendado Folk & Ward (1957), são elas: tamanho médio, seleção (desvio padrão, assimetria e curtose). Os parâmetros calculados foram:

- a) **Média ( $M\phi$ )** – tamanho do grão médio - permite saber se, em média, as partículas que constituem uma distribuição, são mais ou menos grosseiras do que as de outra distribuição; frequentemente, está relacionado com a intensidade do agente de transporte e/ou com os níveis energéticos do ambiente deposicional. Sua fórmula foi definida como:

$$M\phi = \frac{\phi_{84} + \phi_{16}}{2} \quad (14)$$

- b) **Seleção (desvio padrão) ( $\sigma_1$ )** – reflete o grau de seleção da amostra. Sua fórmula é definida como:

$$\sigma_1 = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6,6} \quad (15)$$

O resultado obtido foi classificado segundo a tabela 16.

**Tabela 16.** Classificação do desvio padrão

<i>desvio padrão (<math>\sigma_1</math>)</i>	<i>classificação</i>
< 0,35	muito bem selecionado
0,35 a 0,50	bem selecionado
0,50 a 0,71	moderadamente bem selecionado
0,71 a 1,0	moderadamente selecionado
1,0 a 2,0	mal selecionado
2,0 a 4,0	muito mal c selecionado
> 4,0	Extremamente mal selecionado

Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

- c) **Assimetria ( $SK_I$ )** – assimetria é um importante parâmetro na distribuição de uma curva, pois avalia o conjunto da distribuição em função das medidas de tendência central. Curvas simétricas não formam caudas, pois o conjunto está próximo e dividido em relação as medidas centrais, enquanto curvas assimétricas refletem o prolongamento da curva (cauda) para frações distantes das medidas centrais. Sua fórmula é dada por:

$$Sk_I = \frac{\varphi_{84} - \varphi_{16} + 2\varphi_{50}}{2(\varphi_{84} - \varphi_{16})} + \frac{\varphi_{95} - \varphi_5 - 2\varphi_{50}}{2(\varphi_{95} - \varphi_5)} \quad (16)$$

O resultado obtido foi ordenado segundo a tabela 17.

**Tabela 17.** Classificação da assimetria

<i>Assimetria (<math>SK_I</math>)</i>	<i>classificação</i>
+1,00 a +0,30	fortemente assimétrica no sentido dos finos
+0,30 a +0,10	assimétrica no sentido dos finos
+0,10 a -0,10	aproximadamente simétrica
-0,10 a -0,30	assimétrica no sentido dos grosseiros
-0,30 a -1,00	fortemente assimétrica no sentido dos grosseiros

Fonte: elaborado pela autora, 2021.

- d) **Curtose ( $KG$ )** - As curvas de distribuição granulométrica podem ser mais achatadas ou mais proeminentes do que a curva normal. Esse tipo de desvio relativamente à curva normal é expresso pela angulosidade da curva. Sua fórmula é dada por:

$$K_G = \frac{\varphi_{95} - \varphi_5}{2,44 (\varphi_{75} - \varphi_{25})} \quad (17)$$

O resultado obtido foi classificado segundo a tabela 18.

**Tabela 18.** Classificação da curtose

<i>Curtose (<math>KG</math>)</i>	<i>classificação</i>
<0,67	Muito platicúrtico
0,67 a 0,90	Platicúrtico
0,90 a 1,11	Mesocúrtico
1,11 a 1,50	Leptocúrtico
1,50 a 3,00	Muito leptocúrtico
>3,00	Extremamente leptocúrtico

Fonte: elaborado pela autora, 2021.

Segundo Suguio (1973), o diâmetro médio dos grãos expressa a média geral de tamanho dos sedimentos, sendo influenciada pela fonte de suprimento do material, pelo processo de deposição e pela velocidade da corrente. O grau de seleção dos sedimentos é verificado pelo desvio padrão e reflete a velocidade e turbulência do fluxo. A curtose

relaciona a razão entre as dispersões na parte central e nas caudas das curvas de frequência. Curvas platicurticas apresentam caudas de sedimentos mais finos e mais grosseiros, ou seja, populações distintas misturadas. Nas curvas leptocurticas, os sedimentos são bem selecionados na parte central da distribuição. A assimetria é revelada se o ambiente do sedimento é deposicional (assimetria positiva) ou erosional (assimetria negativa).

## 5.9. TERRAÇOS FLUVIAIS

Os terraços fluviais foram descritos através do levantamento de perfis de solos. Os perfis foram descritos e classificados de acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SANTOS *et al.*, 2018).

As amostras de solos foram enviadas para análise no Laboratório de Rotina do Departamento de Solos da Universidade Federal de Viçosa. As amostras de solo foram secas ao ar, destorroadas e tamisadas em peneira de 2 mm. Em seguida foram realizadas as análises de reatividade do solo, textura e teor de matéria orgânica. O pH do solo em água foi determinado em uma solução 1:2,5 (solo : água deionizada), acidez potencial (H + Al) e cátion trocáveis ( $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ) conforme métodos consolidados para solos tropicais (EMBRAPA, 2011). A partir desses resultados foram calculadas a soma de bases ( $\text{SB} = \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{Na}^+ + \text{K}^+$ ), a capacidade de troca catiônica efetiva ( $t = \text{SB} + \text{Al}^{3+}$ ), a capacidade de troca catiônica total ( $T = t + (\text{H} + \text{Al})$ ) e a saturação por bases ( $\text{V}\% = \text{SB}/T$ ). O teor de areia, silte e argila foram determinados após agitação lenta com 0,1 M NaOH pelo método da peneira-pipeta. O teor de C orgânico do solo foi determinado por digestão ácida de acordo com o método Walkey-Black (EMBRAPA, 2011).

## 6. RESULTADOS

### 6.1 VULNERABILIDADE À EROÇÃO NA BACIA DO ALTO RIO PARAÍBA

Os resultados da vulnerabilidade natural à erosão dos solos para a bacia do alto Rio Paraíba mostraram o predomínio do grau “medianamente estável/vulnerável”, representando quase 80% da área total (Tabela 19 e Figura 13). O grau de vulnerabilidade “moderadamente estável” dominou em 19,8% da bacia que, juntamente com a classe anterior, representam 99,26% da área. As classes “estável” e “moderadamente vulnerável” foram discretas e a classe vulnerável não foi registrada.

**Tabela 19.** Graus de vulnerabilidade à erosão para a bacia do alto Rio Paraíba

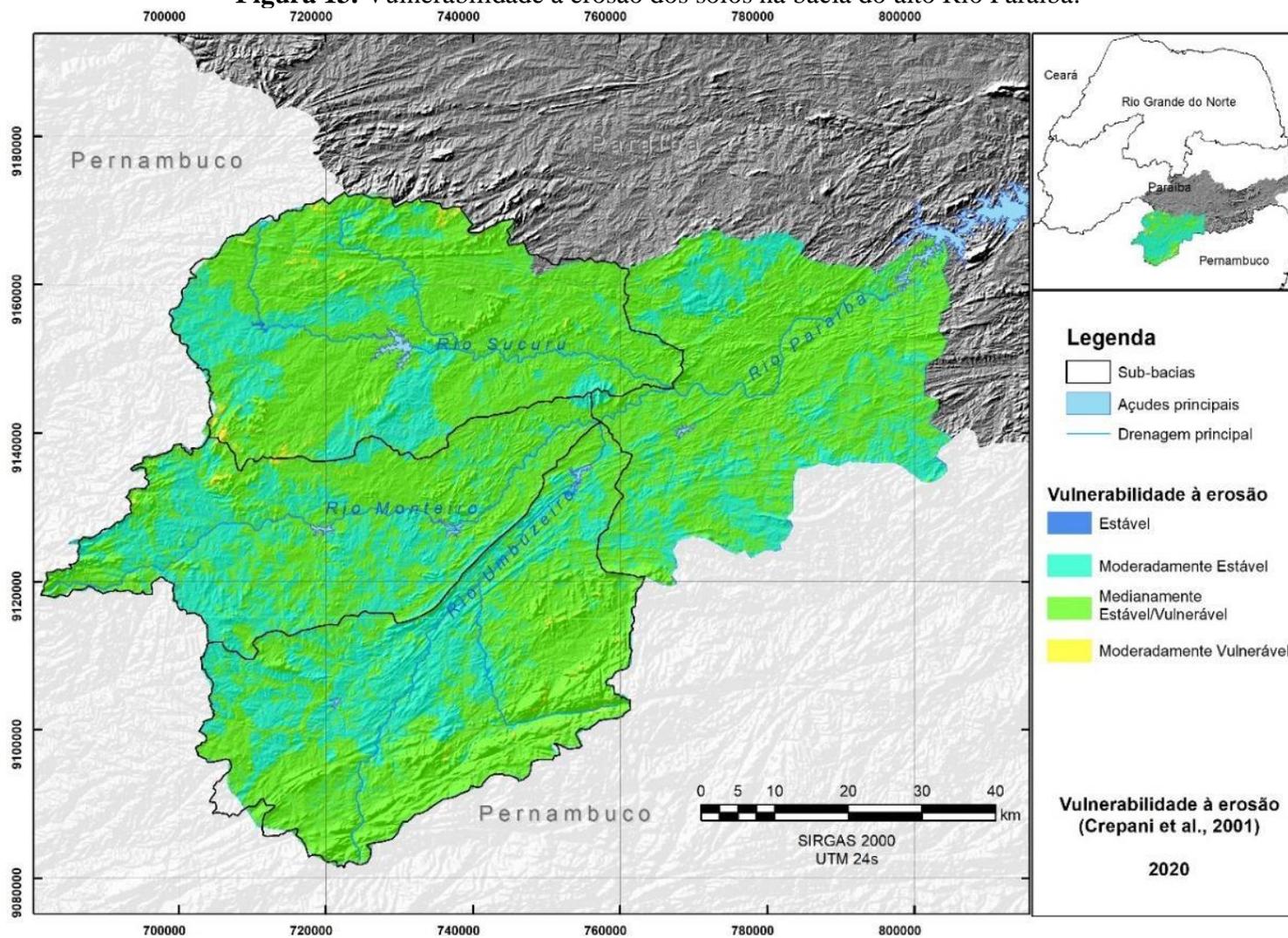
<i>Grau de vulnerabilidade</i>	<i>Área (km<sup>2</sup>)</i>	<i>Área (%)</i>
Estável	32,74	0,52
Moderadamente estável	1240,59	19,83
Medianamente estável / vulnerável	4970,26	79,43
Moderadamente vulnerável	13,89	0,22
Total	6257,483	100

Fonte: Elaborado pela autora (2021), baseado em Crepani *et al.* (2001)

Resultados semelhantes foram obtidos por Menezes *et al.* (2007), ao aplicarem a metodologia de vulnerabilidade à perda de solos de Crepani *et al.* (1996) na bacia hidrográfica do Riacho Mulungu, no semiárido pernambucano. A bacia do riacho Mulungu apresentou um índice médio de vulnerabilidade igual 2,0 (medianamente estável/vulnerável), o que representa um grau intermediário de propensão à erosão. Ressaltam ainda que, apesar do índice ter expressado um grau de equilíbrio morfodinâmica no âmbito da bacia, ocorrem pequenos setores em que os processos de morfogênese são intensificados.

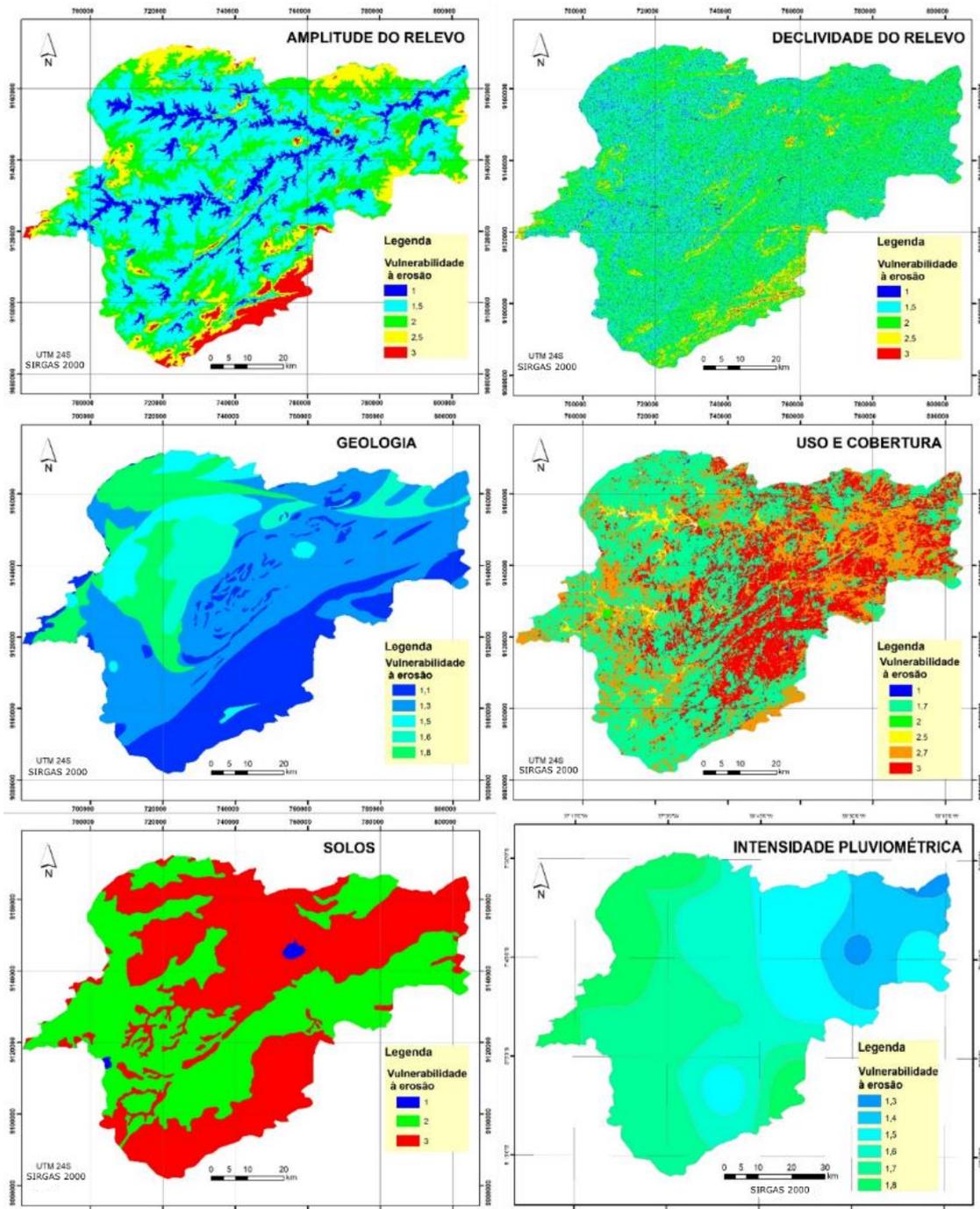
Os resultados da metodologia de Crepani *et al.* (2001) aplicada a bacia do alto Rio Paraíba revelam uma homogeneidade espacial das categorias de vulnerabilidade. Este fato pode ser explicado pelas características dos temas cruzados para a obtenção da vulnerabilidade à erosão. Ao analisar os temas em separado, observa-se que essa homogeneidade é comum devido as características fisiográficas da bacia (Figura 14).

**Figura 13.** Vulnerabilidade à erosão dos solos na bacia do alto Rio Paraíba.



Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

**Figura 14.** Variáveis temáticas analisadas para a vulnerabilidade à erosão dos solos na bacia do alto Rio Paraíba



Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

Os temas geologia e clima foram os que apresentaram menor variação espacial na escala de vulnerabilidade (1,1 a 1,8), predominando valores próximos a 1, caracterizando esses temas como contribuidores para o grau de “estabilidade” (Figura 14). O tema geomorfologia, representado pela amplitude do relevo e declividade, apesar de registrar valores de vulnerabilidade de toda a escala (1 a 3) na bacia, os altos valores vulnerabilidade (próximo a 3) foram restritos espacialmente na bacia. Essa característica

também foi observada por Chaves *et al.* (2015), que estudou o risco à degradação das terras na bacia do rio Taperoá, no qual avaliaram que em relação à declividade, o risco é predominantemente muito baixo (59,3%) e baixo (27,7%), cujas classes estão representadas por áreas planas a suave onduladas.

Os temas solos e uso e cobertura da terra foram os que apresentaram alto grau de vulnerabilidade em partes significativas da bacia. Os solos da bacia são considerados de alta suscetibilidade à erosão, por isso predominaram valores medianos (2) a alto (3). Essa característica também foi observada por Chaves *et al.* (2015) na bacia do Rio Taperoá. Os autores apontaram que a classe dos Neossolos Litólicos e dos Luvisolos apresentam alto risco à degradação devido a sua alta erodibilidade. Os Neossolos Regolíticos foram classificados como de muito alto risco de degradação devido sua erodibilidade.

O tema vegetação, representado pelo mapa temático uso e cobertura do solo, também mostrou porções expressivas da bacia com grau de alta vulnerabilidade. Segundo o Plano Estadual de Recursos Hídricos do Estado da Paraíba (PARAÍBA, 2006), citado por Lacerda (2003), a cobertura vegetal de caatinga era de cerca 30% nas bacias do alto Rio Paraíba e Taperoá. Segundo Albuquerque *et al.*, (2001), em áreas desmatadas no semiárido paraibano, os Luvisolos apresentam perdas anuais de 58,5 t/ha.ano. Para os autores essa classe de solo possui alta susceptibilidade à erosão hídrica, que é potencializada pelas chuvas intensas, cobertura vegetal decídua e uso de técnicas agrícolas tradicionais.

A análise da vulnerabilidade à erosão dos solos por sub-bacias refletiu os aspectos anteriormente descritos para toda a bacia. A classe dominante em todas as sub-bacias foi a medianamente estável/vulnerável, sendo a bacia do Rio Sucuru a que apresentou maior percentual (83,46%), seguida da bacia do Rio Umbuzeiro (76,32%) e pela bacia do Rio Monteiro (73,57%) (Tabela 20). A segunda classe que mais ocorreu foi a moderadamente estável, sendo a bacia do Rio Monteiro a de maior abrangência em relação sua área (25,8%), seguida pela bacia do Rio Umbuzeiro (23,28%) e do Rio Sucuru (15,52%).

Assim, a bacia do Rio Sucuru mostrou-se um pouco menos estável que as outras, o que pode ser explicado pela maior presença de rochas metamórficas paraderivadas (derivadas de rochas sedimentares), solos com alta erodibilidade e alta intensidade pluviométrica. A bacia do Rio Umbuzeiro é a que apresenta maior valor de vulnerabilidade em relação as variáveis relevo, uso e cobertura, solos e intensidade pluviométrica, contudo possui a geologia granítica altamente resistente em grande parte da bacia. A bacia do Rio Monteiro foi ligeiramente mais estável que as outras, pois tem

o relevo mais suave, maior área com solos um pouco menos susceptíveis à erosão e geologia resistente em grande parte da bacia.

**Tabela 20.** Vulnerabilidade à erosão dos solos por sub-bacias

Vulnerabilidade à erosão	<i>Rio Umbuzeiro</i>		<i>Rio Monteiro</i>		<i>Rio Sucuru</i>	
	Área (km <sup>2</sup> )	Área (%)	Área (km <sup>2</sup> )	Área (%)	Área (km <sup>2</sup> )	Área (%)
Estável	4,14	0,24	5,89	0,45	8,83	0,52
Moderadamente estável	402,09	23,28	337,47	25,8	262,09	15,52
Medianamente estável/vulnerável	1318,16	76,32	962,45	73,57	1409,43	83,46
Moderadamente vulnerável	2,83	0,16	2,42	0,18	8,39	0,5

Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

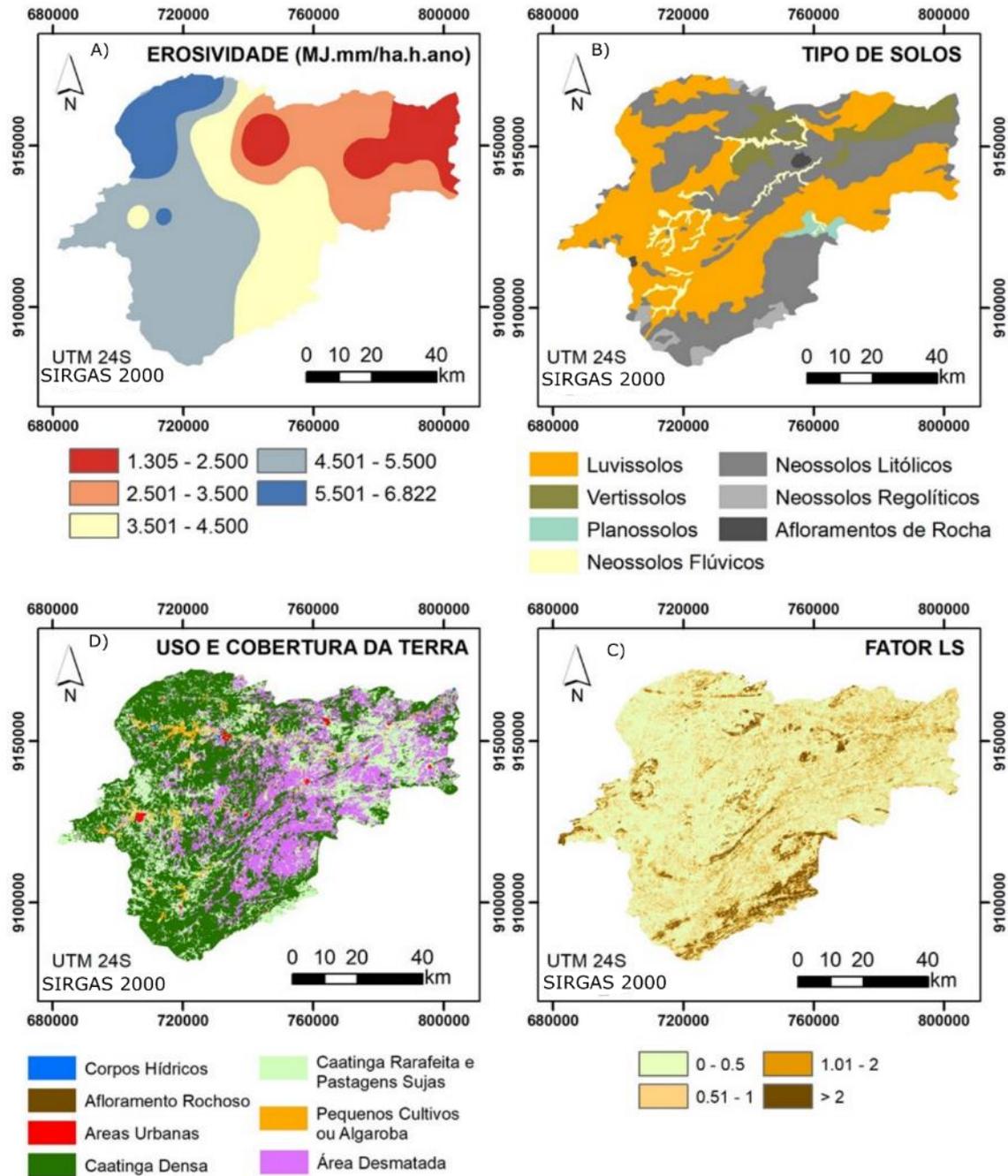
## 6.2. PERDAS DE SOLO NA BACIA DO ALTO RIO PARAÍBA

### 6.2.1. Erosividade das chuvas

A erosividade média das chuvas mostrou grande variação espacial na bacia do Alto Rio Paraíba, variando de 1.305 MJ.mm/ha.ano a 6.822 MJ.mm/ha.ano, no sentido de leste para oeste na bacia (Figura 15a). A maior parte da bacia (54%) foi marcada por erosividade média (2.500 a 3.500), seguido por erosividade média a alta (3.501 a 4.500 MJ.mm/ha.ano), representando 34%.

Maciel e Xavier (2016) estudaram a erosividade das chuvas na bacia do Rio Taperoá, tributária do Rio Paraíba e inserida na mesma condição regional que a bacia do Alto Rio Paraíba, obtiveram valores de erosividade entre 2010 e 4700 MJ.mm/ha.ano. Outros trabalhos realizados no semiárido brasileiro também indicaram esta variabilidade espaço-temporal da erosividade. Aquino *et al.* (2006) estimaram valores de erosividade das chuvas no semiárido do Piauí variando de 3.316 a 6.877 MJ.mm/ha.ano, enquanto Frota (2012) obteve para o Estado do Ceará valores variando de 5.137 a 6.695 MJ.mm/ha.ano.

**Figura 15.** Fatores da USLE calculados e aplicados para a bacia do alto Rio Paraíba



Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

### 6.2.2 Erodibilidade dos solos

Os solos mais comuns na bacia do Alto Rio Paraíba são: luvisolos (46% da área), neossolos litólicos (40% da área), vertissolos (7,5%), neossolos regolíticos (2,5%), neossolos flúvicos (2,5%) e planossolos (1%) (Figura 15b).

Chaves *et al.* (2015), estudaram a erodibilidade dos solos na bacia do rio Taperoá e apontaram que a classe dos Neossolos litólicos e dos Luvisolos apresentam alto risco

à degradação devido a sua alta erodibilidade. Os Neossolos regolíticos foram classificados como de muito alto risco de degradação devido sua erodibilidade.

Segundo Albuquerque *et al.* (2001), em áreas desmatadas no semiárido paraibano, os Luvisolos apresentam perdas de solo anuais de 58,5 t/ha.ano. Para os autores, essa classe de solo possui alta susceptibilidade à erosão hídrica que é potencializada pelas chuvas intensas, cobertura vegetal decídua e uso de técnicas agrícolas tradicionais.

### 6.2.3. Fator topográfico LS

O relevo é importante condicionante dos processos erosivos na medida que regula a velocidade e a direção dos fluxos hídricos nas encostas. O fator topográfico da bacia do alto Rio Paraíba apresentou valores baixos na maior parte da área. De modo geral, o relevo da bacia é marcado por extensas superfícies pedimentares suaves intercaladas por relevos residuais como serras e *inselbergs*. Xavier *et al.* (2016) ao compartimentarem a geomorfologia da bacia do rio Paraíba, verificaram que no domínio da Borborema as superfícies aplainadas e suavemente onduladas representam mais de 60% da área. Essa característica refletiu nos valores do fator topográfico para a bacia: a classe 0 a 0,5 (mais baixa) ocorreu em 57% da bacia, enquanto a classe acima de 2 (mais alta), só foi observada em 5% da área total (Figura 15c).

### 6.2.4. Uso e cobertura da terra

O mapa de uso e cobertura da terra da bacia do alto Rio Paraíba mostrou que a caatinga densa é o principal tipo de cobertura, ocupando 46,4% da área (Figura 15d). A cobertura de caatinga rarefeita está presente em 26,5% da bacia, seguidas por área desmatada (24,1%), pequenos cultivos (2,1%), e outros de menor expressividade. A validação do mapa de uso e cobertura da terra se deu a partir de amostragem de 5% de todos os objetos classificados após todas as etapas do mapeamento, inclusive os de edição e generalização por dissolução. Para tal, todos os objetos foram separados por classes, e para cada um de seus polígonos representantes foram gerados centroides. Significa dizer que para cada classe do mapeamento de uso e cobertura da terra foram gerados, para todos seus objetos (polígonos), seus respectivos centroides (pontos), para uma posterior amostragem aleatória e estratificada.

#### 6.2.5. Perdas de solo

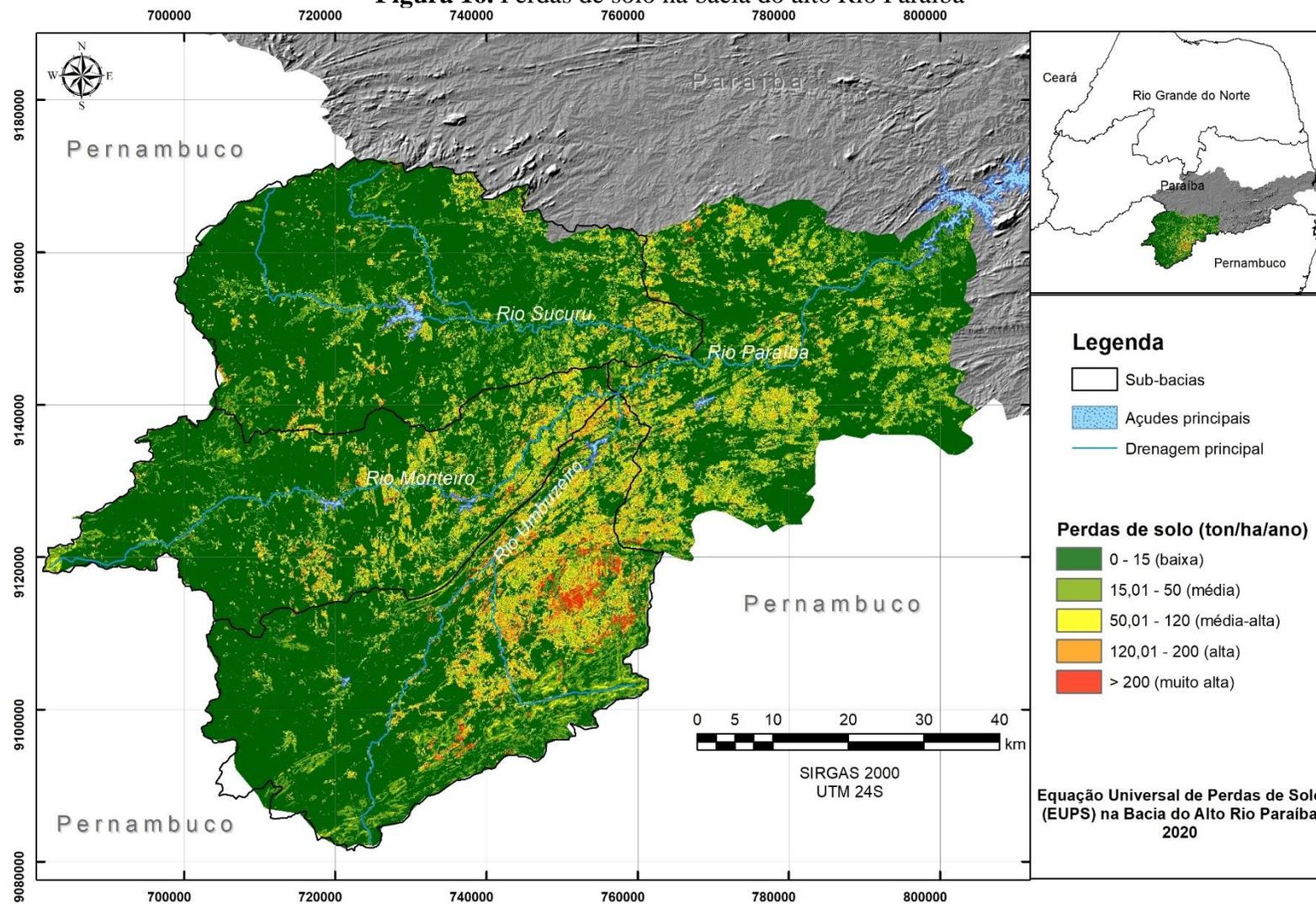
O cálculo das perdas de solo, a partir da aplicação da USLE, mostrou que 71,5% da bacia do alto Rio Paraíba apresenta estimativa de baixa taxa de perdas de solo, sendo inferior a 15 t/ha.ano (Figura 16). Áreas com taxas médias de perdas de solo (15,1 a 50 t/ha.ano) representam 13,6% da bacia, taxa média alta (50,1 a 120 t/ha.ano) ocupa 10,4%, alta (120,1 a 200 t/ha.ano) abrange 3,2% da área e muito alta (acima de 200 t/ha.ano) apenas 1,4%. A média de perda de solo para a bacia foi de 19,65 t/ha.ano.

Os resultados da USLE mostram que o principal fator determinante da variação espacial das perdas de solo na bacia é o uso e cobertura, pois, as áreas cobertas por caatinga densa e mesmo rarefeitas coincidem com baixas taxas, enquanto as áreas desmatadas apresentaram valores de moderada a muito alta. Paranhos Filho *et al.* (2003), realizaram uma análise multitemporal das perdas de solos na bacia do Rio Taquarizinho-MS. Ao aplicarem a USLE para um intervalo de 30 anos (1966 a 1996) verificaram que as perdas de solo praticamente dobraram na bacia (de 4,4 t/ha.ano para 8,65 t/ha.ano), em função das mudanças de uso e cobertura promovidas pela expansão das atividades agropecuárias.

A erosividade foi maior na porção oeste da bacia, próximo as cabeceiras, não correspondendo com as estimativas de perdas de solo. Além disso, todos os solos possuem altas taxas de erodibilidade, não sendo determinantes na variação espacial das perdas de solos.

O fator topográfico, apesar de possuir grande influência, teve seu papel relativizado, pois nas áreas de serras há uma boa cobertura de caatinga. Seabra *et al.* (2014) estudando a relação da vegetação de caatinga com a geomorfologia da bacia do Rio Taperoá, que é vizinha a bacia do alto Rio Paraíba, apontaram que as serras com topos ondulados apresentam 73,5% de sua área coberta por caatinga.

**Figura 16.** Perdas de solo na bacia do alto Rio Paraíba



Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

Os resultados obtidos para a bacia do alto Rio Paraíba estão de acordo com a literatura para ambientes semiáridos brasileiros, como o de Silva *et al.* (2009) avaliando as perdas de solo a partir da aplicação da USLE na bacia hidrográfica do Rio Capiá, tributária do Rio São Francisco, entre os Estados de Alagoas e Pernambuco, estimaram perda anual de solo entre 0 e 40 t/ha.ano para 65% da área da bacia. Lopes *et al.* (2011) que estimaram as perdas de solo para a bacia do Rio Varjota, no semiárido cearense, e encontraram 74% da área da bacia com baixa susceptibilidade a erosão. Os autores atribuíram ao relevo plano a suavemente ondulado e/ou áreas vegetadas os fatores responsáveis pelas baixas taxas de perdas de solo na bacia.

#### 6.2.5.1. Análise das sub-bacias

As sub-bacias apresentaram maior distinção entre si para a USLE do que em relação a metodologia de Crepani. Esta característica confirma o maior detalhamento e melhor calibração dos pesos utilizados na USLE. A bacia do Rio Sucuru foi a que teve maior área na classe de perdas de solo baixa (81%), seguida da bacia do Rio Monteiro (73%) e por último a bacia do Rio Umbuzeiro (64%) (Tabela 21).

**Tabela 21.** Perdas de solo por sub-bacias

Perdas de solo (ton/ha.ano)	Rio Umbuzeiro		Rio Monteiro		Rio Sucuru	
	Área (km <sup>2</sup> )	Área (%)	Área (km <sup>2</sup> )	Área (%)	Área (km <sup>2</sup> )	Área (%)
0 – 15 (baixa)	1112,14	64,39	963,49	73,65	1373,46	81,33
0 – 50 (média)	276,01	15,98	158,16	12,09	171,57	10,16
50 – 120 (média-alta)	197,76	11,45	133,04	10,17	109,59	6,49
120 – 200 (alta)	86,18	4,99	40,55	3,10	26,85	1,59
> 200 (muito alta)	55,09	3,19	12,95	0,99	7,26	0,43

Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

Por outro lado, a bacia do Rio Umbuzeiro foi a que teve maior área nas classes média, média-alta, alta e muito alta, indicando ser a que apresenta maior estimativa de perdas de solos dentre as três. Esse caráter pode ser confirmado ao se analisar apenas as classes alta e muito alta. A bacia do Rio Umbuzeiro tem 141 km<sup>2</sup> de área nessas classes o que representa pouco mais de 8% da bacia, enquanto a as bacias dos Rios Monteiro e Sucuru possuem 53 km<sup>2</sup> (4%) e 34 km<sup>2</sup> (2%).

Em relação a taxa média de perdas de solo para cada sub-bacia, observa-se que a maior foi a do Rio Umbuzeiro (30,38 t/ha.ano), seguida pela do Rio Monteiro (19,38 t/ha.ano) e por último a do Rio Sucuru (11,72 t/ha.ano). Dentre os fatores que explicam esse comportamento das sub-bacias destacam-se as maiores amplitudes e declividades de relevo na bacia do Rio Umbuzeiro associadas a presença significativa de grandes áreas desmatadas. Estudando a perda de solo por erosão bruta na Bacia do Rio Seridó (PB-RN), Rabelo e Araújo (2019), encontraram uma taxa média de 29 t/ha.ano para a bacia. Entretanto, os autores destacam a existência de alta variabilidade espacial da taxa de erosão, sendo registrado valores superiores a 150 t/ha.ano nas porções sudoeste e nordeste da bacia.

Considerando as taxas de tolerância a perda de solos no Estado da Paraíba definidas por Oliveira *et al.* (2008), verifica-se que as três sub-bacias apresentam taxas de erosão superiores às taxas de tolerância. Os Neossolos e os Luvisolos representam mais de 80% da área total da bacia do Alto Rio Paraíba, e possuem tolerâncias a perdas de solo de 5,21 t/ha.ano e 4,05 t/ha.ano, respectivamente.

### 6.3. ANÁLISE MORFOMÉTRICA

#### 6.3.1. Hierarquia fluvial e parâmetros lineares

A bacia do alto Rio Paraíba foi classificada como de 7<sup>a</sup>. ordem hierárquica (Strahler) (Figura 17 e Tabela 22). As sub-bacias dos Rios Sucuru e do Umbuzeiro são de 6<sup>a</sup>. ordem enquanto a sub-bacia do Rio Monteiro é de 5<sup>a</sup>. ordem. Diversos trabalhos e documentos governamentais apontam o Rio Monteiro como sendo a principal nascente do Rio Paraíba, contudo, de acordo com a hierarquia fluvial encontrada, os Rios Sucuru e do Umbuzeiro são, do ponto de vista hidrológico, superiores ao Rio Monteiro, descredenciando-o como rio principal. O ordenamento fluvial por magnitude (Shreve, 1966) da bacia do alto Rio Paraíba foi de 1836, sendo a sub-bacia do Rio Umbuzeiro 512, a do Rio Sucuru 509 e a do rio Monteiro 369 (Figura 18). Assim como na hierarquia de Strahler a bacia do rio Monteiro apresentou menor magnitude fluvial. Em relação a quantidade de canais, a que apresentou o maior número foi a do rio Umbuzeiro, com 678, seguida pelo rio Sucuru, com 655, e por último o rio Monteiro, com 468.

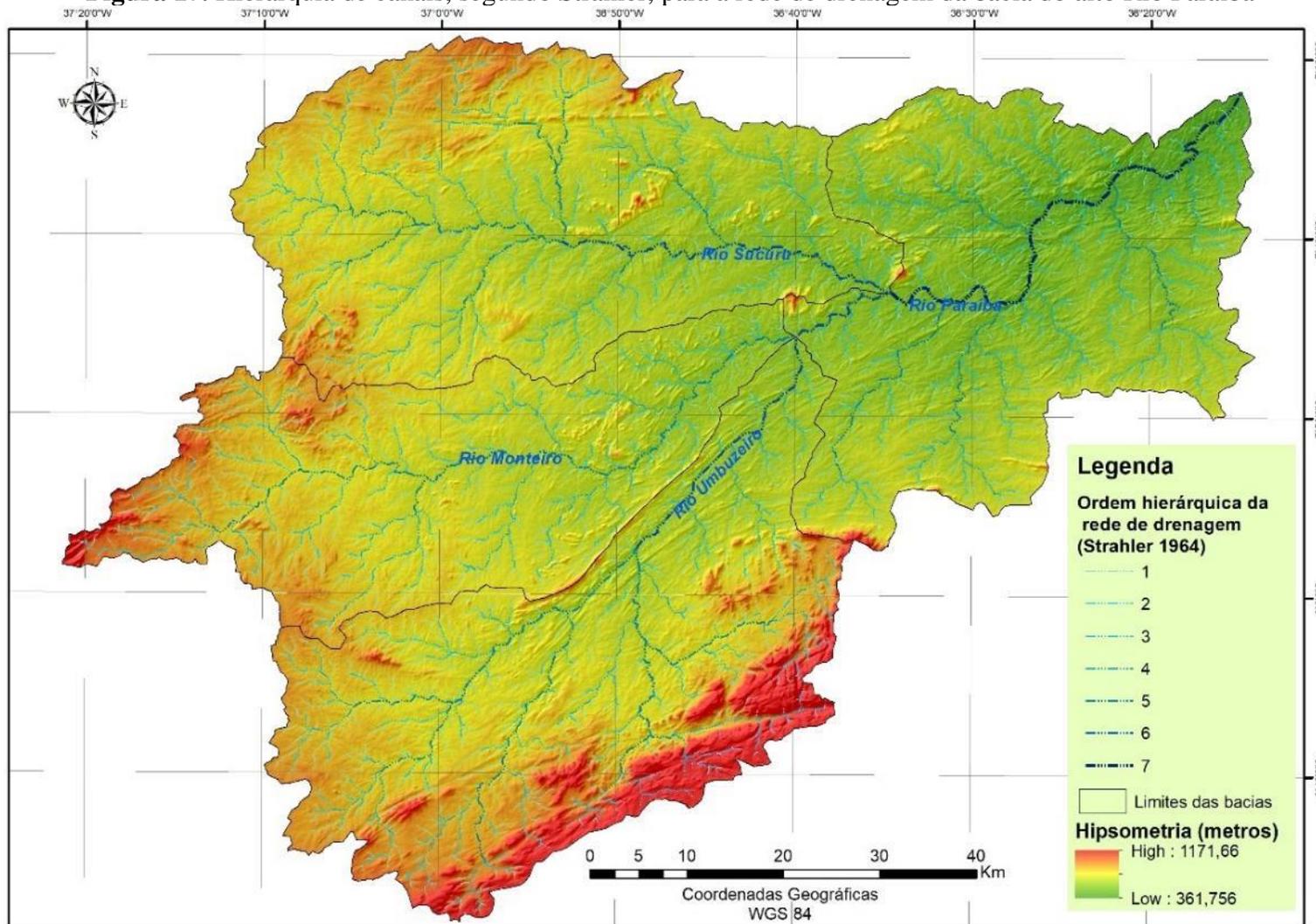
**Tabela 22.** Parâmetros lineares da bacia do alto Rio Paraíba e respectivas sub-bacias

<i>Parâmetro</i>	<i>Sucuru</i>	<i>Monteiro</i>	<i>Umbuzeiro</i>	<i>Alto Paraíba</i>
Comprimento da bacia (L) (km)	69,35	79,6	71,85	122,25
Número de canais por ordem	1	512	371	523
	2	108	80	118
	3	25	14	28
	4	7	2	6
	5	2	1	2
	6	1		1
	7			
Número total de canais	655	468	678	2371
Comprimento dos canais (km) por ordem	1	591,9	481,8	665,3
	2	305,4	267,7	293,4
	3	185,4	124,5	158,7
	4	71,6	36,2	86,0
	5	28,4	54,3	51,9
	6	44,3		45,3
	7			
Comprimento total dos canais (km)	1227,4	964,6	1300,7	4608,2
Razão de bifurcação (Rb)	R <sub>b1</sub>	4,74	4,63	4,43
	R <sub>b2</sub>	4,32	5,71	4,21
	R <sub>b3</sub>	3,57	7,0	4,66
	R <sub>b4</sub>	3,5	2,0	3,0
	R <sub>b5</sub>	2,0		2,0
	R <sub>b6</sub>			
Média (Rb)	3,63	4,83	3,66	3,68

Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

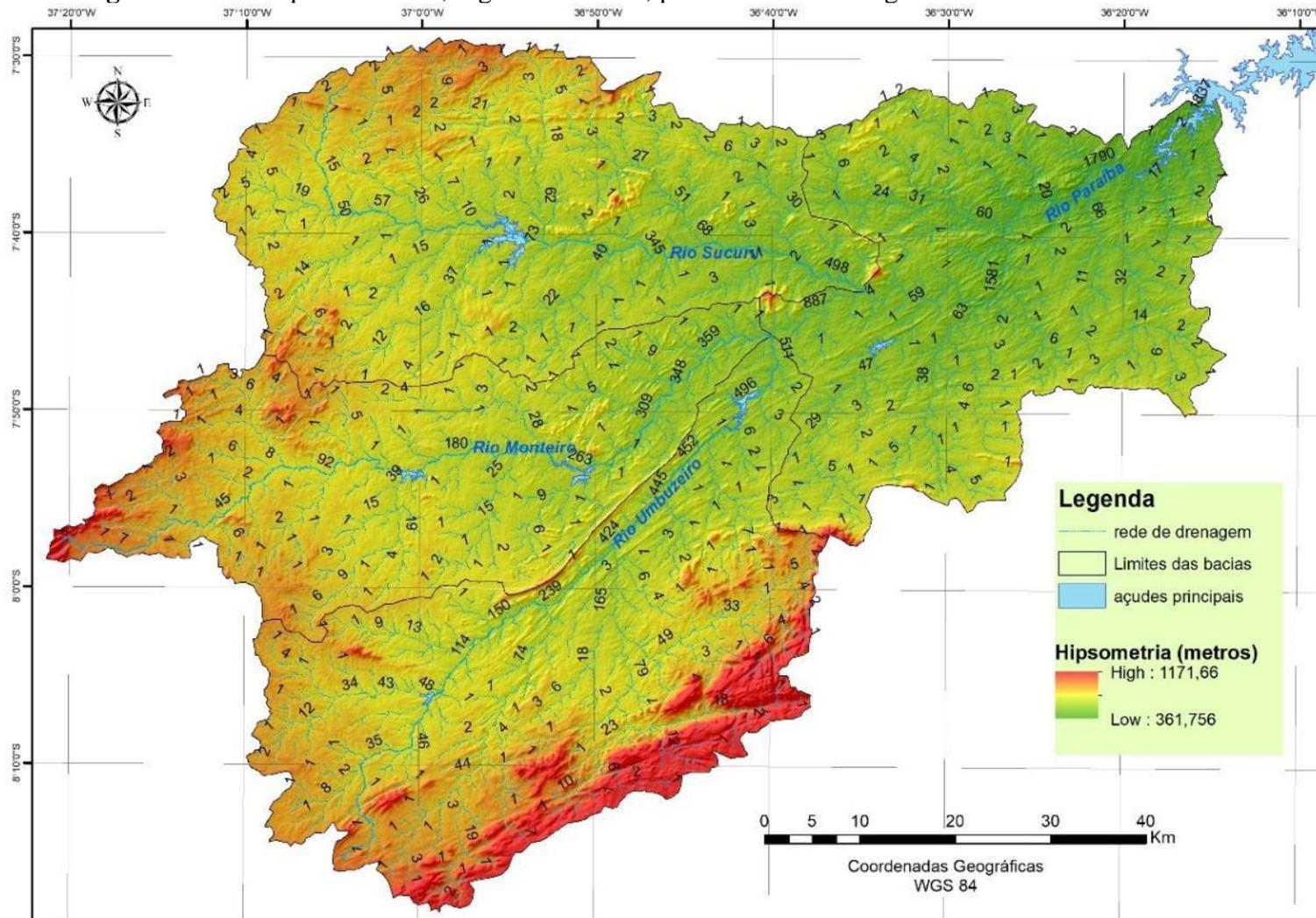
Desta maneira, a definição do rio principal deveria ser avaliada em relação aos Rios Sucuru e Umbuzeiro, ambos de 6<sup>a</sup>. ordem. Contudo, quando se verificou os outros dois parâmetros para caracterização do rio principal, observou-se que o rio mais extenso é o rio Monteiro, com 140 km, contra 90 km do rio Sucuru e 87 km do rio Umbuzeiro. Em relação ao parâmetro área de contribuição, a sub-bacia que possui a maior área de contribuição é a do rio Umbuzeiro, com 1727 km<sup>2</sup>. A segunda maior área de contribuição é a do rio Sucuru, com 1689 km<sup>2</sup>, seguida pela do rio Monteiro, com 1308 km<sup>2</sup>.

**Figura 17.** Hierarquia de canais, segundo Strahler, para a rede de drenagem da bacia do alto Rio Paraíba



Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

**Figura 18.** Hierarquia de canais, segundo Shreve, para a rede de drenagem da bacia do alto Rio Paraíba



Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

Assim, podemos, de fato, considerar o Rio Umbuzeiro como sendo o rio principal da bacia do alto Rio Paraíba, pois em quatro parâmetros observados ele ficou em primeiro em três (Tabela 23). O Rio Sucuru se mostrou, ainda, superior ao Rio Monteiro, tanto em hierarquia quanto em área de contribuição. O Rio Monteiro apenas apresentou maior extensão, o que pode ser explicado pelo formato alongado sua bacia e o baixo nível de desenvolvimento de seus afluentes.

**Tabela 23.** Síntese dos parâmetros utilizados para classificação do rio principal

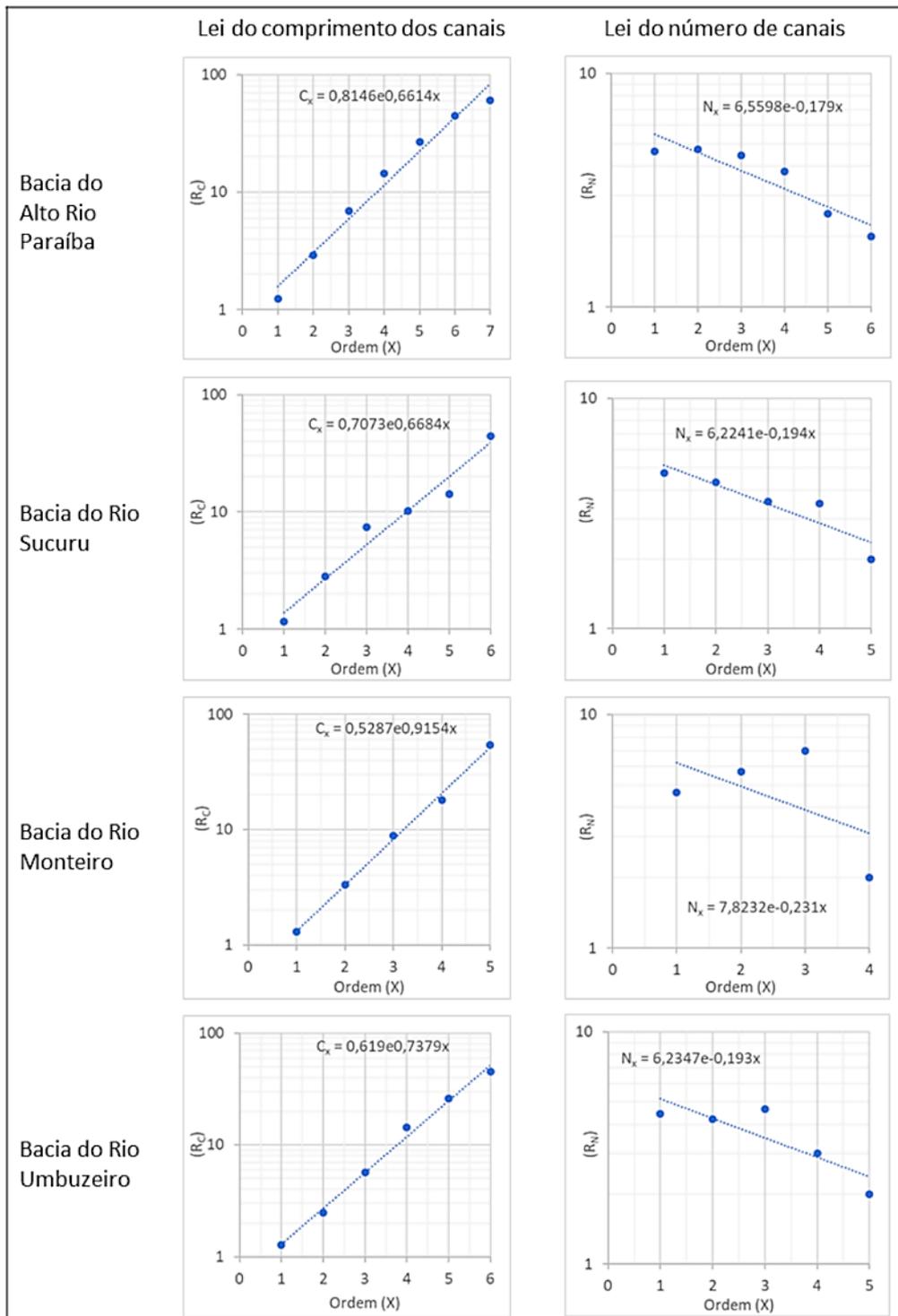
<i>Sub-bacia</i>	<i>Hierarquia Strahler</i>	<i>Hierarquia Shereve</i>	<i>Comprimento do rio principal</i>	<i>Área de contribuição</i>
Umbuzeiro	1	1	3	1
Sucuru	1	2	2	2
Monteiro	2	3	1	3

Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

A razão de bifurcação ( $R_b$ ) representa o número de canais de uma ordem necessários para formar um canal de ordem superior. A bacia do alto Rio Paraíba apresentou  $R_b$  médio de 3,68, variando de 2 a 4,72. Valores semelhantes foram observados nas sub-bacias dos Rios Sucuru e do Umbuzeiro, com médias de 3,63 e 3,66 respectivamente. Razões de bifurcação caracteristicamente variam entre 3,0 e 5,0 para bacias hidrográficas nas quais as estruturas geológicas não exercem controle significativo sobre o padrão de drenagem (VERSTAPPEN, 1983; OZDEMIR e BIRD, 2009; SREEDEVI *et al.*, 2013; KHANDAY e JAVED, 2017). A sub-bacia do Rio Monteiro obteve maior  $R_b$  entre todas, com média de 4,83, variando de 2 a 7, indicando que a rede de drenagem sofre alguma influência das estruturas geológicas, seja por variação litológica ou por estruturas (bandamentos, fraturamentos e/ou falhamentos).

As leis de composição da rede de drenagem propostas por Horton (1945) estabelecem que: o comprimento médio de uma determinada ordem de canais mantém uma relação geométrica direta com essa ordem; o número de canais de uma determinada ordem  $X$  mantém relação geométrica inversa com essa ordem  $X$  (VESTENA *et al.*, 2006; STEVAUX e LATRUBESSE, 2017). A Figura 19 apresenta o resultado das leis de comprimento dos canais e do número de canais para as bacias estudadas. A lei de comprimento dos canais mostrou-se válida para todas as bacias analisadas. Essa lei foi confirmada na bacia do alto Rio Paraíba e sub-bacia do Rio Sucuru, contudo, para as sub-bacias dos Rios Monteiro e Umbuzeiro, foi observado uma anomalia positiva na 3ª. Ordem dos rios.

**Figura 19.** Leis do comprimento e do número de canais, segundo Horton (1945).

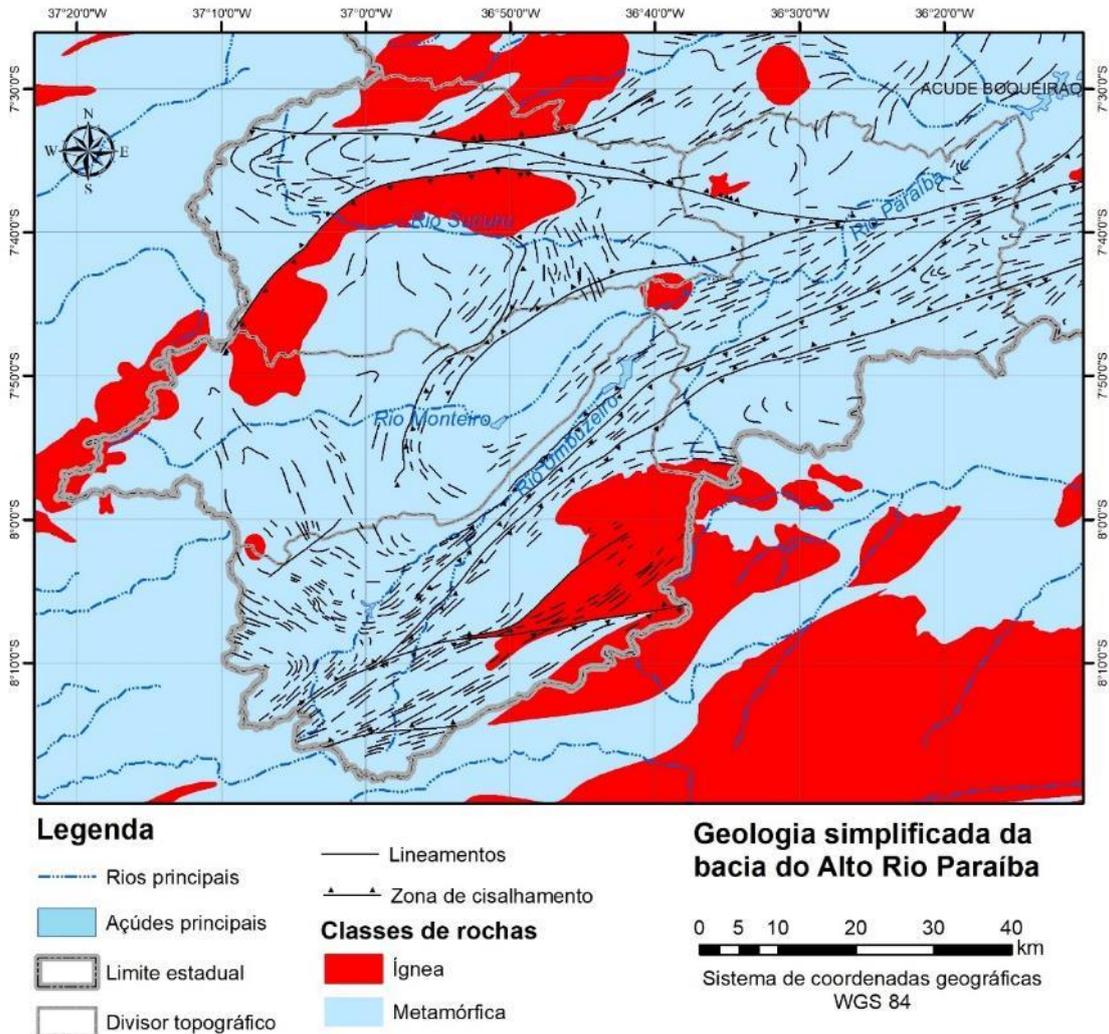


Fonte: Elaborado pela autora, 2021

Esse aspecto indica influência tectônica e estrutural no controle da rede drenagem. Segundo Xavier *et al.* (2016b), os principais lineamentos estruturais seguem as orientações preferenciais NE-SW e E-W e controlam a orientação da rede de drenagem e de diversos conjuntos de serras na bacia do Rio Paraíba. O controle lito-estrutural da rede

de drenagem regional do Nordeste brasileiro também foi apontado por Bezerra *et al.* (2001) e Maia e Bezerra (2011). A figura 20 mostra a geologia simplificada da bacia e as principais estruturas.

**Figura 20.** Geologia simplificada da bacia do alto Rio Paraíba



Fonte: CPRM 1:500.000. Elaborado pela autora, 2021.

Observa-se que a bacia do Rio Umbuzeiro possui forte assimetria e sua drenagem principal foi capturada pela zona de cisalhamento do Congo. A bacia do Rio Monteiro encontra-se entre duas zonas de cisalhamento e apresenta uma mudança de direção do rio principal, que corria no sentido E-W e sofre uma mudança para NE-SW, seguindo em paralelo as zonas de cisalhamento. A partir dessa inflexão a bacia sofre significativo estreitamento, alongando-a sem, contudo, aumentar a densidade de drenagem. Assim, a bacia é grande em área, porém não apresenta proporcional incremento na hierarquia

fluvial, possuindo expressivo número de canais de 1<sup>a</sup>, 2<sup>a</sup>, e 3<sup>a</sup> ordens e apenas 2 canais de 4<sup>a</sup> ordem, o que gerou essa anomalia positiva.

### 6.3.2. Parâmetros de área

As densidades de rios e de drenagem são bastante homogêneas na bacia do alto Rio Paraíba e sub-bacias estudadas (Tabela 24). A densidade de rios é de 0,38 rios/km<sup>2</sup> na bacia principal, 0,39 nas sub-bacias dos rios Sucuru e Umbuzeiro e 0,36 na sub-bacia do Rio Monteiro. A densidade de drenagem é de 0,74 na bacia do Alto Rio Paraíba e na sub-bacia do Rio Monteiro, 0,75 na sub-bacia do Rio Umbuzeiro e 0,73 na sub-bacia do Rio Sucuru. Esses valores são considerados baixos, porém típicos de regiões semiáridas. Lima *et al.* (2016) estudaram a relação entre a densidade de drenagem e as superfícies de aplainamento na bacia hidrográfica do Rio Bom Sucesso, semiárido do Estado da Bahia, e encontraram valores de densidade de rios e densidade de drenagem de 0,57 e 0,92, respectivamente. Os autores ressaltam que ambas as densidades são baixas e estão de acordo com as características dos ambientes semiáridos, que refletem o baixo grau de dissecação do relevo.

Kanhaiya *et al.* (2018) aplicando parâmetros morfométricos na bacia do Rio Khurar, na Índia Central sob clima sub-úmido, encontraram valores de densidade de drenagem na ordem de 0,38 km por km<sup>2</sup>. De acordo com Ozdemir e Bird (2009), a densidade de drenagem (Dd) mostra a dissecação da paisagem, potencial de escoamento, capacidade de infiltração da terra, condições climáticas e cobertura vegetal da bacia. Por um lado, o Dd é um resultado de fatores de interação que controlam o escoamento superficial, por outro está influenciando a produção de água e sedimentos na bacia de drenagem.

**Tabela 24.** Parâmetros areais da bacia do alto Rio Paraíba

<i>Sub-bacia</i>	<i>A (km<sup>2</sup>)</i>	<i>P (km)</i>	<i>Dd</i> ( <i>Km/km<sup>2</sup></i> )	<i>Dr</i> ( <i>rios/km<sup>2</sup></i> )	<i>T</i>	<i>Re</i>	<i>Ic</i>	<i>F<sub>f</sub></i>
Sucuru	1688,75	213,4	0,73	0,39	0,28	0,67	0,46	0,35
Monteiro	1308,2	222,84	0,74	0,36	0,26	0,51	0,33	0,28
Umbuzeiro	1727,2	248	0,75	0,39	0,29	0,65	0,35	0,03
Alto Paraíba	6230,95	499,95	0,74	0,38	0,28	0,73	0,31	0,02

A = área; P = perímetro; T = textura da drenagem; Re = Relação de alongamento; Ic = índice de circularidade; F<sub>f</sub> = Fator de forma. Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

A textura da drenagem (T) encontrada foi extremamente baixa e sem variação significativa entre as sub-bacias (Tabela 25). O menor valor foi registrado na sub-bacia do Rio Monteiro (0,26) e o maior foi observado na sub-bacia do Rio Umbuzeiro (0,29), contudo todas foram classificadas como muito grosseiras. Smith (1950) *apud* Khanday e Javed (2017) classificou a textura drenagem em cinco, isto é, menos de 2 indica muito grosseira, entre 2 e 4 é grossa, entre 4 e 6 é moderada, entre 6 e 8 é fina e maior que 8 é muito fina. A textura de drenagem (T) depende de vários fatores naturais, como clima, precipitação, vegetação, tipo de rocha e solo, capacidade de infiltração, relevo e estágio de desenvolvimento (Smith, 1950). As rochas sedimentares ou fracas, desprotegidas pela vegetação produzem uma textura fina, enquanto as rochas maciças e resistentes causam textura grosseira.

Schumm (1956) definiu a razão de alongamento (Re) como a razão entre o diâmetro do círculo da mesma área da bacia de drenagem (A) e o comprimento máximo da bacia (Lb). O parâmetro razão de alongamento (Re) é um índice que avalia a forma da bacia, ou seja, a quão alongada ela é. Valores de  $Re > 0,9$  indicam bacias circulares, entre 0,8 e 0,9 são bacias ovais e  $Re < 0,7$  são alongadas.

Os valores de Re para as bacias analisadas mostraram que todas possuem forma alongada, sendo a Bacia do alto Rio Paraíba a menos alongada e a sub-bacia do Rio Monteiro a mais alongada (Tabela 24). Uma bacia circular é mais eficiente na descarga do escoamento do que uma bacia alongada porque em bacias circulares o tempo de concentração do fluxo é menor. Valores mais altos de taxa de alongamento mostram alta capacidade de infiltração e baixo escoamento, enquanto valores mais baixos de Re são caracterizados por alta suscetibilidade à erosão e à carga de sedimentos (REDDY *et al.* 2004).

Outro parâmetro de forma utilizado foi o Índice de circularidade (Ic). Os valores observados foram baixos para todas as bacias, indicando que a forma dominante é alongada, confirmando o resultado da razão de alongamento. Segundo Wani *et al.* (2018) valores próximos a 1.0 indicam bacias circulares e quanto mais próximos a 0 caracteriza o alongamento. A forma de uma bacia de drenagem controla principalmente a taxa na qual a água é fornecida ao canal principal à medida que ela escoar ao longo de seu curso da nascente até a confluência ou foz. Os valores encontrados na bacia de estudo variaram de 0,31 a 0,46, caracterizando-as como fortemente alongadas e com baixo potencial natural para picos extremos de cheias.

O fator de forma (Ff) foi o terceiro parâmetro morfométrico utilizado que avalia a forma da bacia. Todos os valores encontrados foram muito baixos, variando de 0,02 a 0,35, confirmando a forma alongada da bacia principal e das sub-bacias. Esper Angillieri and Fernández (2017) avaliando o uso manual e automático na delimitação de bacias hidrográficas na Província de San Juan, noroeste da Argentina, encontraram valores semelhantes aos deste estudo. Os autores destacam que as bacias que têm forma mais alongada apresentam fluxos de vazão mais plano por um período mais longo e consideram que essas bacias são mais vulneráveis aos fluxos de inundação do que as áreas da bacia circular.

### 6.3.3. Parâmetros do relevo

Os parâmetros morfométricos associados as características do relevo da bacia do alto Rio Paraíba mostraram aspectos bem variados entre as sub-bacias (Tabela 25). A amplitude do relevo ( $B_h$ ) na bacia do rio principal foi de 810 metros, enquanto nas sub-bacias foi de 707 metros no Rio Umbuzeiro, 611 no Rio Monteiro e 424 no Rio Sucuru. O ponto mais alto da bacia do alto Rio Paraíba foi observado na sub-bacia do Rio Umbuzeiro a 1171 metros de altitude. Essa característica é mais um fator que aponta o Rio Umbuzeiro como tendo a nascente principal.

**Tabela 25.** Parâmetros morfométricos do relevo

Sub-bacia	Relevo (metros)		Amplitude do relevo na bacia ( $B_h$ )	Índice de rugosidade ( $I_r$ )	Tempo de concentração ( $T_c$ )
	Máximo	Mínimo			
Sucuru	870	446	424	309,52	117,67
Monteiro	1078	467	611	452,14	123,27
Umbuzeiro	1171	464	707	530,25	111,88
Alto Paraíba	1171	361	810	599,40	182,60

Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

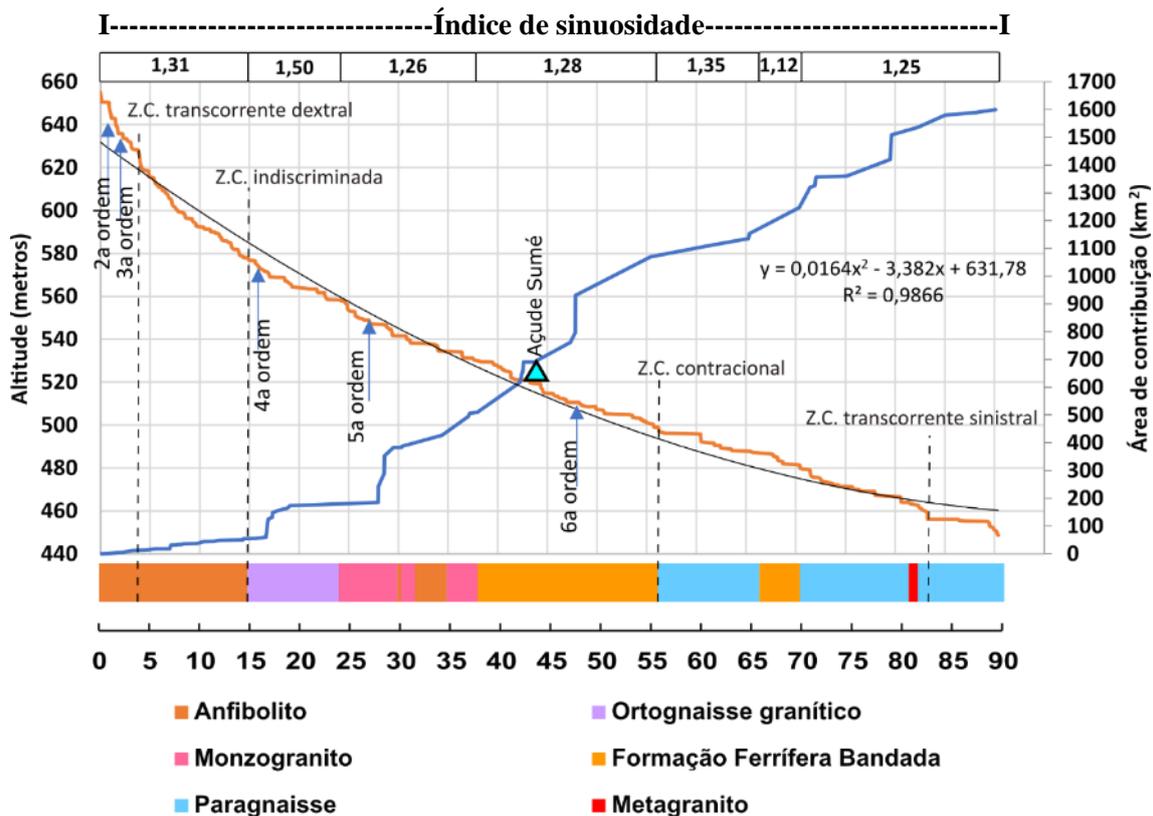
O índice de rugosidade ( $I_r$ ) é definido como o produto do relevo da bacia e sua densidade de drenagem. Segundo Altin e Altin (2011), o índice de rugosidade é um poderoso parâmetro, porque expressa a relação entre o relevo e a dissecção, de modo que bacias altamente dissecadas e de baixo relevo são tão rugosas quanto bacias moderadamente dissecadas e de alto relevo. Os resultados obtidos expressam maiores valores de  $I_r$  para a bacia principal e para a sub-bacia do Rio Umbuzeiro, valor intermediário para a sub-bacia do Rio Monteiro e baixos valores para a sub-bacia do Rio Sucuru.

De acordo com Ozdemir e Bird (2009), o índice de rugosidade indica a complexidade estrutural do terreno. Um pico de vazão maior é o resultado da eficiência da rede de canais devido a um aumento no relevo e na densidade de drenagem (Ozdemir and Bird, 2009). Para Sreedevi *et al.* (2013), as bacias com altos valores de rugosidade são altamente suscetíveis à erosão e, portanto, suscetíveis a grandes picos de vazão.

#### 6.4. PERFIS LONGITUDINAIS

O perfil longitudinal do Rio Sucuru apresenta-se suavemente côncavo em seu conjunto. Em relação a linha de tendência, o perfil apresentou 4 anomalias, sendo dois setores convexos, acima da linha de tendência, e dois setores côncavos, abaixo da linha de tendência (Figura 21). Nos primeiros 35 km, o Rio Sucuru apresenta maior gradiente e forma côncava mais acentuada no perfil longitudinal, evidenciando ser um setor de forte dissecação fluvial e grande capacidade de transporte de sedimentos. Após esse trecho o perfil muda para suavemente convexo até o barramento ocasionado pelo Açude Sumé. Muito provavelmente, essa mudança no perfil longitudinal tenha contribuição da sedimentação provocada pelo barramento, pois o açude teve sua construção iniciada em 1957, ou seja, mais de 60 anos represando as águas e quebrando a energia do rio.

**Figura 21.** Perfil longitudinal do Rio Sucuru e relações lito-estruturais



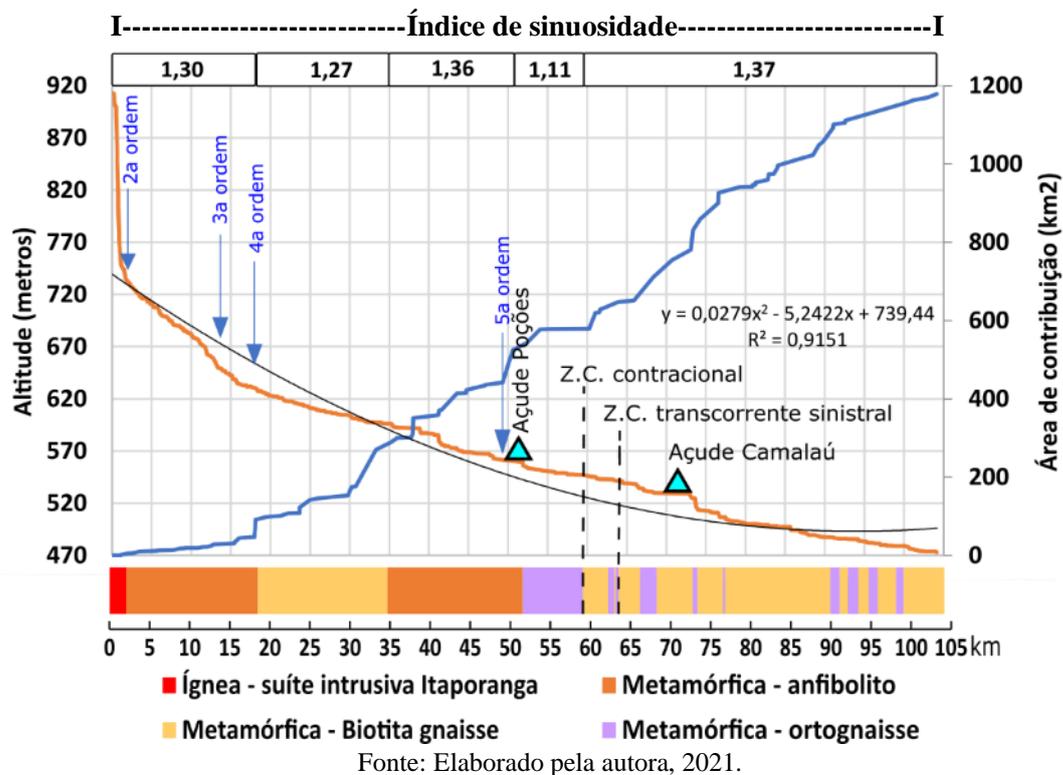
Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

A jusante do Açude Sumé, o perfil segue um longo trecho convexo até cortar a última zona de cisalhamento, marcado por menor gradiente e energia neste setor. Deste ponto em diante o rio sofre forte ruptura de declive, provavelmente associada à zona de cisalhamento transcorrente sinistral.

O Rio Sucuru atravessa 6 unidades litológicas distintas, além de 4 zonas de cisalhamento. As variações litológicas e as zonas de cisalhamento influenciaram nas mudanças do índice de sinuosidade do canal, bem como na formação de rupturas de declive (*knickpoints*), pois, sobremaneira, essas mudanças litoestruturais representam diferentes resistências ao canal fluvial. O índice de sinuosidade geral do Rio Sucuru é 1,28, com variação de 1,50 e 1,12 ao longo do seu curso, mostrando características de um rio de baixa sinuosidade e alguns trechos próximos à retilíneo.

O perfil longitudinal do Rio Monteiro também apresentou caráter côncavo em seu conjunto, contudo existem setores convexos (Figura 22). A análise do perfil aponta para 4 anomalias, sendo uma côncava, uma convexa e duas rupturas de declive.

**Figura 22.** Perfil longitudinal do Rio Monteiro e relações lito-estruturais



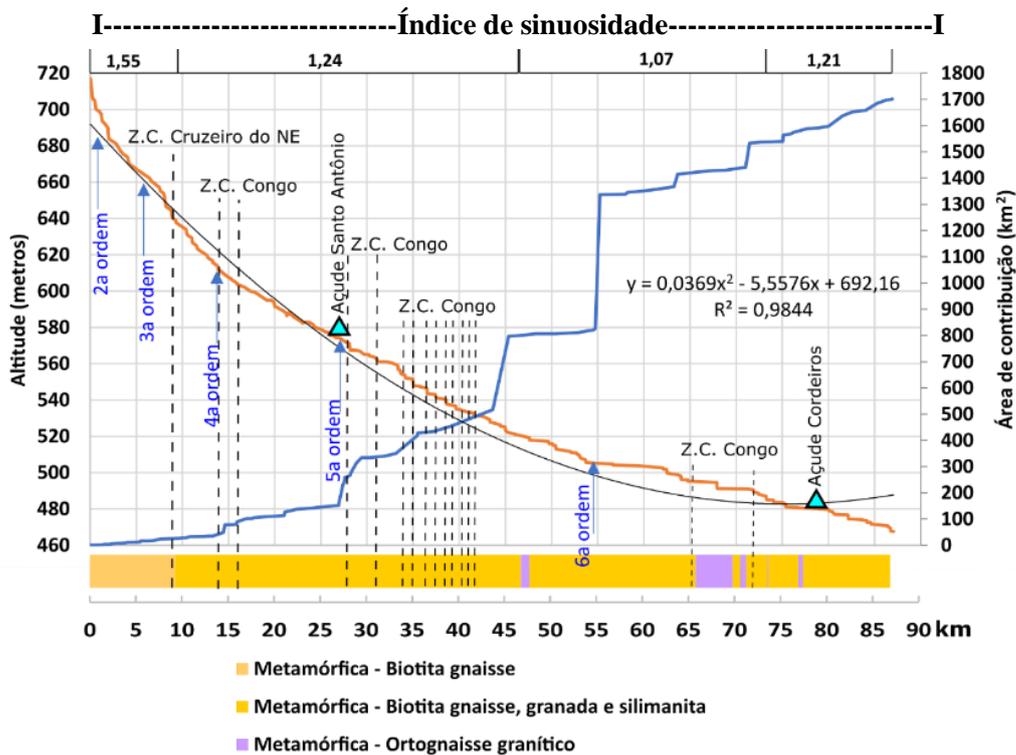
Nos primeiros 2,5 km o perfil apresenta forte gradiente, coincidindo com as cabeceiras do rio nas serras residuais graníticas. Em seguida, ocorre o setor da primeira anomalia, uma acentuada concavidade indicando grande incisão fluvial. Nesse setor o Rio

Monteiro muda de ordem duas vezes (3ª. e 4ª. ordens), mostrando a chegada de importantes afluentes e aumento do potencial de fluxo. Por volta de 40 km o perfil apresenta características de convexidade e uma ruptura de declive. A escala do mapeamento geológico disponível não permite observar nenhuma variação que possa explicar a ruptura de declive. Todo o trecho entre os açudes apresenta características de retenção de sedimentos, expressas pela forma convexa do perfil. Após o Açude Camalaú, o perfil sofre outra ruptura de declive, desta vez associada a variações litológicas.

O Rio Monteiro atravessa 4 unidades geológicas e duas zonas de cisalhamento. O índice de sinuosidade geral do Rio Monteiro é 1,34, sendo mais sinuoso que o Rio Sucuru, mas ainda não o caracteriza como meandrante. O menor índice de sinuosidade foi observado logo após o açude Poções, onde num trecho sobre ortognaisses, o rio é mais retilíneo.

O perfil longitudinal do Rio Umbuzeiro é ligeiramente côncavo em toda sua extensão (Figura 23). Apresenta 3 anomalias e várias rupturas de declive. A primeira anomalia tem início quando o rio corta a zona de cisalhamento Cruzeiro do NE. O perfil apresenta uma ruptura de declive e entra no único setor de anomalia côncava. Potencializado pela zona de cisalhamento do Congo, o perfil indica que o rio neste setor apresenta grande dissecação vertical.

**Figura 23.** Perfil longitudinal do Rio Umbuzeiro e relações lito-estruturais



Fonte: elaborado pela autora, 2021.

Pouco antes de encontrar o açude Santo Antônio o perfil inicia uma curva suavemente convexa e assim segue até o açude Cordeiros. Neste setor, a convexidade do perfil aumenta e o Rio do Umbuzeiro segue paralelo à zona de cisalhamento do Congo, cortando-a 13 vezes. Vale destacar que a convexidade aumenta após o Rio do Umbuzeiro passar para 6ª. ordem, provavelmente influenciada pela grande carga de sedimentos recebidas pela chegada do afluente de 5ª. ordem.

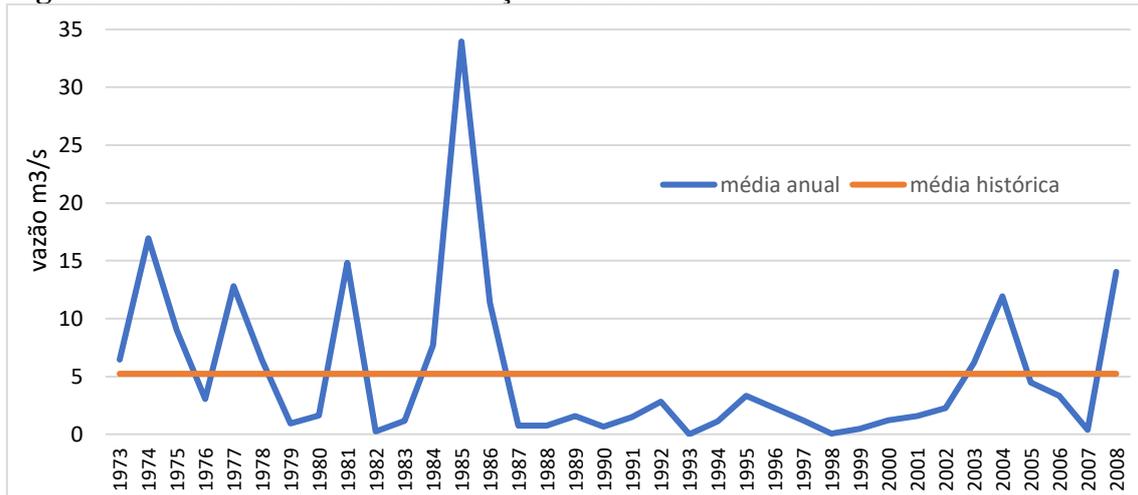
O índice de sinuosidade geral do Rio do Umbuzeiro foi de 1,22, o menor valor entre os três rios. De modo geral, o rio apresenta baixo valor de sinuosidade em 90% de sua extensão, com destaque para o setor entre 45 e 75 km onde o rio é retilíneo encaixado na zona de cisalhamento do Congo.

De maneira geral, ficou evidente a influência litoestrutural nos perfis longitudinais dos rios, pois as anomalias observadas coincidem com mudanças litológicas ou com a ocorrência de zonas de cisalhamento. Segundo Souza e Perez Filho (2017) as rupturas de declive (*knickpoints*) ocorrem nos contatos litológicos e em trechos influenciados por zonas de cisalhamento e, que os setores do perfil acima da linha de tendência indicam soerguimento ou maior resistência litológica aos processos erosivos. Para Zancopé *et al.* (2009), as atividades tectônicas e as estruturas geológicas modificam o gradiente do rio, formando convexidades ou concavidades no perfil longitudinal. Outra grande questão a ser observada é o quanto a açudagem influencia na forma do perfil longitudinal no rio, se o tempo desde a sua construção foi suficiente para apresentar alguma evidência dessa influência. Em relação a área de contribuição foi observado o seu aumento significativo sempre que o rio principal recebe importantes afluentes.

#### 6.5. CARACTERIZAÇÃO DO REGIME DE VAZÃO NO ALTO RIO PARAÍBA

Os dados de vazão na estação Caraúbas permitiram estabelecer a média de 5,23 m<sup>3</sup>/ano e o desvio padrão de 6,88 m<sup>3</sup>/ano para a série amostral. O alto desvio padrão encontrado reflete a grande flutuação em torno da média, típico comportamento da vazão dos rios semiáridos. Avaliando a série histórica verifica-se, de modo geral, dois grandes períodos. O primeiro, compreendido de 1973 até 1986, foi marcado pelas maiores vazões observadas, tendo os quatro anos de maior vazão total da série, 1985, 1974, 1981 e 1977 respectivamente (Figura 24). Nesse período de quatorze anos, apenas cinco anos tiveram vazão abaixo da média, foram eles 1976, 1979, 1980, 1982 e 1983. O segundo padrão de comportamento foi observado no período de 1987 a 2008, com apenas dois anos com vazão acima da média, os anos de 2004 e 2008.

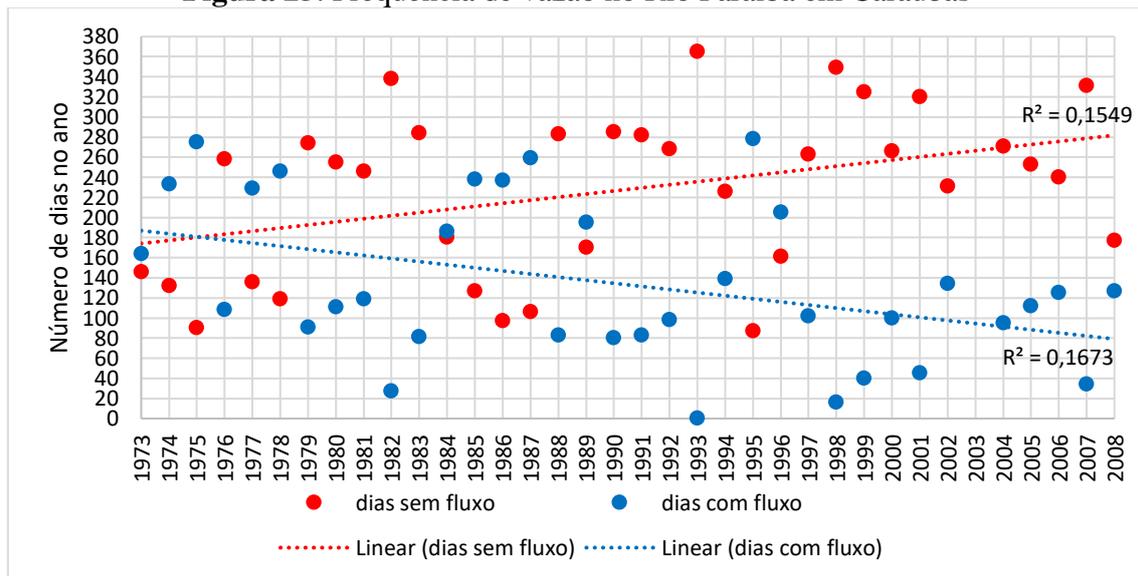
**Figura 24.** Vazão média anual na estação Caraúbas no Alto Rio Paraíba



Fonte: elaborado pela autora, 2021.

Entretanto, tem que se ter cuidado ao analisar rios de ambientes semiáridos apenas pela média de vazão, pois são rios que passam a maior parte do ano sem fluxo, o que acaba contribuindo para baixar significativamente os valores médios. Nesse sentido, foi calculado a frequência do fluxo para que fosse possível melhor avaliar a o comportamento da vazão no Rio Paraíba em Caraúbas (Figura 25).

**Figura 25.** Frequência de vazão no Rio Paraíba em Caraúbas



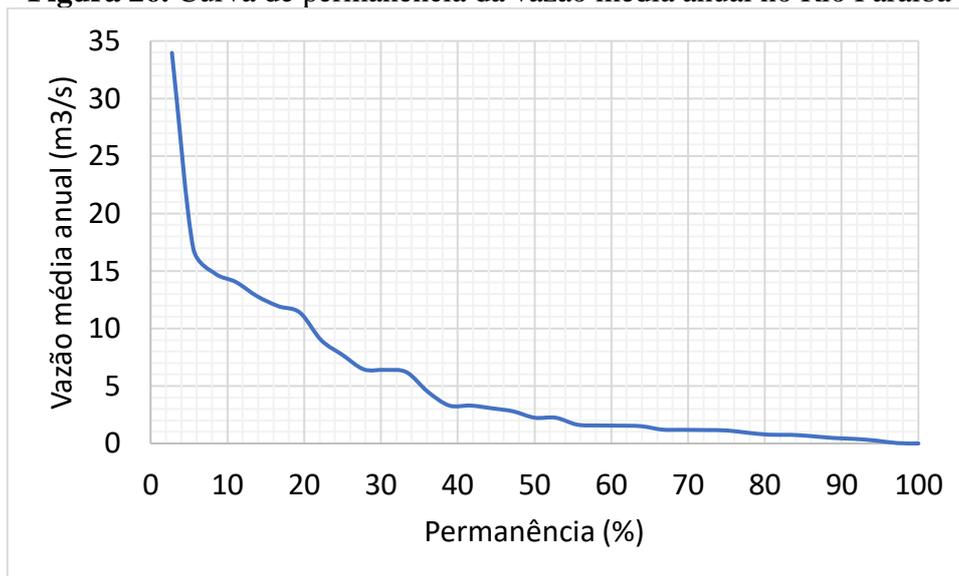
Fonte: elaborado pela autora, 2021.

Em média, o Rio Paraíba apresenta 134 dias com fluxo, o que representa 36,7% do ano com vazão no canal fluvial. Os anos de 1995 e 1975 apresentaram os maiores períodos com fluxo no canal, 278 (76% do ano) e 275 (75% do ano) dias respectivamente. Por outro lado, os anos de 1993 e 1998 foram os que tiveram menores números de dias com vazão, 0 e 16 dias respectivamente.

Foi possível observar também que, apesar da grande variabilidade de frequência de vazão no canal entre os anos, há uma tendência de aumento do número de dias sem fluxo e diminuição dos dias com fluxo. O ano de 1996 foi o último em que o número de dias com fluxo superou o de dias sem fluxo. Essa diminuição da frequência de vazão no canal está associada ao aumento do número de açudes e barreiros na bacia. Apenas na década de 80 foram inaugurados três grandes açudes: Poções no Rio Monteiro no ano de 1982, Santo Antônio no Rio Umbuzeiro no ano de 1985 e Cordeiros também no Rio Umbuzeiro em 1988.

A análise da curva de permanência da vazão média anual mostrou que em 80% da série amostral a vazão média foi igual ou inferior a  $10 \text{ m}^3/\text{s}$  (Figura 26). Vazões entre 10 e  $20 \text{ m}^3/\text{s}$  permaneceram por 17% dos anos e acima de  $20 \text{ m}^3/\text{s}$  em apenas 3%. Do ponto de vista geomorfológico esses dados não permitem muitas interpretações, pois levam a entender que o Rio Paraíba é dominado por baixas vazões. Em rios semiáridos as grandes vazões ou vazões de pico possuem curta duração, logo não aparecem em análises médias. Desta maneira, os dados foram analisados em outras escalas temporais, como mensal e diária, para melhor avaliar a dinâmica das vazões máximas e os picos de cheias.

**Figura 26.** Curva de permanência da vazão média anual no Rio Paraíba

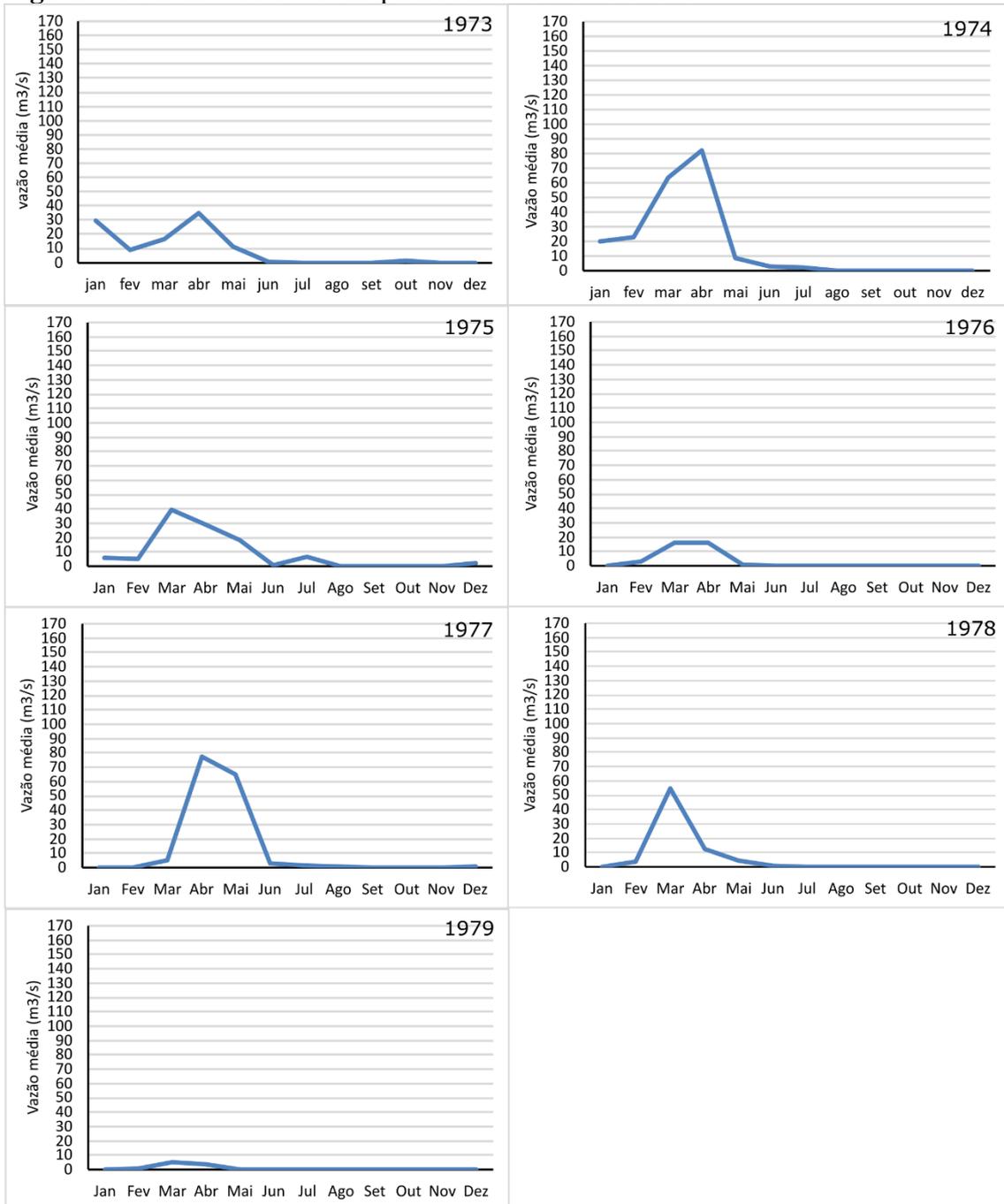


Fonte: elaborado pela autora, 2021.

A variação entre os anos nos picos de vazão é bastante expressiva, pois os grandes picos de vazão foram precedidos de anos de baixa vazão, mostrando o papel fundamental dos volumes anuais de chuvas, que variam igualmente forte. Para avaliar a duração dos picos de cheias no Rio Paraíba, foram analisados todos os anos da série mensalmente.

Para melhor entendimento dos dados foi feito um agrupamento por década. Para representar a década de 70 foram agrupados os anos de 73 a 79. Os anos de 1974 e 1977 foram os de maior vazão. Contudo, observa-se que esta expressiva vazão anual é formada basicamente pela soma em dois meses no ano, março e abril em 1974, e abril e maio em 1977 (Figura 27).

**Figura 27.** Vazão média mensal para os anos de 1973 a 1979



Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

Os meses de março, abril e maio representam o trimestre de maior vazão em todos os anos da década. O comportamento observado é típico de rios intermitentes, com vazão de 2 a 4 meses e seco o restante do ano. Outro aspecto que chama atenção é a velocidade temporal de subida e descida dos picos de vazão, mostrando que o escoamento na bacia é predominantemente superficial.

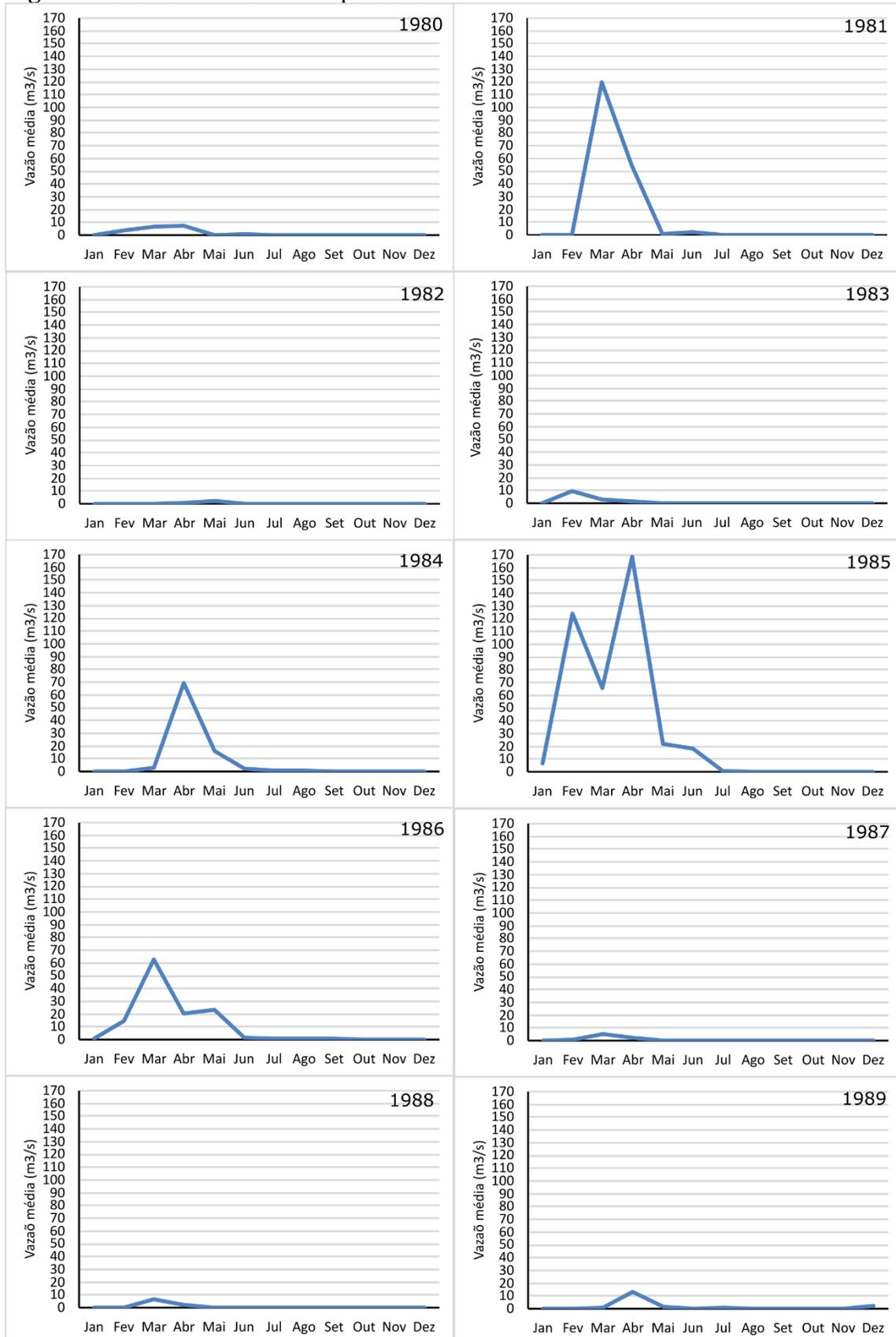
Sobre o comportamento da vazão do Rio Paraíba, Xavier *et al.* (2012), ressaltaram que:

O Rio Paraíba responde rapidamente às fortes chuvas, devido ao predomínio do escoamento superficial na bacia, o que produz hidrogramas de vazão com “picos”. As distribuições de dados são assimétricas e com desvios padrões superiores à média, indicando alta variabilidade dos dados, características típicas dos rios temporários de regiões semiáridas. (Xavier *et al.*, 2012, p. 26)

A década de 80 foi marcada pelas mais altas vazões registradas em toda a série histórica (Figura 28). O ano de 1985 registrou uma vazão média de 168,6 m<sup>3</sup>/s no mês de abril e 124 m<sup>3</sup>/s no mês de fevereiro. A vazão média anual foi 33,9 m<sup>3</sup>, contudo se considerarmos apenas os 6 meses com fluxo (janeiro a junho), a média sobe para 68 m<sup>3</sup>/s. O ano de 1981 apresentou grande vazão média em apenas 2 meses, março e abril, com 119 m<sup>3</sup>/s e 55 m<sup>3</sup>/s respectivamente. O comportamento de picos de vazão de rápida e subida e descida também foi observado. No ano de 1984 a vazão média de abril foi de 69 m<sup>3</sup>/s, depois de ser próximo a zero em janeiro, fevereiro e março, e no mês seguinte desce para 15,8 m<sup>3</sup>/s e volta para próximo a zero em junho.

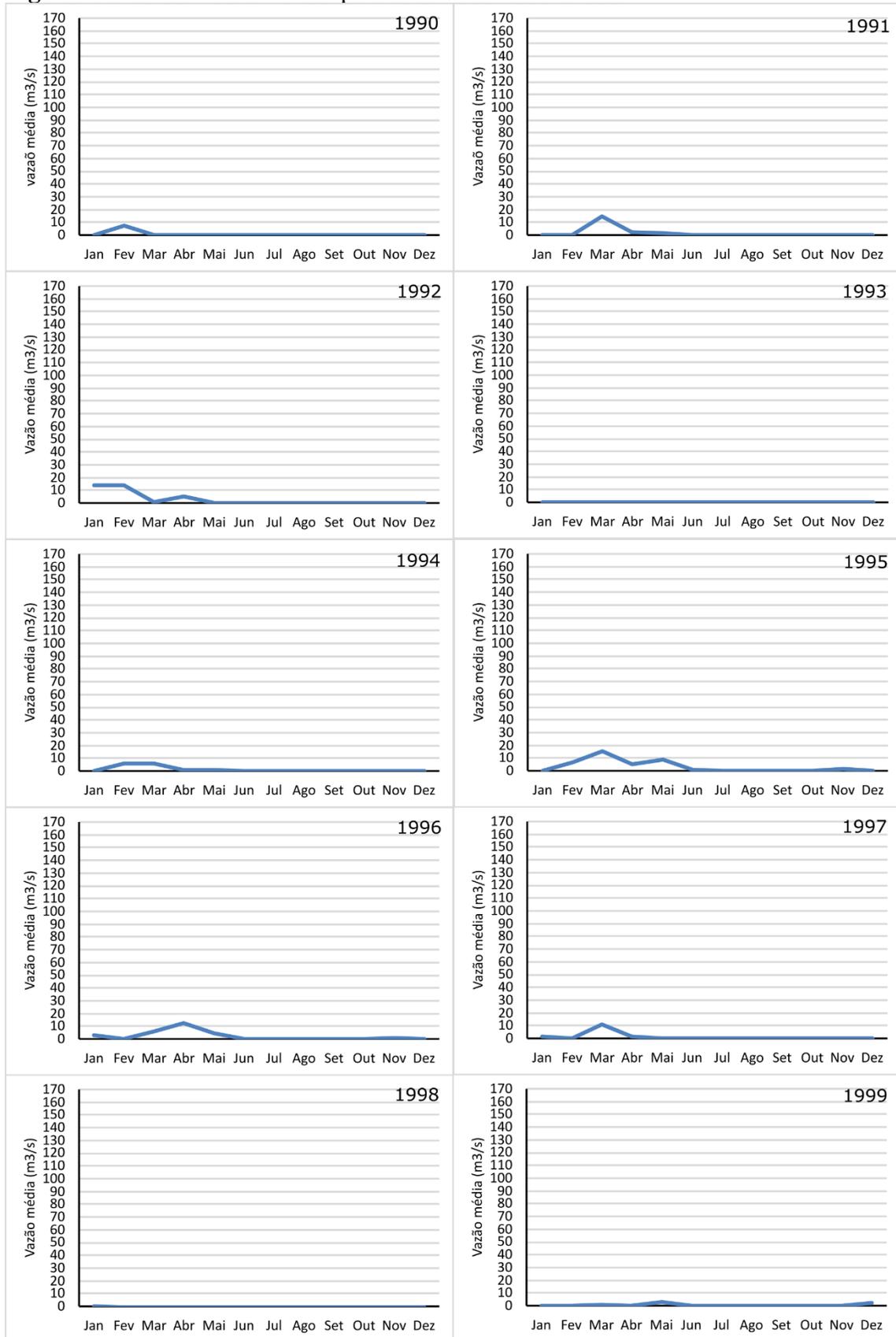
A década de 90 é caracterizada como a mais seca da série e, portanto, a que apresentou as menores vazões médias (Figura 29). Os anos de 1993 e 1998 não registraram valores de vazão. De acordo com o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE, 2018) os anos de 1990 a 1993 e 1997 a 1998 foram marcados por eventos de El Niño forte, e os anos de 1994 e 1995 foram de El Niño moderado. O El Niño é um fenômeno atmosférico-oceânico caracterizado por um aquecimento anormal das águas superficiais no oceano Pacífico Tropical, e que pode afetar o clima regional e global e, particularmente para a região nordeste do Brasil, promove a estiagem e secas severas (INPE, 2018).

**Figura 28.** Vazão média mensal para os anos de 1980 a 1989



Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

**Figura 29.** Vazão média mensal para os anos de 1990 a 1999



Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

No início do século XXI o Rio Paraíba voltou a apresentar significativas vazões médias em Caraúbas, principalmente nos anos de 2004, 2005 e 2008 (Figura 30). As maiores médias mensais de vazão foram de 68 m<sup>3</sup>/s em janeiro de 2004 e de 61,8 m<sup>3</sup>/s em abril de 2008. De modo geral, as características observadas confirmam a alta variabilidade entre os anos bem como a grande velocidade do fluxo, que aumenta e diminui rapidamente. O trimestre de maior vazão é composto pelos meses fevereiro, março e abril (Figura 31), coincidindo com a estação chuvosa da região.

Os rios de terras secas são caracterizados pela extrema variabilidade no fluxo e transporte de sedimentos. Longos períodos de pouco ou nenhum fluxo são interrompidos com cheias de magnitude alta, às vezes extrema, curta duração e baixa previsibilidade (TOOTH e NANSON, 2000; CASADO *et al.*, 2016).

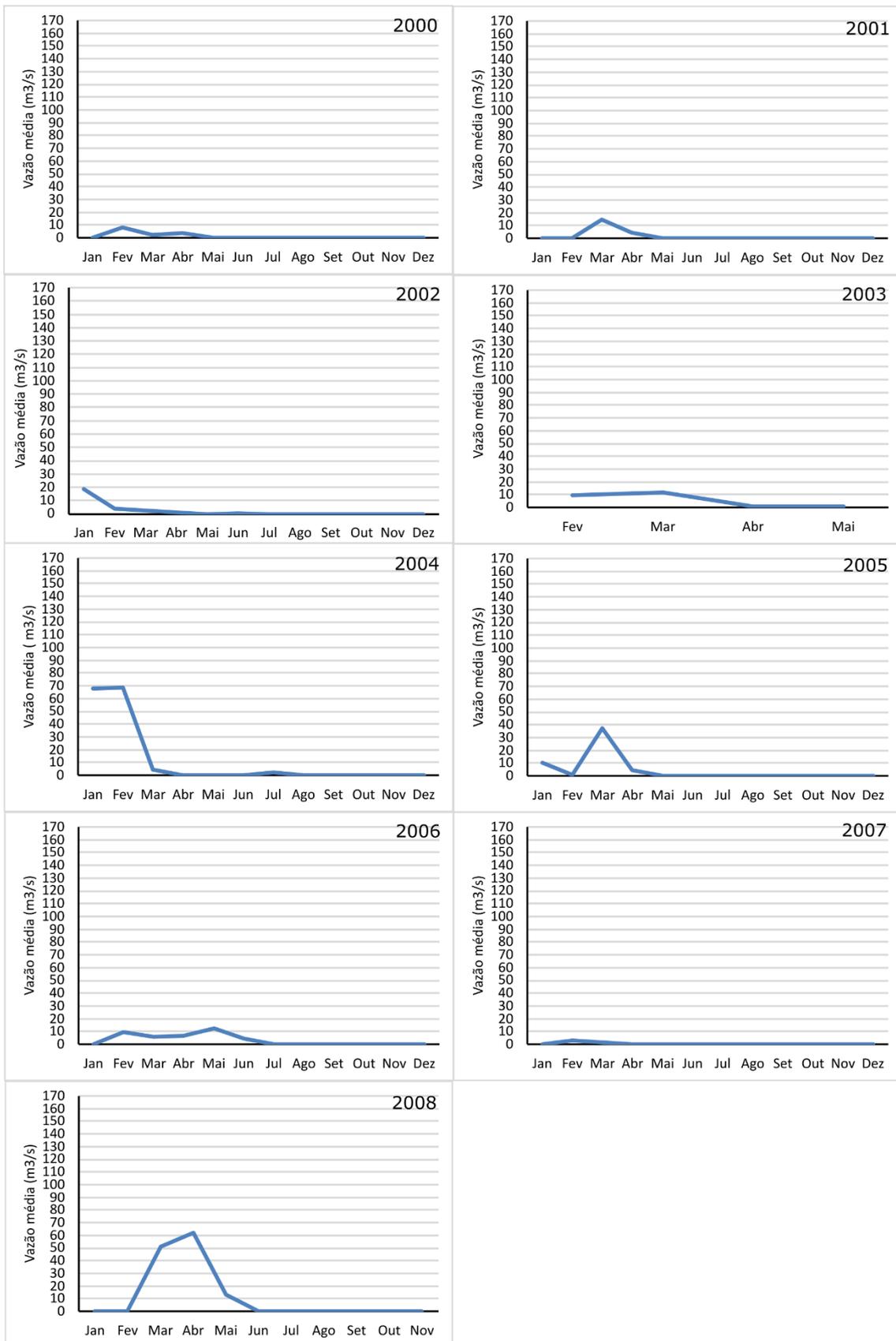
Sobre as características dos rios de terras secas Tooth (2000) ressalta que:

(...) embora a variabilidade no tempo e no espaço seja uma característica dos processos fluviais em todos os contextos ambientais, parece ser particularmente característica das terras secas. Em terras secas, os padrões incertos de precipitação, a influência da vegetação no escoamento das encostas e no transporte de sedimentos e os efeitos das perdas de transmissão significam que a variabilidade espacial e temporal extrema tipifica muitos aspectos da hidrologia e geomorfologia fluvial. Nos canais fluviais das terras secas, a variabilidade temporal é exemplificada pela natureza instável do transporte de escoamento e sedimentos durante as inundações, muitas vezes de curta duração, e pela importância comum de grandes inundações como um controle dominante na morfologia do canal.

A variabilidade espacial é exemplificada pela natureza não uniforme do fluxo e transporte de sedimentos durante as inundações e pela falta comum de integração entre os canais tributários e troncais. Como resultado dessa extrema variabilidade, o funcionamento de muitos sistemas fluviais de terras secas é marcadamente descontínuo, e os rios às vezes são caracterizados pela falta de equilíbrio entre o processo e a forma. (Tooth, 2000, p. 94-95)

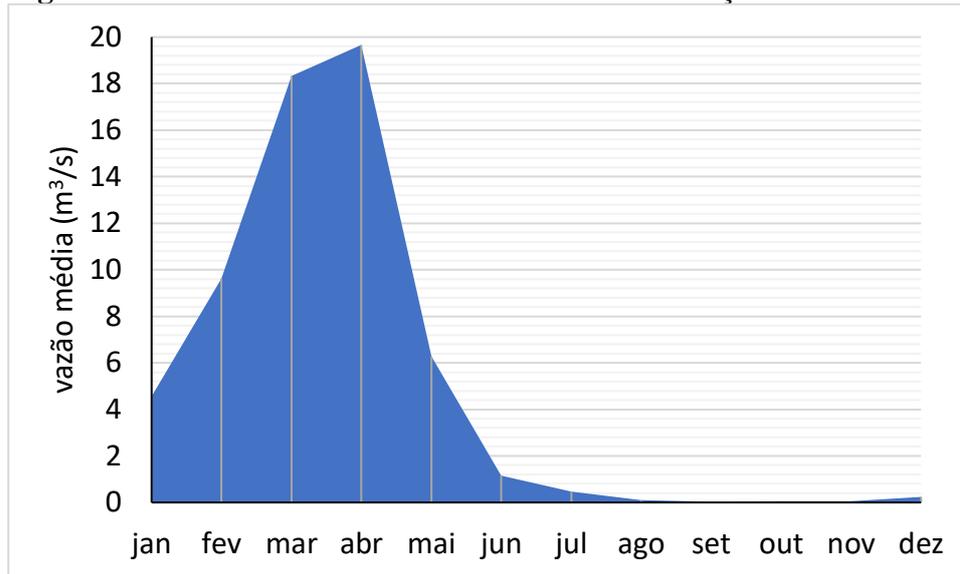
A partir dos dados de cota e vazão disponíveis foi possível elaborar a curva-chave da seção Caraúbas, no Rio Paraíba. Segundo Chevallier (2002) a relação cota-vazão de uma seção permite calcular a vazão que corresponde a uma da altura de água. Esta relação é definida graficamente pelo traçado da curva de calibragem, feita a partir dos resultados das medições reais. A curva cota-vazão apresentada foi estabelecida a partir de 70 medições reais disponíveis no sistema HIDROWEB da ANA, realizadas de 1970 a 2003 (Figura 32). A melhor correlação da curva foi a forma polinomial, que segundo Chevallier (2002) é uma das mais utilizadas.

**Figura 30.** Vazão média mensal para os anos de 2000 a 2008.



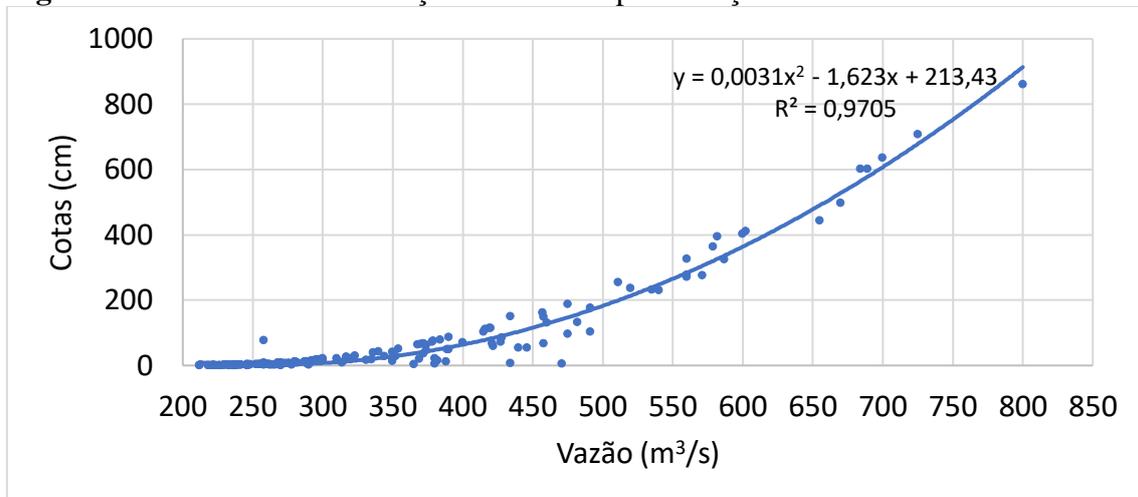
Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

**Figura 31.** Vazão média mensal do Rio Paraíba na estação Caraúbas



Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

**Figura 32.** Curva-chave da relação cota-vazão para a seção Caraúbas no Rio Paraíba

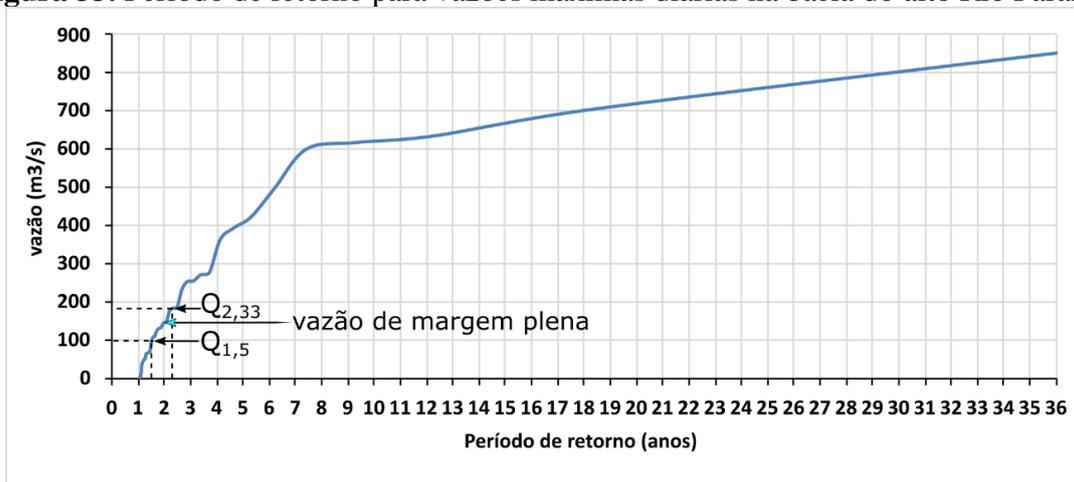


Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

A análise do período de retorno das vazões máximas de cada ano, associadas a curva-chave, permitiu estabelecer os diferentes níveis de vazão e suas respectivas probabilidades de ocorrência. De acordo com Cavalcante (2018), o intervalo de 1,5 anos ( $Q_{1,5}$ ) é reconhecido na literatura específica como sendo o de recorrência do nível de margens plenas (*bankfull*). Por nível de margens plenas consideramos quando o fluxo de vazão ocupa de uma margem a outra, imediatamente cobrindo todas as barras arenosas (WOLMAN e LEOPOLD, 1957; CAVALCANTE, 2018). O intervalo de 2,33 anos é usado para determinar a enchente média anual dentro de uma série de vazões máximas anuais (LEOPOLD, WOLMAN e MILLER, 1964).

A avaliação do período de retorno para as vazões máximas diárias registradas na bacia do alto Rio Paraíba mostrou que o intervalo de 1,5 anos ( $Q_{1,5}$ ) não foi suficiente para atingir o nível de margem plena (Figura 33 e 34). Essa característica também foi observada por Cavalcante (2018), ao avaliar o regime fluvial do Rio Jaguaribe no Ceará. A autora destaca que além da irregularidade natural dos fluxos em rios semiáridos, o aumento do número de barramentos nas últimas décadas vem contribuindo para aumentar a regularização das vazões.

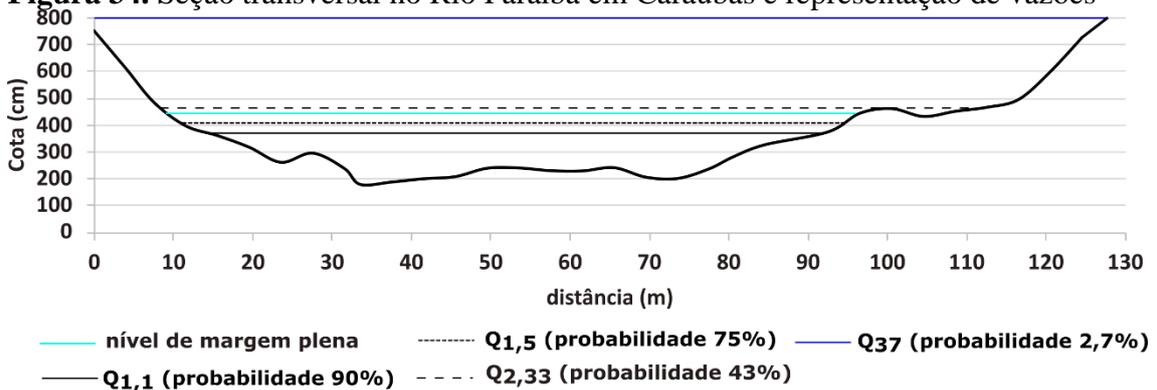
**Figura 33.** Período de retorno para vazões máximas diárias na bacia do alto Rio Paraíba



Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

O intervalo de 2,33 anos ( $Q_{2,33}$ ) superou o nível de margens plenas, atingindo a planície de inundação (Figura 34). Foi possível observar que em mais de 90% dos anos avaliados o Rio Paraíba apresentou bom nível de água, suficiente para a ocorrência dos processos geomorfológicos fluviais. Contudo, destaca-se que a grande questão é a duração desses níveis de vazão, geralmente poucos dias. Assim, sugere-se que o trabalho geomorfológico realizado pelo Rio Paraíba (erosão, transporte e sedimentação) tem frequência anual, contudo, associado a eventos isolados diários de alta magnitude.

**Figura 34.** Seção transversal no Rio Paraíba em Caraúbas e representação de vazões



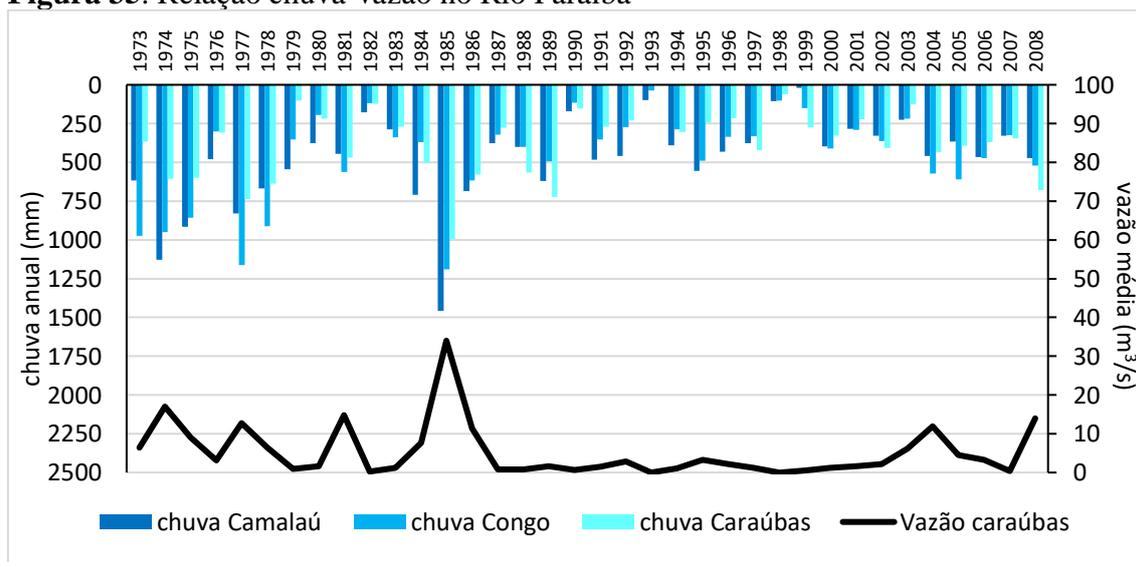
Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

### 6.5.1. RELAÇÃO CHUVA-VAZÃO NA ESTAÇÃO CARAÚBAS

Correlacionar dados de chuvas com os de vazão é uma das formas de avaliar o regime fluvial, determinando no hidrograma o tempo de resposta da vazão a ocorrência de chuvas na bacia, bem como separar a contribuição da chuva dos fluxos subterrâneos na composição da vazão. Para comparar com os dados de vazão anual foi utilizado os volumes anuais de chuva do município de Camalaú. Esse município foi escolhido por estar localizado numa posição central da bacia do alto Rio Paraíba.

A Figura 35 mostra a relação chuva-vazão entre o posto pluviométrico da cidade de Camalaú e a estação fluviométrica do município de Caraúbas. De modo geral, observou-se uma forte relação entre a chuva e a vazão no alto Rio Paraíba. Os anos de maior vazão tiveram expressivos volumes de chuva anual, como nos anos de 1985 e 1974. Outro aspecto que pode ser confirmado é que a vazão do Rio Paraíba é quase que exclusivamente da chuva, não havendo contribuição significativa de água subterrânea. Isto pode ser constatado nos anos de 1993 e 1998-99, onde os índices pluviométricos foram inferiores a 100 mm e o rio apresentou não apresentou vazão significativa.

**Figura 35.** Relação chuva-vazão no Rio Paraíba

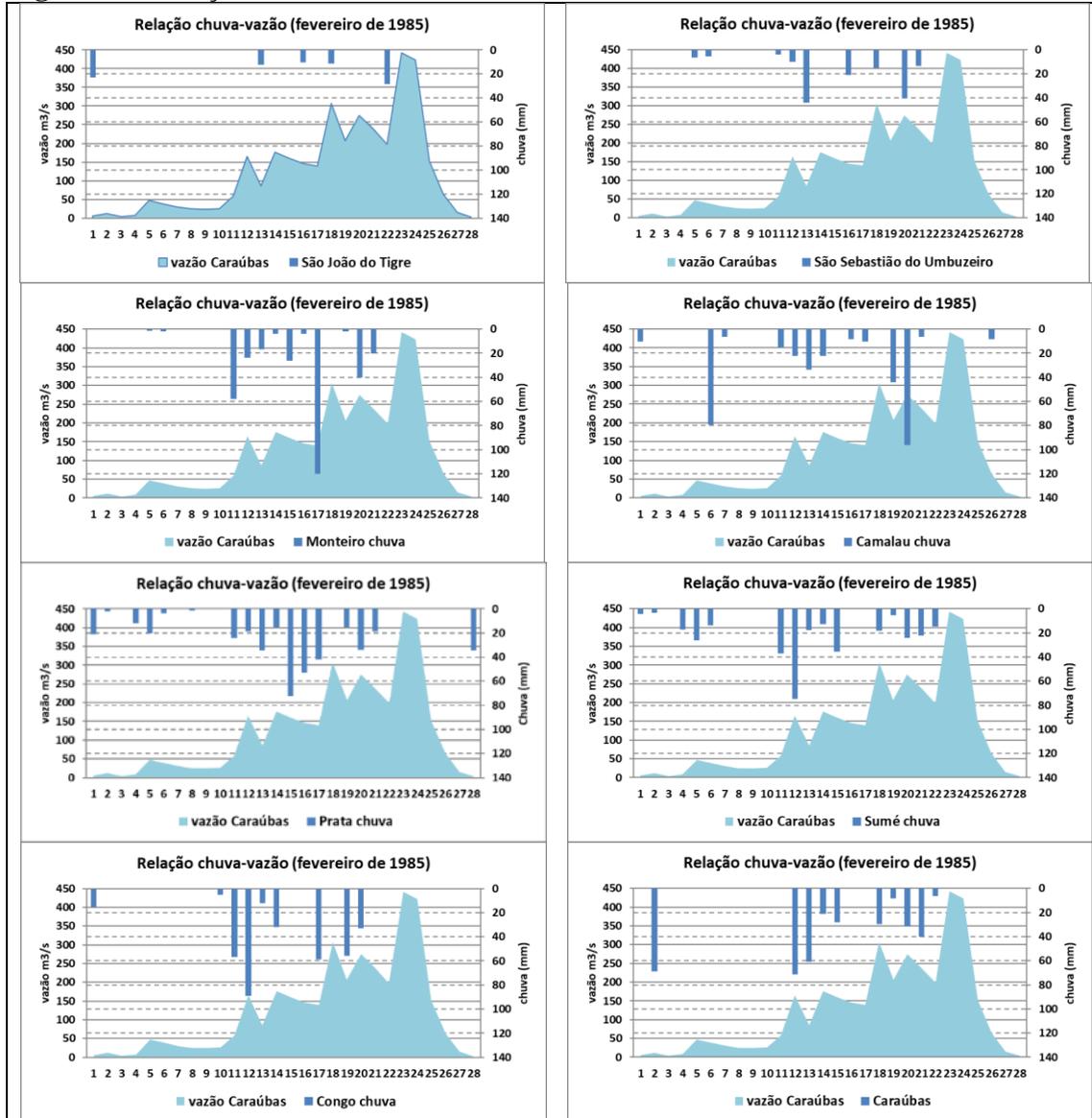


Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

Para verificar a resposta do Rio Paraíba em Caraúbas frente as chuvas na bacia, optou-se por um recorte diário de análise da relação chuva-vazão. Para esta análise foi escolhido o mês de fevereiro de 1985. O ano de 1985 foi o ano que apresentou a maior quantidade vazão em toda a séria amostral. Dentro do ano de 1985, o mês de fevereiro foi o que apresentou a maior vazão média. Como a bacia do alto Rio Paraíba é muito grande

(superior a 6200 km<sup>2</sup>), a curva de vazão do mês de fevereiro de 1985 foi correlacionada com as chuvas que caíram no mesmo período nos municípios de Monteiro, Prata, Sumé, São João do Tigre, São Sebastião do Umbuzeiro, Camalaú, Congo e Caraúbas (Figura 36).

**Figura 36.** Relação chuva-vazão no mês de fevereiro de 1985



Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

No mês de fevereiro de 1985, os municípios de São João do Tigre e São Sebastião do Umbuzeiro registraram baixos índices pluviométricos e, portanto, não contribuíram de maneira efetiva para a curva de vazão registrada na estação Caraúbas. As chuvas no município de Caraúbas, onde está localizado a estação fluviométrica, também demonstraram não ter influência significativa na vazão, como pode ser observado no dia 2, quando choveu aproximadamente 70 mm e não houve resposta na curva de vazão. Os

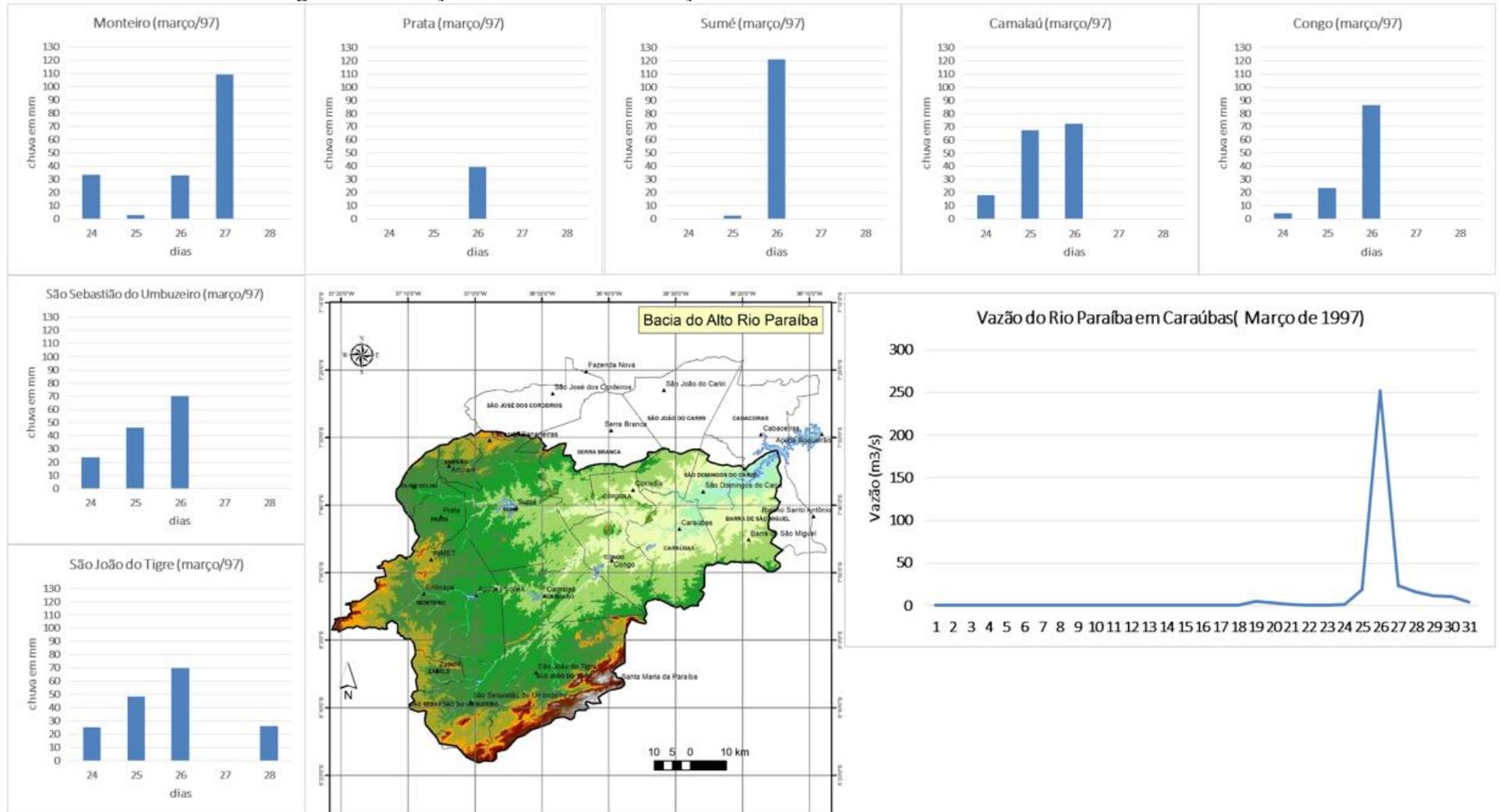
municípios de Prata e Sumé com suas chuvas, tiveram uma pequena influência na curva de vazão registrada em Caraúbas, isso pode ser explicado pela grande distância, a presença do açude de Sumé e o próprio volume de chuvas distribuídos no mês.

As chuvas que caíram nos municípios de Monteiro, Camalaú e Congo tiveram maior correlação e forte resposta na vazão em Caraúbas. Destacam-se as chuvas ocorridas em Monteiro, 120 mm no dia 17, em Camalaú 80 e 93 mm nos dias 6 e 20 e no Congo 90 mm no dia 12. Os picos de vazão de duração de um dia confirmam a rápida resposta da vazão no canal em relação a chuva, indicando a atuação predominante do escoamento superficial. De acordo com Stevaux e Latrubesse (2017), as rochas e os solos influenciam sobremaneira na dinâmica hidrológica de uma bacia onde, de modo geral, bacias que drenam áreas rochosas e solos de baixa permeabilidade possuem predomínio do escoamento direto da chuva.

Um fator extremamente importante é o papel dos diversos açudes existentes no regime fluvial. É evidente que, a grande chuva que caiu em Monteiro no dia 17 (120 mm), ao produzir um grande fluxo no Rio Paraíba, este encontraria dois açudes no percurso antes de chegar na estação Caraúbas, o Poções ainda no município de Monteiro e o de Camalaú no município homônimo. Se esses açudes estivessem na época com níveis baixos, que pudessem absorver todo o fluxo, nada seria afetado a jusante. Entretanto, caso esses açudes estivessem sangrando ou próximo disso, o volume do fluxo a jusante da barragem seria aumentado substancialmente. No banco de dados históricos disponível no site da AESA (Agência Executiva de Gestão das Águas) não há registro de informação sobre os açudes localizados na bacia do alto Rio Paraíba. Contudo, consta que o açude Epitácio Pessoa (Boqueirão) estava sangrando no mês de fevereiro de 1985, isso indica que, muito provavelmente, esses açudes também estavam.

O ano de 1985 foi muito chuvoso e vários açudes situados a montante da estação Caraúbas poderiam estar sangrando, isso influenciou no tempo e na intensidade de resposta da vazão. Assim, foi feita uma nova análise diária em um ano não chuvoso para avaliar a resposta da vazão no canal em Caraúbas sem a influência dos açudes no aumento do fluxo. O mês de março de 1997 foi interessante pois registrou um pico de vazão de  $250 \text{ m}^3/\text{s}$  no dia 26, sendo praticamente toda a vazão registrada no mês (Figura 37).

**Figura 37.** Relação chuva-vazão em março de 1997 na bacia do alto Rio Paraíba



Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

Das chuvas que ocorreram nos municípios analisados, verificou-se que em São João do Tigre e São Sebastião do Umbuzeiro tiveram chuvas nos dias 24, 25 e 26 e não influenciaram no pico de vazão do dia 26 em Caraúbas. A presença dos açudes de Santo Antônio e Cordeiros, que no momento estavam com 47% e 56% de sua capacidade respectivamente (Tabela 26), explicam a não contribuição dessas águas. Situação semelhante pode ser apontada para os municípios de Monteiro e Prata. Em Prata choveu 40 mm no dia 26, contudo o fato de estar muito distante e, também, ter o açude de Sumé no caminho, não foi suficiente para contribuir com a vazão em Caraúbas. Em Monteiro as chuvas foram poucas até o dia 26 e, ainda, tem os mesmos motivos dos municípios anteriores. No dia 27 choveu 110 mm e não resultou em nenhum aumento de vazão no Rio Paraíba em Caraúbas. Este fato confirma que toda essa chuva ficou represada no açude Poções, que na ocasião estava em 6,3% de sua capacidade.

**Tabela 26.** Volume dos açudes na bacia do alto Rio Paraíba em março de 1997

<i>Açude</i>	<i>Município</i>	<i>Capacidade (m<sup>3</sup>)</i>	<i>Volume</i>	
			(m <sup>3</sup> )	(%)
<b>Camalaú</b>	Camalaú	48.107.240	24.704.072	51,35
<b>Campos</b>	Caraúbas	6.594.392	4.419.005	67,01
<b>Cordeiro</b>	Congo	69.965.945	39.356.215	56,3
<b>Epitácio Pessoa</b>	Boqueirão	411.686.287	204.207.747	49,6
<b>Poções</b>	Monteiro	29.861.562	1.881.300	6,3
<b>Santo Antônio</b>	São Sebastião do Umbuzeiro	24.424.130	11.561.341	47,34
<b>Sumé</b>	Sumé	44.864.100	3.148.955	8,56

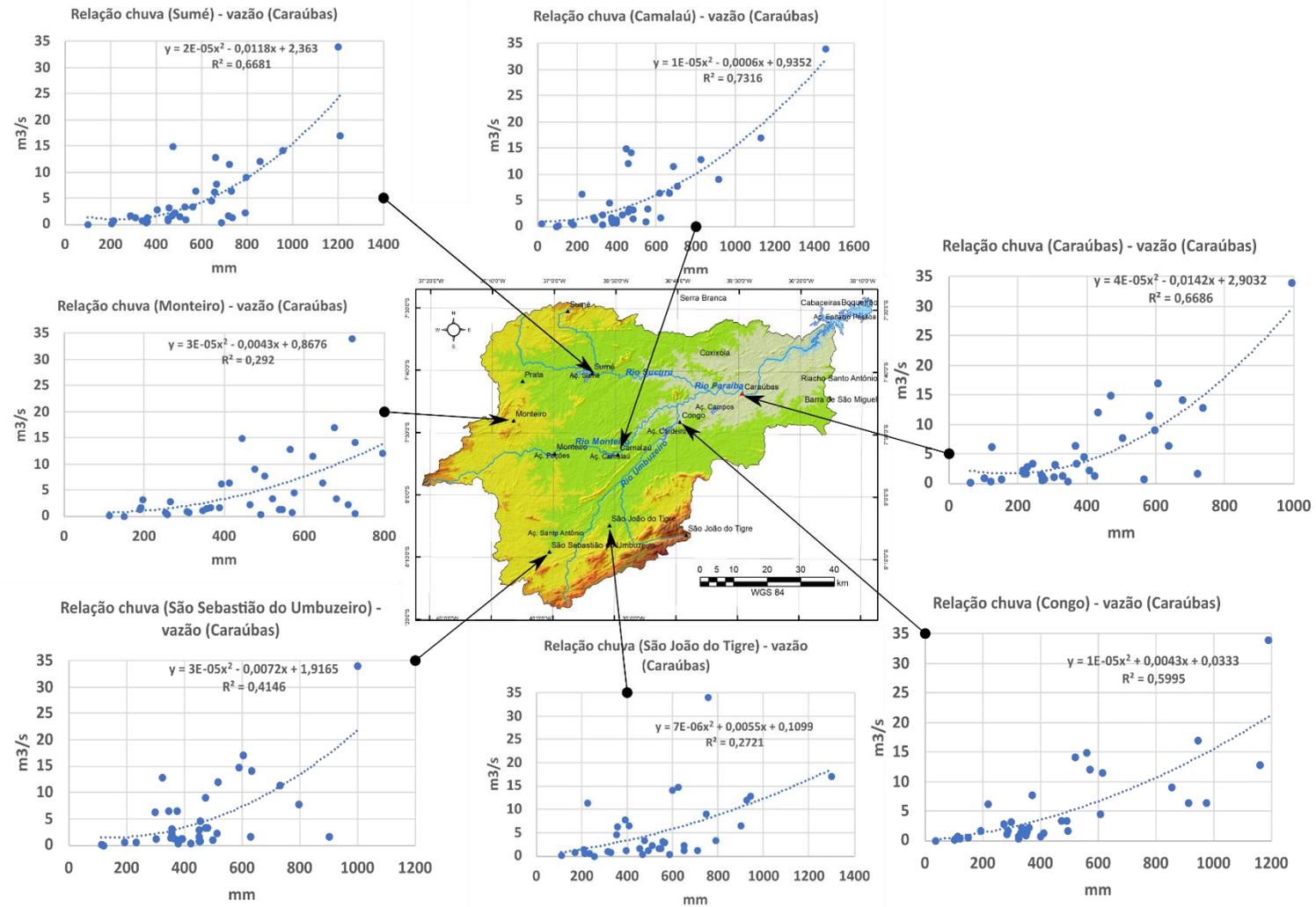
Fonte: AESA. Elaborado pela autora, 2021.

As chuvas que ocorreram nos municípios de Sumé, Camalaú e Congo tiveram contribuição para a formação do pico de vazão registrado no dia 26, no Rio Paraíba, em Caraúbas. No dia 25 teve uma chuva de 67 mm em Camalaú gerando uma discreta elevação na curva de vazão. Nos outros dois municípios não ocorreram chuvas expressivas nesse dia. Desta forma, verificou-se que o pico de vazão é gerado pela chuva oriunda do mesmo dia. Sumé e Camalaú estão a aproximadamente 58 km de canal do local da seção de Caraúbas. No dia 26 choveu 121 mm em Sumé e 72 mm em Camalaú, onde esse volume de chuva produziu grandes descargas que chegaram ao mesmo tempo em Caraúbas, produzindo uma grande descarga de pico. Soma-se a esses volumes, os 87 mm de chuva que caíram no Congo, que está a apenas 32,6 km de canal da seção Caraúbas. No dia 27 não houve ocorrência de chuva nessas localidades e o pico de vazão caiu 90% em relação ao dia anterior.

Para avaliar a influência das chuvas na bacia nos picos de vazão produzidos na seção de Caraúbas ao longo de toda a série histórica de dados, foi feita a correlação dos volumes de chuva e vazão para cada ano, por localidade estudada. A figura 38 reúne a correlação de chuva em sete localidades com a vazão em Caraúbas. As chuvas de Camalaú foram as que melhor se relacionaram com a vazão em Caraúbas, com valor de 0,7316. Na sequência da melhor para a pior correlação, obteve-se Congo, Caraúbas, Sumé, São Sebastião do Umbuzeiro, São João do Tigre e Monteiro. Esse resultado corrobora as análises anteriores e fica claro a influência dos açudes no regime fluvial do Alto Rio Paraíba. Em Monteiro foi observada a pior relação entre a chuva e a vazão e isso pode ser explicado pelo fato de ter 2 grandes açudes no caminho até a estação Caraúbas.

Xavier *et al.* (2012) apontaram a influência dos barramentos na regularização da vazão em toda a bacia do Rio Paraíba. Os autores mencionaram que a maior vazão registrada foi a jusante da barragem de Boqueirão, superando as vazões do baixo curso. A jusante das barragens pode ter ausência de vazão ou ter picos de vazão acima das condições naturais, quando o grande volume de água represado começa a extravasar. Cunha (1998) ressaltou que a construção de barragens em vales fluviais altera a sequência natural do rio e os efeitos se propagam em cadeia, com reações muitas vezes irreversíveis e a regularização das vazões pode diminuir as variações abruptas dos níveis de água dos rios a jusante das barragens.

**Figura 38.** Correlação chuva-vazão anual de 1973 a 2008 na bacia do alto Rio Paraíba

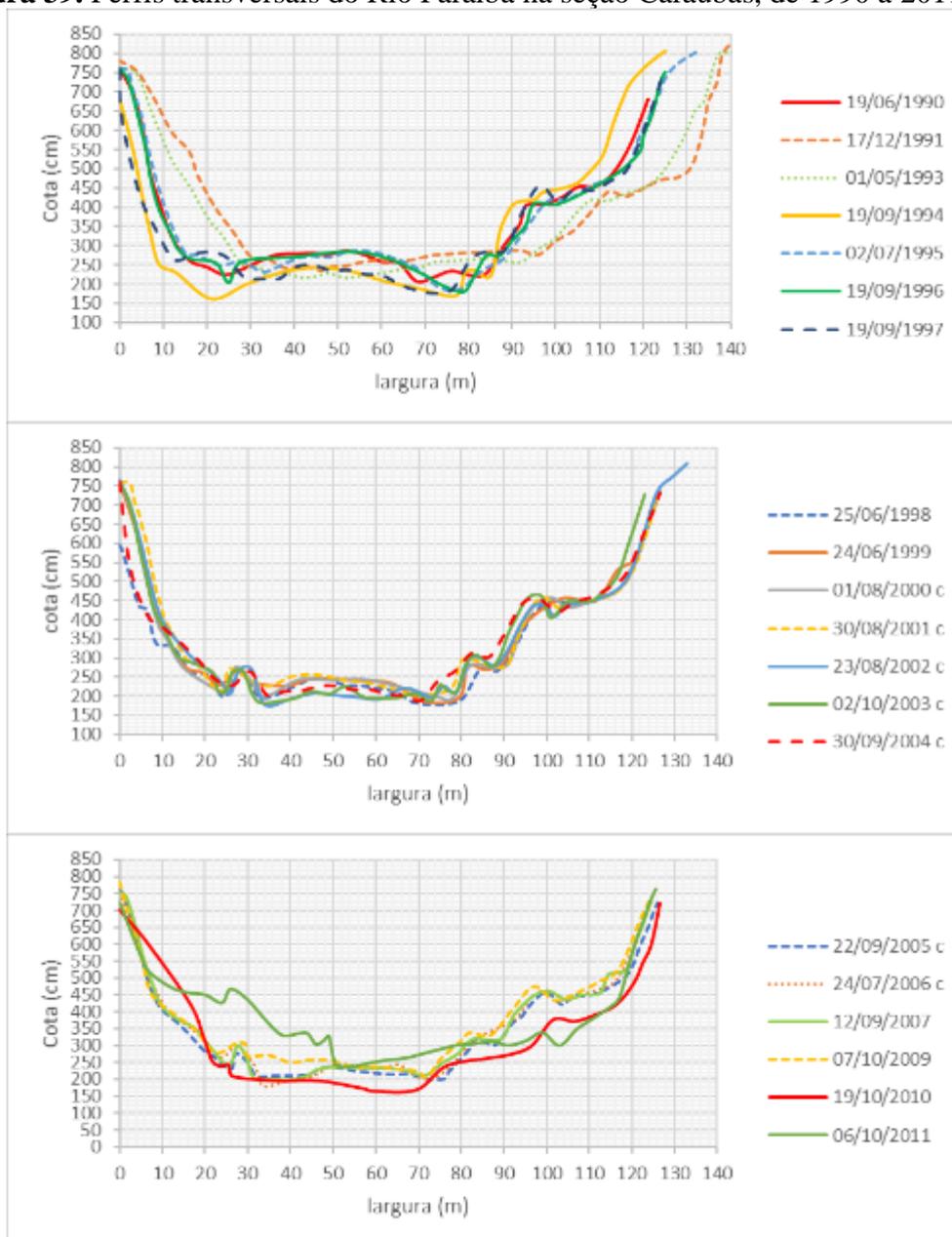


Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

## 6.6. DINÂMICA EVOLUTIVA DA MORFOLOGIA DO CANAL EM CARAÚBAS

Através da análise visual dos perfis transversais do canal, verifica-se grande variação da forma, com mudanças significativas na largura e na profundidade (Figura 39). Essas mudanças evidenciam os processos de erosão e assoreamento no canal. Pode-se observar grande variação morfológica entre 1990 a 1994 e entre 2002 e 2011, com alternâncias de erosão e assoreamento. O período entre 1994 e 2002 foi de menor modificação na forma do canal.

**Figura 39.** Perfis transversais do Rio Paraíba na seção Caraúbas, de 1990 a 2011



Fonte dos dados AESA, via Hidroweb-ANA. Elaborado pela autora, 2021.

A Tabela 27 reúne os dados de largura ( $W_{mp}$ ), profundidade ( $D_{mp}$ ), área ( $A_{mp}$ ), índice de forma ( $F$ ), variação do índice forma ( $\Delta F$ ), variação residual da área na seção transversal ( $\Delta A\%$ ) e variação total da área na seção transversal ( $|\Delta A\%$ ).

Os dados morfológicos da seção Caraúbas confirmam a forte variabilidade da dinâmica dos processos erosivos e deposicionais. Dos 21 levantamentos topográficos da seção transversal do canal principal em Caraúbas, verifica-se que a maior área observada foi de 581,43 m<sup>2</sup>, em 1993, e a menor foi de 443,12 m<sup>2</sup>, no ano 2001. Isto representa uma modificação de 138 m<sup>2</sup> (24%) na área da seção em 8 anos de intervalo.

Das 20 análises comparativas entre a morfometria anterior e a posterior, o índice de forma do canal mostrou em sua variação 7 anos com tendências degradacionais (erosão) e 13 anos agradacionais (deposição).

**Tabela 27.** Características morfológicas da seção transversal do Rio Paraíba, em Caraúbas

<i>Data</i>	<i>Wmp</i> (m)	<i>Dmp</i> (m)	<i>Amp</i> (m <sup>2</sup> )	<i>F</i>	$\Delta F$	$\Delta A\%$	$ \Delta A\% $
19/06/1990	121	4,09	495,01	29,57	-	-	-
17/12/1991	140	4,12	577,5	33,93	4,36	-16,66	16,66
01/05/1993	142	4,09	581,43	34,67	0,74	-0,68	0,68
19/09/1994	125	4,22	527,62	29,61	-5,06	9,25	9,25
02/07/1995	133	3,95	526,01	33,62	4,01	0,30	0,30
19/09/1996	125	3,74	468,62	33,34	-0,28	10,91	10,91
19/09/1997	124	4,28	532,43	29,06	-4,27	-13,61	13,61
13/12/1997	125	4,09	511,25	30,56	1,49	3,97	3,97
25/06/1998	126,5	3,97	502,96	31,81	1,25	1,62	1,62
24/06/1999	126,5	3,88	491,32	32,56	0,75	2,31	2,31
01/08/2000	126,5	3,84	486,13	32,91	0,34	1,05	1,05
30/08/2001	126,5	3,50	443,12	36,11	3,19	8,84	8,84
23/08/2002	133	4,40	585,73	30,19	-5,91	-32,18	32,18
02/10/2003	123	4,01	493,84	30,63	0,43	15,68	15,68
30/09/2004	126,5	4,19	531,17	30,12	-0,50	-7,55	7,55
22/09/2005	126	3,72	469,85	33,78	3,66	11,54	11,54
24/07/2006	125	4,07	508,24	30,54	-3,24	-8,17	8,17
12/09/2007	125	3,75	467,25	33,22	2,67	8,06	8,06
07/10/2009	124	4,17	517,82	29,69	-3,53	-10,82	10,82
19/10/2010	126,6	3,81	482,51	33,21	3,52	6,81	6,81
06/10/2011	125,5	3,61	453,55	34,72	1,50	6,00	6,00

$W_{mp}$  = largura da seção;  $D_{mp}$  = profundidade média da seção;  $A_{mp}$  = área da seção transversal;  $F$  = índice de forma do canal;  $\Delta F$  = variação do índice de forma do canal;  $\Delta A\%$  = variação residual da área na seção transversal;  $|\Delta A\%|$  = variação total da área na seção transversal. Fonte dos dados AESA. Elaborado pela autora, 2021.

## 6.7. MORFOLOGIA FLUVIAL

### 6.7.1 Rio Umbuzeiro (P1)

O ponto 1 (P1) foi escolhido para representar a bacia hidrográfica do Rio Umbuzeiro, num trecho mais a jusante possível, porém, distante ainda do açude do Congo (Figura 11). O local escolhido foi no Rio Umbuzeiro, num trecho em que ele é cortado por uma estrada rural, vindo da entrada da cidade de Camalaú. Neste trecho, o Rio Umbuzeiro apresenta-se pouco sinuoso, tendendo a uma forma mais retilínea (índice de sinuosidade 1,07).

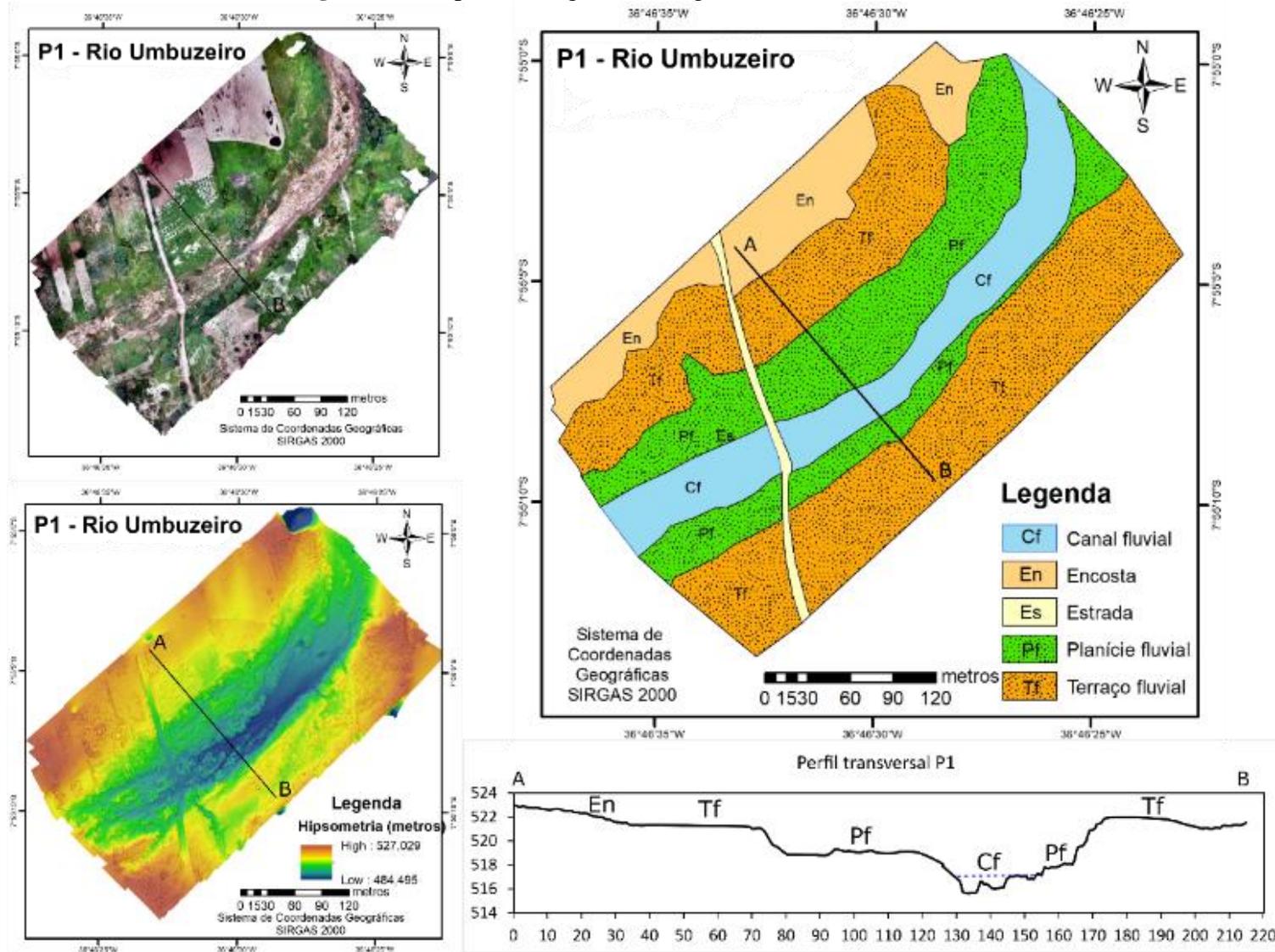
O levantamento aerofotogramétrico permitiu elaborar uma ortofoto e um modelo digital do terreno, dos quais foi possível fazer um mapeamento geomorfológico do setor bem como realizar perfis transversais e medições de área e de distâncias entre as classes (Figura 40).

Durante o trabalho de campo, o Rio Umbuzeiro encontrava-se sem fluxo d'água corrente em seu leito, contudo foi possível verificar o caminho do talvegue devido a areia úmida e a presença de alguns acúmulos de água. O leito é arenoso e com pouca presença de mata ciliar em suas margens. A área tem como principal uso a agricultura, onde a população aproveita os solos férteis e mais úmidos contidos nas planícies de inundação e nos terraços fluviais.

Neste setor, o rio apresenta seu leito arenoso, com largura média de 30 metros, e presença de planície e terraço fluviais em ambas as margens (Figura 40). As planícies fluviais encontram-se entre 1 e 2 metros acima do leito, e em relação a extensão a da margem esquerda é maior, atingindo cerca de 50 metros. Os terraços fluviais ocorrem paralelamente ao canal e situam-se entre 4 e 5 metros acima do nível do leito arenoso. Um aspecto importante é que as bordas do canal não são bem marcadas e o aspecto visível que limita o fim do leito e o início da planície de inundação é a própria presença da vegetação. Essa transição apresenta declividade suave, não havendo ruptura de declive.

A partir do perfil longitudinal, observa-se que este trecho possui baixa declividade e que, somado ao fato de estar próximo ao Açude do Congo, configuram uma diminuição da energia e a dominância dos processos de sedimentação fluvial. A grande quantidade de areia no leito, associada à presença das formas deposicionais de planície e terraço, evidenciam que o Rio Umbuzeiro, neste trecho, apresenta grande capacidade de cheia, depositando os sedimentos transportados das partes superiores da bacia.

**Figura 40.** Mapeamento geomorfológico de detalhe do Ponto 1



Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

### 6.7.2. Rio Monteiro (P2)

Assim como em P1, o ponto 2 (P2) foi escolhido no Rio Monteiro de forma a representar a dinâmica hidro-sedimentológica da bacia, antes da confluência com o Rio Umbuzeiro (Figura 11). O local escolhido foi no Rio Monteiro a montante da ponte da rodovia PB-214, que liga Sumé ao Congo.

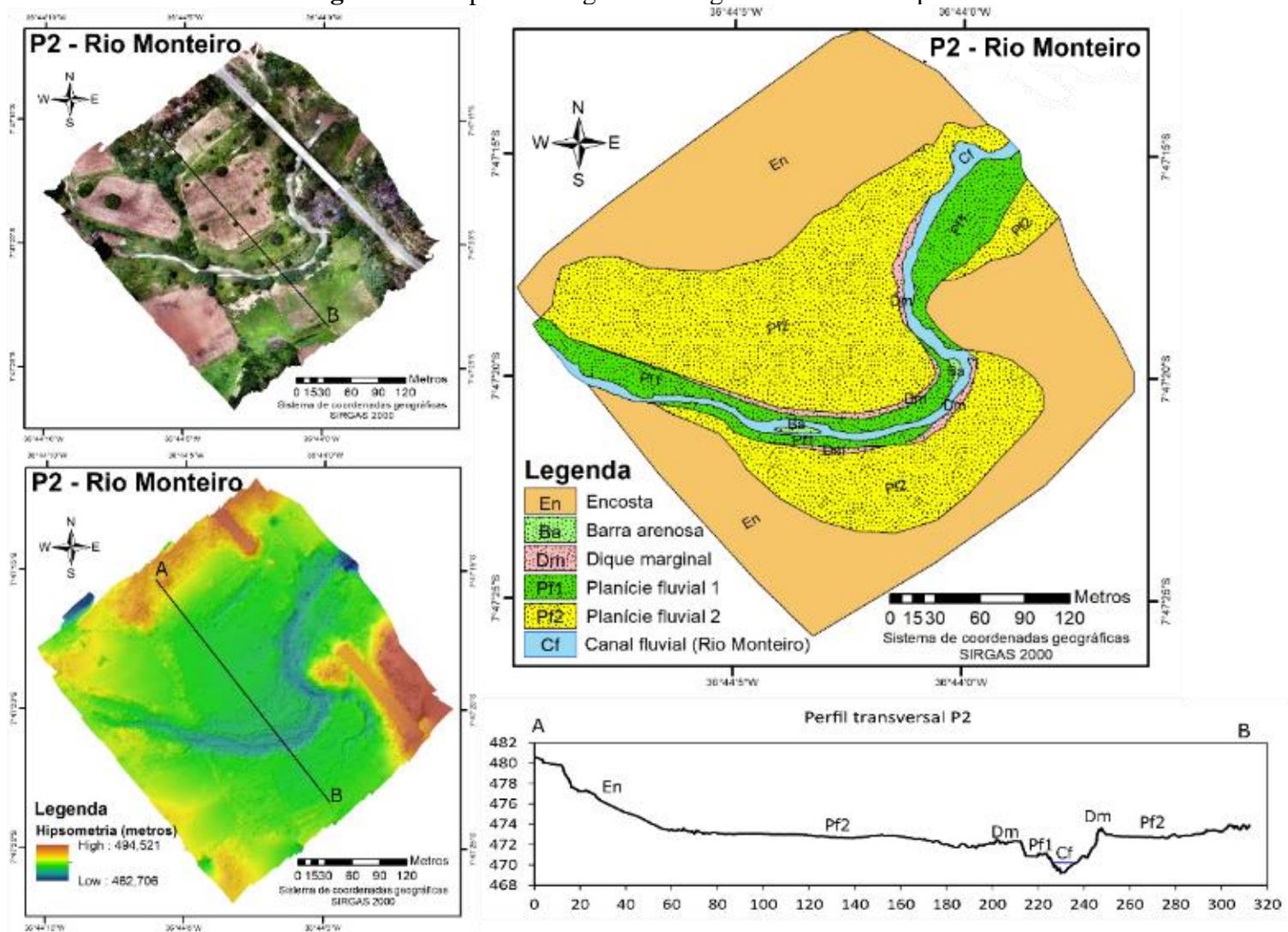
Neste trecho, o Rio Monteiro apresenta menor declividade (de acordo com o perfil longitudinal), é mais sinuoso (índice de sinuosidade 1,37) que o Rio Umbuzeiro no ponto 1, e está a jusante de duas importantes barragens: os Açudes Poções e Camalaú. O resultado do levantamento aerofotogramétrico, com seus produtos e interpretações podem ser observados na figura 41.

Neste trecho, o Rio Monteiro apresenta feições geomorfológicas bem definidas, um vale mais encaixado e a nítida transição entre as unidades geomórficas do vale fluvial. No dia do levantamento, o Rio Monteiro encontrava-se com vazão fluvial, alimentada pelas águas da transposição do Rio São Francisco. A área se encontra bastante antropizada, ou seja, sem a cobertura original de caatinga pois é amplamente utilizada para atividades agrícolas.

O canal apresenta largura variando entre 5 e 10 metros, com presença de algumas barras arenosas e pouca mata ciliar. A presença de afloramentos rochosos na margem direita, fez com que o rio migrasse para esquerda, criando um semi-alvéolo, sendo possível observar, inclusive, evidências de um paleo-canal a direita do canal atual. Dentro desse semi-alvéolo desenvolveu-se uma extensa área deposicional, sendo classificada como duas planícies de inundação, pois segundo moradores locais, nas cheias do Rio Monteiro as águas atingem o segundo nível deposicional mais elevado.

O primeiro nível deposicional é estreito e possui 1 metro acima do canal, sendo classificado como planície de inundação 1. O segundo nível deposicional é largo (mais de 150 metros de extensão) e situa-se entre 2 e 3 metros acima do canal. Como as águas do Rio Monteiro atingem esse nível durante as cheias, esta unidade foi classificada como planície fluvial 2. Entre as duas planícies fluviais foram observados diques marginais acompanhando quase todo o canal neste trecho.

Figura 41. Mapeamento geomorfológico de detalhe do ponto 2



Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

### 6.7.3 Rio Sucuru (P3)

O ponto 3 foi localizado no Rio Sucuru na interseção com a rodovia PB-200, que liga os municípios do Congo e Coxixola. O local foi de fácil acesso e é representativo dos processos geomorfológicos atuantes no Rio Sucuru, pois situa-se à 8 km do seu deságue no Rio Paraíba.

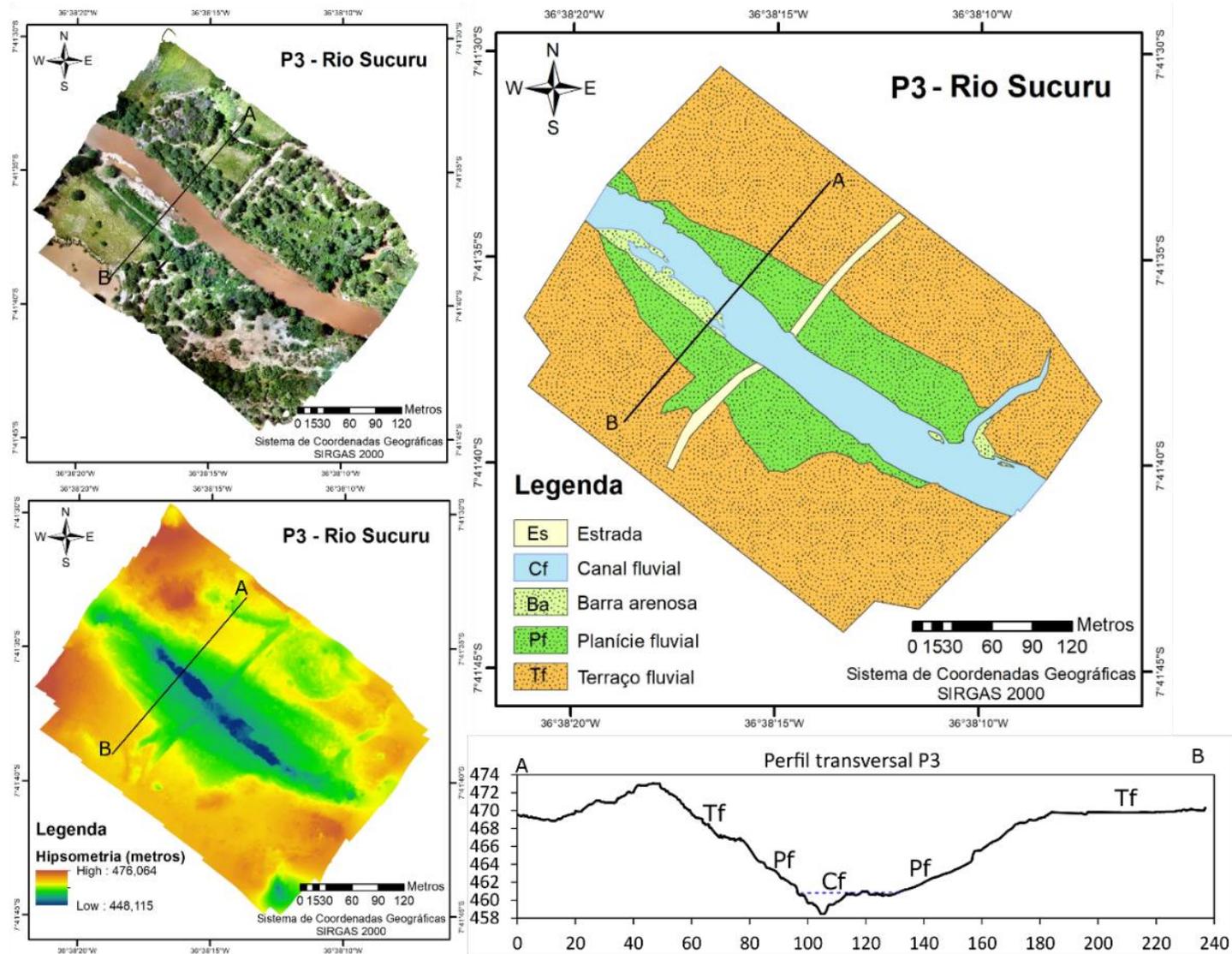
O Rio Sucuru encontra-se com menor declividade no trecho e apresenta valor do índice de sinuosidade de 1,25. De acordo com a análise do perfil longitudinal, esse trecho o rio apresenta forte incisão vertical. Essa característica corrobora para existência de um amplo e elevado terraço fluvial em ambas as suas margens. A figura 42, representa todos os produtos obtidos a partir do levantamento aerofotogramétrico com drone.

O Rio Sucuru estava com vazão em nível de margem plena, ou seja, com todo o canal preenchido com água. A largura do canal variou entre 30 e 34 metros, com presença de algumas barras arenosas. O canal neste trecho apresenta estreitas planícies de inundação e amplos terraços fluviais, sugerindo que o Rio Sucuru está promovendo erosão vertical do leito e lateral dos terraços, para ampliar sua atual planície de inundação.

A planície de inundação atinge até 4 metros acima do canal atual e os terraços estão a 9,6 metros do canal, sendo um dos mais espessos encontrados em toda a bacia do alto Rio Paraíba. A transição da planície de inundação para o terraço não é clara, nem gradual e com declividade suave. A presença de mata ciliar é mais significativa ao longo do canal, apesar de ser basicamente composta por algaroba.

A análise dos três rios principais da bacia (Umbuzeiro, Monteiro e Sucuru), mostrou que o Rio Umbuzeiro é o mais retilíneo dos três, a largura do canal é superior à do Rio Monteiro e tem um nível de terraço de 5 metros em relação ao canal atual. O Rio Monteiro é o mais sinuoso, de menor largura de canal e menor espessura de depósitos fluviais, não apresentando terraço. O Rio Sucuru apresentou sinuosidade intermediária, a maior largura de canal e os depósitos fluviais mais espessos, chegando próximo a 10 metros em relação ao canal atual. Assim, o Rio Sucuru apresenta maior intensidade morfodinâmica fluvial, seguido pelo Rio Umbuzeiro e depois pelo Rio Monteiro.

**Figura 42.** Mapeamento geomorfológico de detalhe do ponto 3



Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

#### 6.7.4. Rio Paraíba (após a confluência dos Rios Umbuzeiro e Monteiro) (P4)

Este ponto foi localizado no Rio Paraíba após o encontro dos Rios Umbuzeiro e Monteiro e antes da chegada do Rio Sucuru. O ponto 4 foi no Rio Paraíba na interseção com a rodovia PB-200, no município do Congo. Neste trecho, canal estava com vazão fluvial, alimentada tanto pelas chuvas quanto pelas águas da transposição do Rio São Francisco. A figura 43 apresenta os resultados do levantamento aerofotogramétrico.

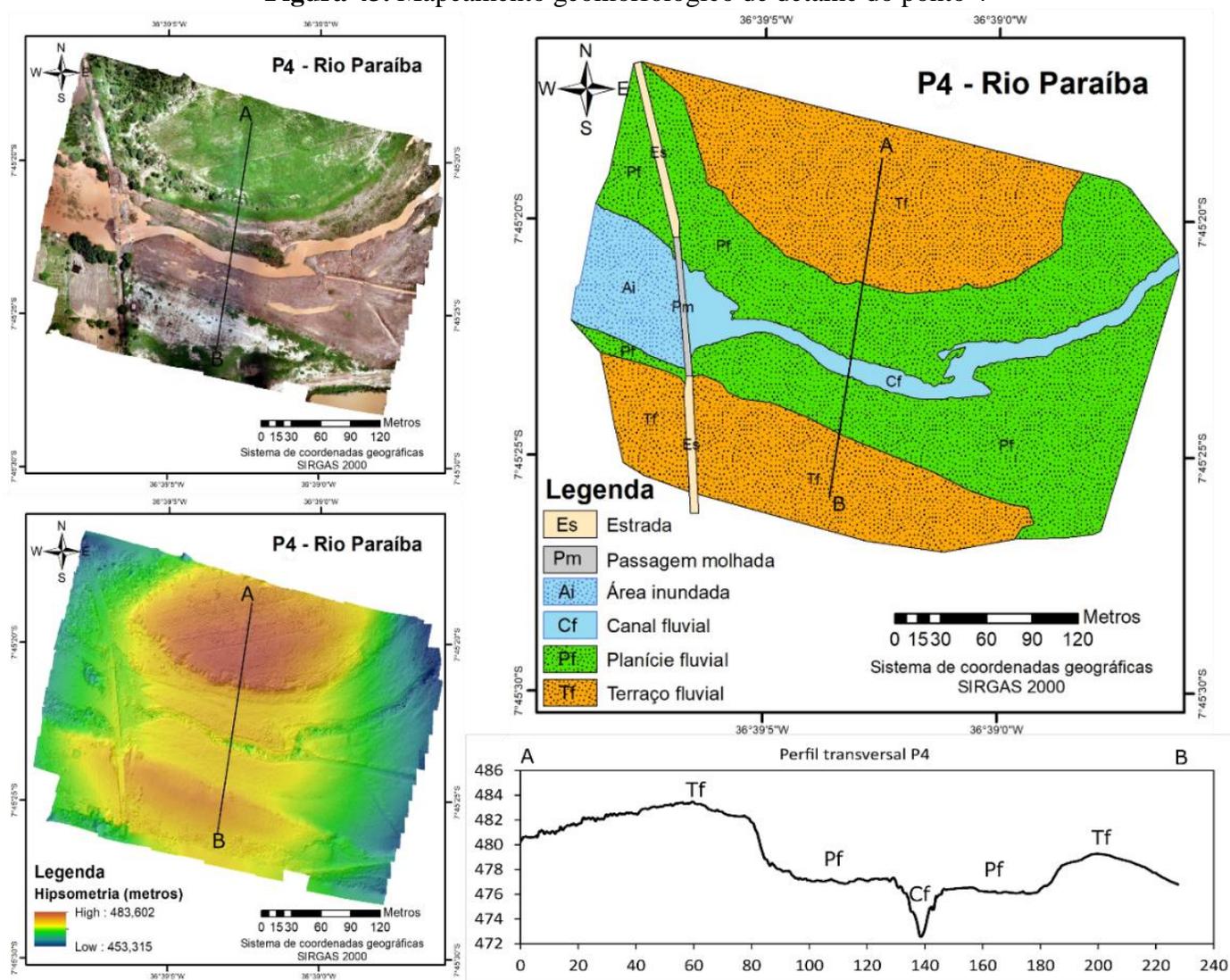
Devido à dimensão do vale fluvial e a magnitude das cheias do Rio Paraíba neste ponto, foi construído uma passagem molhada na rodovia PB-200 ao cortar o canal fluvial (Figura 44a). Essa obra faz com que haja um leve represamento do fluxo à montante da passagem molhada. O Rio Paraíba apresenta um vale amplo, com extensa planície fluvial e elevados terraços. O canal é bem marcado, com bordas bem definidas e transições para planície fluvial e terraço fluvial com rupturas de declive (Figura 44b). Essa característica sugere um certo ajuste entre forma e energia, de modo que a atual planície de inundação absorve as cheias, deixando os níveis de terraços bem marcados e sem recuos erosivos significativos.

A área inundada a montante da passagem molhada atingiu uma largura de 78 metros de espelho d'água. A jusante da passagem molhada o canal estreita-se e fica com uma largura que varia entre 9,5 e 17 metros. A cota de vazão foi 476 metros, a planície fluvial variou entre 477 e 478 metros, e o terraço fluvial mais elevado atingiu 483,5 metros, representando um nível de sedimentação de 7,5 metros acima da altura da lâmina d'água do canal atual.

#### 6.7.5. Rio Paraíba (após o deságue do Rio Sucuru) (P5)

O ponto 5 foi localizado no Rio Paraíba no município de São Domingos do Cariri, a cerca de 1 km do perímetro urbano, numa estrada de terra que atravessa o rio para a zona rural. Neste trecho, o canal encontrava-se com água em nível de margens plenas, também pela contribuição das chuvas e da transposição das águas do Rio São Francisco. A figura 45 apresenta os produtos do levantamento aerofotogramétrico.

**Figura 43.** Mapeamento geomorfológico de detalhe do ponto 4



Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

**Figura 44.** Ponto 4, Rio Paraíba no município do Congo-PB. A) Passagem molhada; b) Rio Paraíba com presença de planície e terraço fluvial.



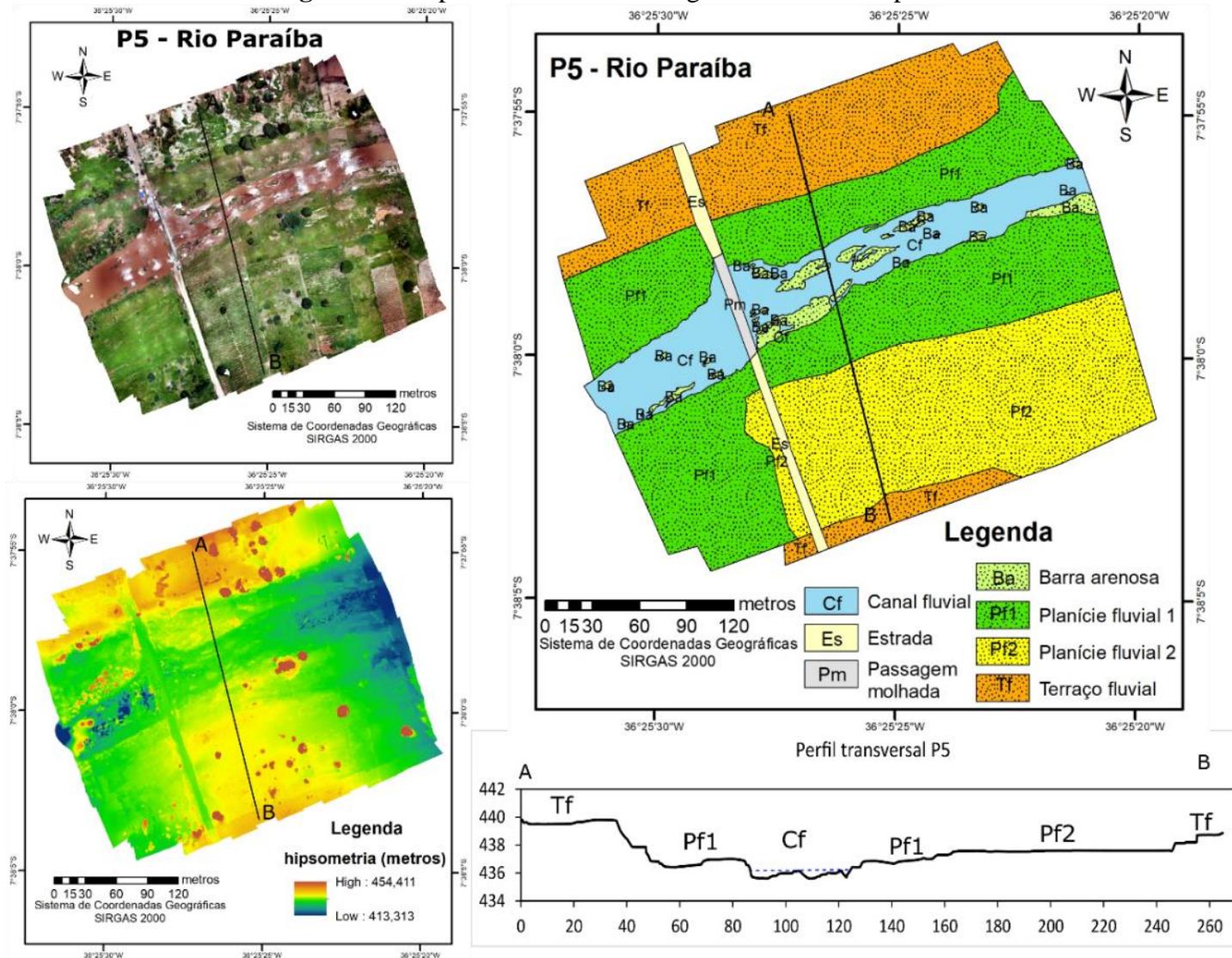
Fonte: elaborado pela autora, 2021. Fotos autorais, 2019.

Neste trecho, também pela largura do canal do Rio Paraíba, foi construído uma passagem molhada, contudo, esta passagem é diferente da feita no Congo, pois é mais baixa e em forma de escadaria, onde as águas escoam por cima da passagem (Figura 46), não havendo tubulações por debaixo.

A área inundada a montante da passagem molhada possui 50 metros de largura e o canal a jusante apresenta largura variando entre 25 e 41 metros. O vale amplo e o canal largo evidenciam o grande porte do rio, devido ser o ponto mais a jusante na bacia. Neste ponto foi observado a maior quantidade de barras arenosas no canal, evidenciando a diminuição da energia do rio e, conseqüentemente, da sua capacidade de transporte.

A planície de inundação ocorre entre 1 e 2 metros em relação ao canal, enquanto os níveis mais elevados dos terraços atingem 4 metros de altura para o canal. Apesar de baixa espessura relativa, o Rio Paraíba não atinge mais esse nível, segundo conversas com moradores locais, pois a grande distância (50 m na margem esquerda e 130 m na direita) para o canal impede a chegada das águas.

Figura 45. Mapeamento Geomorfológico de detalhe do ponto 5



Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

**Figura 46.** Passagem molhada sobre o Rio Paraíba em de São Domingos do Cariri-PB



Fonte: Acervo pessoal, 2019.

## 6.8. CARACTERIZAÇÃO DOS SEDIMENTOS DE FUNDO

### 6.8.1. Análise granulométrica

Os sedimentos depositados no fundo dos rios, de todos os pontos amostrados, são predominantemente arenosos (Tabela 28). Os teores de silte e argila são insignificantes e as variações observadas residem nas frações de areia (fina, média e grossa) e de cascalho.

O ponto amostral 1 foi situado no Rio do Umbuzeiro, zona rural do município de Camalaú (Figura 11). As coletas foram feitas da margem esquerda para a direita, num total de 5. A amostra P1.1 foi a de maior conteúdo de areia fina e não apresentou cascalho. As demais contêm um teor maior de areia grossa e presença de cascalho (Figura 47). Todas as amostras foram arenosas e com teores de silte e argila inexpressivos.

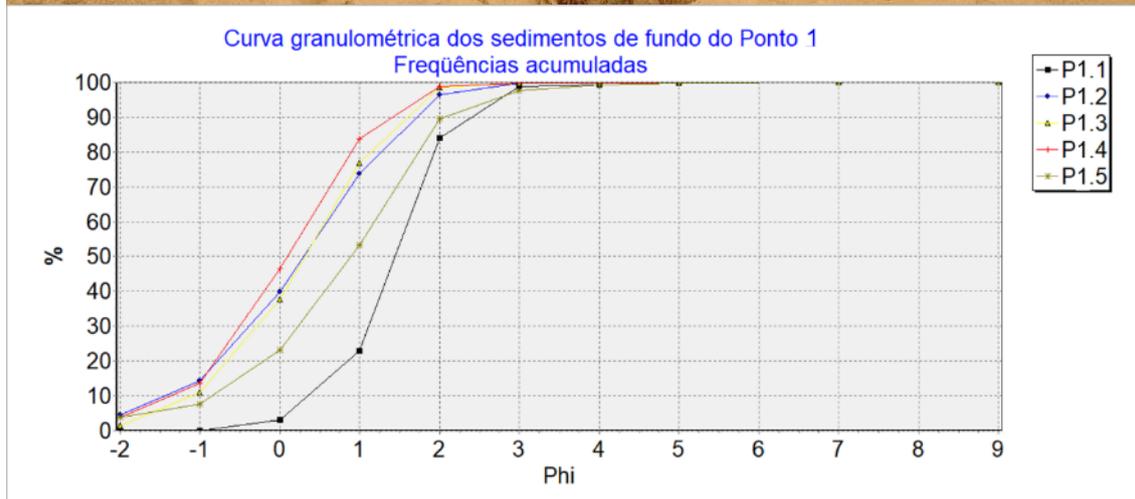
**Tabela 28.** Granulometria dos sedimentos do leito

Amostra	Granulometria (%)			
	Cascalho	Areia	Silte	Argila
P1.1 ME	0,09	99,27	0,58	0,06
P1.2	14,28	85,58	0,08	0,05
P1.3	11,08	88,75	0,12	0,05
P1.4	13,61	86,21	0,13	0,05
P1.5 MD	7,74	91,62	0,57	0,07
P2.2	2,34	97,01	0,59	0,06
P2.3	8,99	90,71	0,25	0,05
P2.4	19,78	79,04	0,79	0,39
P2.5 MD	21,72	77,14	0,76	0,38
P4.1 MD	0,00	98,32	1,59	0,09
P4.2	15,87	83,16	0,91	0,07
P4.3	10,40	89,19	0,36	0,05
P4.4	17,91	79,30	2,64	0,16
P4.5 ME	0,24	97,30	2,37	0,10
P3.1 MD	9,75	90,08	0,14	0,03
P3.2	7,16	92,76	0,06	0,02
P3.3	0,09	99,85	0,04	0,02
P3.4	0,00	97,71	2,26	0,03
P3.5 ME	2,53	96,91	0,46	0,10
P5.1 MD	0,00	99,43	0,54	0,04
P5.2	27,89	71,98	0,10	0,02
P5.3	18,07	81,78	0,13	0,03
P5.4	10,95	88,70	0,32	0,03

Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

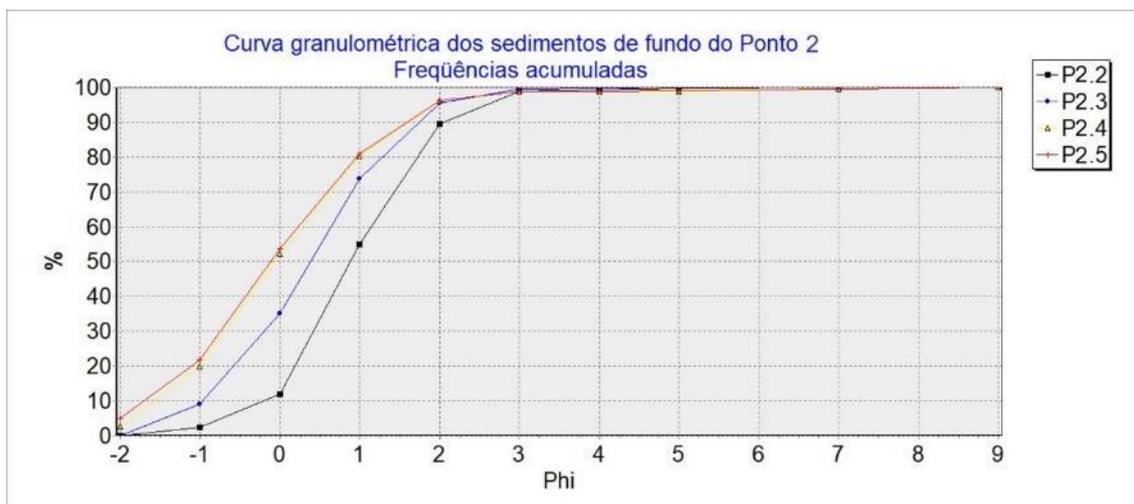
O ponto 2, localizado no Rio Paraíba, município do Congo, próximo a ponte da PB-214 sobre o rio. Foram feitas 5 coletas de sedimentos de fundo, distribuídas da margem esquerda para a direita (Figura 48). As curvas granulométricas indicam alto teor de areia e, de modo geral, observa-se o domínio da areia fina na margem esquerda e um aumento da areia grossa e de cascalho em direção a margem direita, onde há uma grande ilha fluvial (Figura 48).

**Figura 47.** Ponto amostral 1 (P1), Rio do Umbuzeiro. Curva granulométrica das amostras de sedimentos de fundo



Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

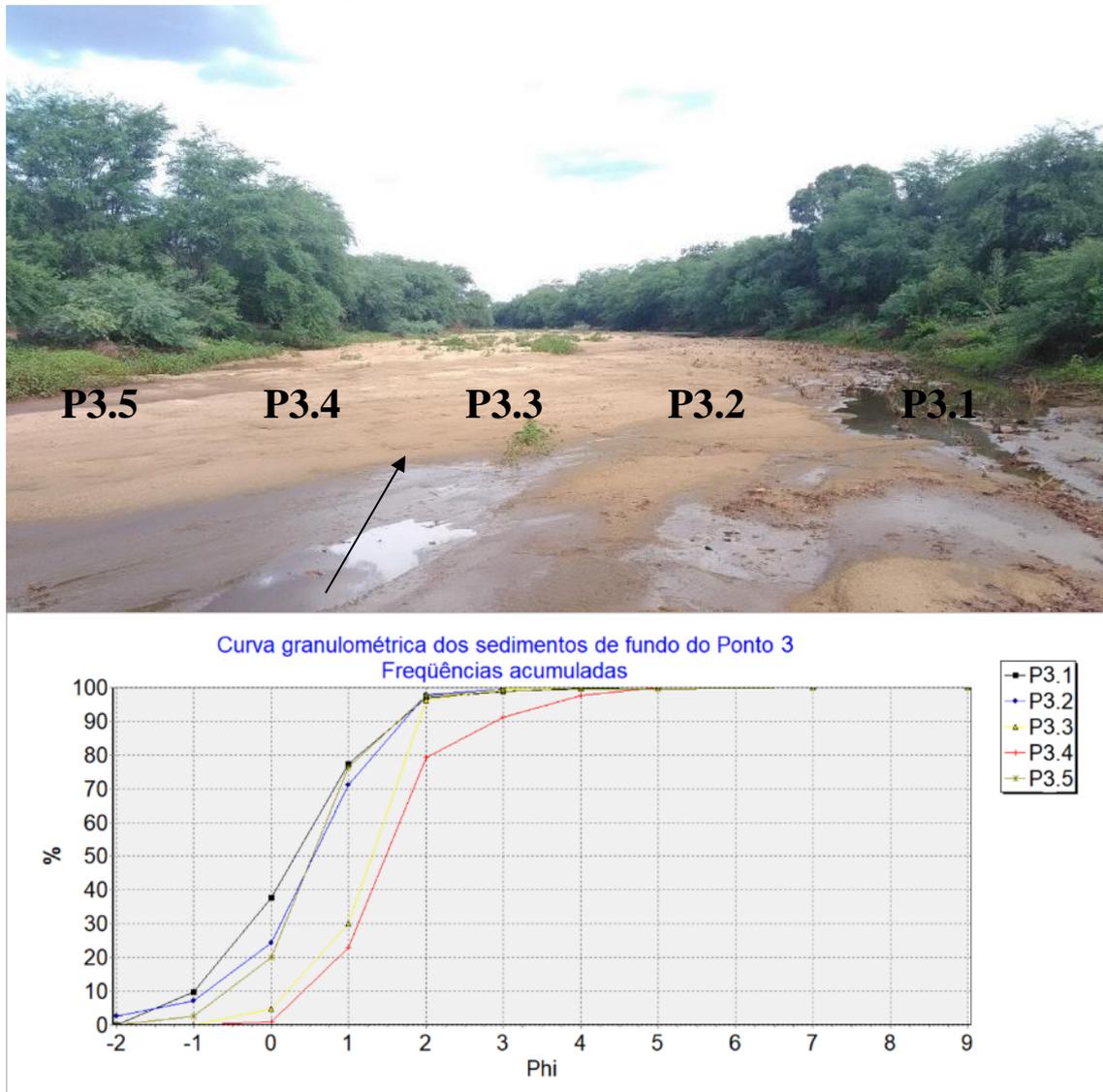
**Figura 48.** Ponto amostral 2 (P2), Rio Paraíba próximo a PB-214. Curva granulométrica das amostras de sedimentos de fundo



Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

O ponto 3 (P3) foi escolhido no Rio Sucuru, exatamente no seu encontro com a PB-200. Neste trecho o Rio Sucuru é a divisa territorial entre os municípios do Congo e de Coxixola. Todas as amostras foram arenosas sem grandes variações entre elas e a presença de cascalho é a mais baixa entre todos os pontos (Figura 49). Neste ponto não foram observadas a presença de grandes ilhas no leito, mas sim um assoreamento generalizado com poucas variações altimétricas no fundo do leito.

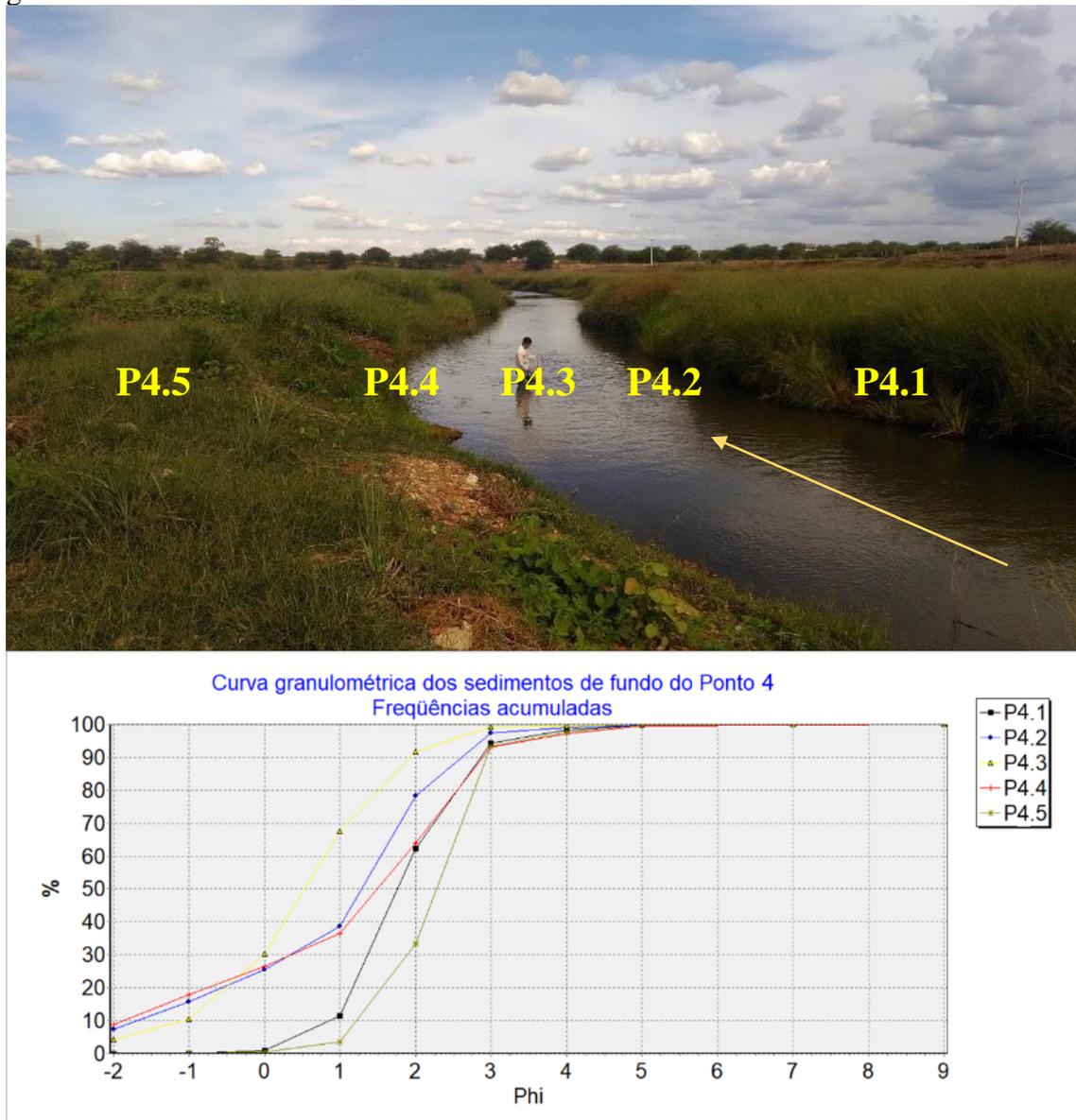
**Figura 49.** Ponto amostral 3 (P3), Rio Sucuru no encontro com a PB-200. Curva granulométrica das amostras de sedimentos de fundo



Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

O ponto 4 (P4) foi localizado no Rio Paraíba após este receber o deságue das águas do Rio do Umbuzeiro. Fica no trecho em que a PB-200 encontra o rio, em direção a Serra da Engabelada (Figura 11). Todas as amostras foram arenosas, sendo as P4.5 e P4.1 as de maior concentração de areia fina, enquanto as amostras P4.4, P4.3 e P4.2 apresentaram mais areia grossa e presença de cascalho. Observa-se na Figura 50, que o rio estava com água na parte central, exatamente onde foram encontrados sedimentos mais grosseiros. Já os sedimentos mais finos estão mais afastados em direção às margens, tendo sido depositados em períodos de cheias que o rio consegue extravasar para o leito maior.

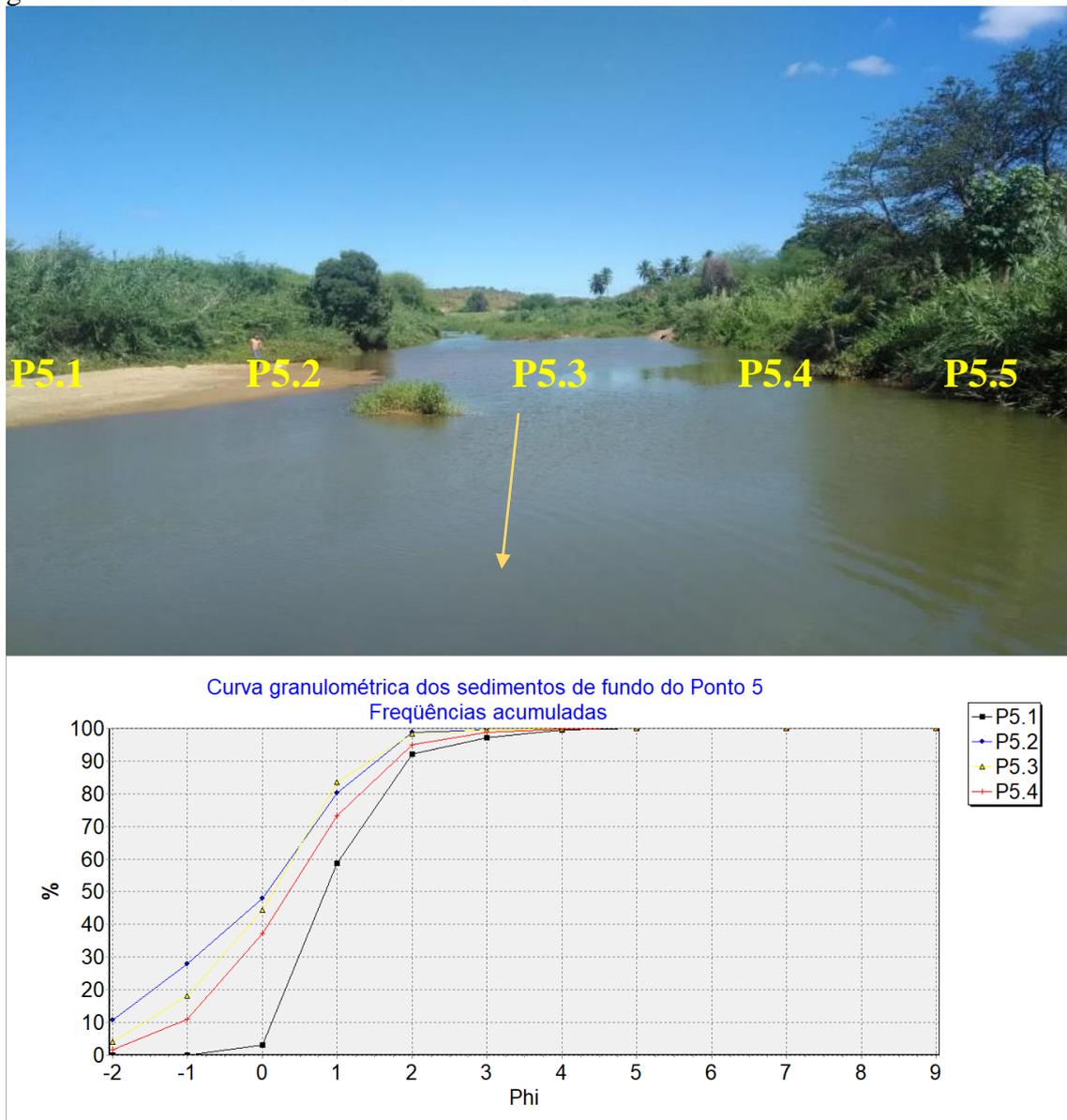
**Figura 50.** Ponto amostral 4 (P4), Rio Paraíba no encontro com a PB-200. Curva granulométrica das amostras de sedimentos de fundo.



Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

O ponto 5 (P5) foi o mais a jusante de todos e o mais próximo ao açude Boqueirão. Foi localizado no Rio Paraíba, no município de São Domingos do Cariri. Esse ponto fica a montante de uma passagem molhada e no dia da coleta estava com bastante água acumulada (Figura 11). Todas as amostras foram arenosas como os demais pontos, sendo a amostra P5.1 a que apresentou mais areia fina e ausência de cascalhos. As demais amostras foram de areia média a grossa e com percentuais significativos de cascalho (Figura 51).

**Figura 51.** Ponto amostral 5 (P5), Rio Paraíba em São Domingos do Cariri. Curva granulométrica das amostras de sedimentos de fundo



Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

### 6.8.2. Parâmetros estatísticos dos sedimentos

O grão médio permite definir a classe granulométrica dominante da amostra. Das 23 amostras 15 foram classificadas como areia grossa (65,2%), 4 como areia média (17,4%), 3 como areia muito grossa (13%), e apenas 1 como areia fina (4,4%) (Tabela 29).

O grau de selecionamento dos grãos mostrou que, de modo geral, as amostras são pobremente selecionadas. Essa característica reflete bem o aspecto intermitente dos rios semiáridos, pois com fluxos hídricos de curta duração não há possibilidade de um bom selecionamento dos grãos. Das 23 amostras, 15 (65,2%) foram classificadas como pobremente selecionadas e 8 (34,8%) como moderadamente selecionadas (Tabela 29).

**Tabela 29.** Parâmetros estatísticos aplicados aos sedimentos de fundo

<i>Amostra</i>	<i>M<math>\phi</math></i>	<i>Classificação</i>	<i>M<math>\phi</math>1</i>	<i><math>\sigma</math>1</i>	<i>Classificação</i>	<i>SK<sub>I</sub></i>	<i>Classificação</i>	<i>KG</i>	<i>Classificação</i>
P1.1	1,365	Areia média	1,444	0,739	Moderadamente selecionado	-0,098	Aproximadamente simétrica	1,324	Leptocúrtica
P1.2	0,274	Areia grossa	0,299	1,186	Pobrememente selecionado	-0,093	Aproximadamente simétrica	0,970	Mesocúrtica
P1.3	0,278	Areia grossa	0,316	1,061	Pobrememente selecionado	-0,087	Aproximadamente simétrica	0,992	Mesocúrtica
P1.4	0,057	Areia grossa	0,091	1,033	Pobrememente selecionado	-0,069	Aproximadamente simétrica	1,048	Mesocúrtica
P1.5	0,758	Areia grossa	0,894	1,239	Pobrememente selecionado	-0,179	Negativa	1,160	Leptocúrtica
P2.2	0,940	Areia grossa	0,888	0,938	Moderadamente selecionado	0,059	Aproximadamente simétrica	1,064	Mesocúrtica
P2.3	0,375	Areia grossa	0,385	1,069	Pobrememente selecionado	-0,042	Aproximadamente simétrica	0,969	Mesocúrtica
P2.4	-0,016	Areia muito grossa	-0,067	1,188	Pobrememente selecionado	0,058	Aproximadamente simétrica	0,938	Mesocúrtica
P2.5	-0,084	Areia muito grossa	-0,115	1,228	Pobrememente selecionado	0,039	Aproximadamente simétrica	0,949	Mesocúrtica
P3.1	0,292	Areia grossa	0,310	1,043	Pobrememente selecionado	-0,043	Aproximadamente simétrica	0,997	Mesocúrtica
P3.2	0,514	Areia grossa	0,548	1,000	Pobrememente selecionado	-0,125	Negativa	1,222	Leptocúrtica
P3.3	1,187	Areia média	1,301	0,643	Moderadamente selecionado	-0,278	Negativa	0,915	Mesocúrtica
P3.4	1,521	Areia média	1,481	0,940	Moderadamente selecionado	0,154	Positiva	1,568	Muito leptocúrtica
P3.5	0,554	Areia grossa	0,532	0,810	Moderadamente selecionado	0,012	Aproximadamente simétrica	1,265	Leptocúrtica
P4.1	1,842	Areia média	1,757	0,819	Moderadamente selecionado	0,089	Aproximadamente simétrica	1,012	Mesocúrtica
P4.2	0,865	Areia grossa	1,285	1,463	Pobrememente selecionado	-0,318	Muito negativa	0,882	Platicúrtica
P4.3	0,497	Areia grossa	0,527	1,259	Pobrememente selecionado	-0,078	Aproximadamente simétrica	1,132	Leptocúrtica
P4.4	0,990	Areia grossa	1,491	1,670	Pobrememente selecionado	-0,265	Negativa	0,737	Platicúrtica
P4.5	2,181	Areia fina	2,278	0,714	Moderadamente selecionado	-0,122	Negativa	0,991	Mesocúrtica
P5.1	0,945	Areia grossa	0,844	0,767	Moderadamente selecionado	0,280	Positiva	0,952	Mesocúrtica
P5.2	-0,140	Areia muito grossa	0,063	1,139	Pobrememente selecionado	0,030	Aproximadamente simétrica	0,557	Muito platicúrtica
P5.3	0,012	Areia grossa	0,145	1,107	Pobrememente selecionado	-0,150	Negativa	0,998	Mesocúrtica
P5.4	0,346	Areia grossa	0,353	1,127	Pobrememente selecionado	-0,051	Aproximadamente simétrica	0,963	Mesocúrtica

$M\phi$  = média;  $M\phi 1$  = mediana;  $\sigma 1$  = seleção (desvio padrão);  $SK_I$  = assimetria;  $KG$  = curtose. Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

A assimetria avalia a formação de “caudas” na distribuição dos dados em relação à média. Na análise geral de todas as amostras verificou-se que no total 14 amostras (60,9%) são aproximadamente simétricas, ou seja, não apresentam cauda tendo o conjunto dos dados próximos à média. A assimetria negativa foi observada em 6 amostras (26%), com cauda em direção aos sedimentos grosseiros. Apenas 2 amostras (P3.4 e P5.1) foram assimétricas positivas, significando crescimento da distribuição em direção aos sedimentos finos. Contudo, ressalta-se que a cauda se desenvolve até a areia fina, não chegando a ser significativa até o silte e a argila.

Em relação a curtose, a curva dominante foi a mesocúrtica (13 amostras), seguida da leptocúrtica (5 amostras), platicúrtica (3 amostras), muito leptocúrtica (1 amostra) e muito platicúrtica (1 amostra). Esses resultados indicam curvas sem achatamento significativo na distribuição, prevalecendo curvas intermediárias e com picos em torno da distribuição central (Tabela 29).

## 6.9. TERRAÇOS FLUVIAIS

Devido a espessura dos terraços fluviais, vistos no levantamento apresentado anteriormente, não foi possível descrever todos os terraços fluviais encontrados, somente aqueles em que foram encontrados em barranco exposto em função de cortes de estrada. Assim, o Ponto 1 (Figura 11) no Rio Umbuzeiro apesar de ter terraço fluvial, não foi possível o seu levantamento. O ponto 2 no Rio Monteiro (Figura 11) não apresentou terraço fluvial. Os pontos 3, 4 e 5 (Figura 11) apresentaram terraços fluviais e em condições de barranco, o que viabilizou a realização da descrição.

Foram descritos três perfis de solos em terraços fluviais, sendo um no Rio Sucuru, um no Rio Paraíba no município do Congo, antes da confluência deste com o Sucuru, e um no Rio Paraíba no município de São Domingos do Cariri, após a confluência com o Sucuru. O perfil 1 foi classificado como NEOSSOLO FLÚVICO Tb Eutrófico típico e os perfis 2 e 3 como NEOSSOLO FLÚVICO Sódico típico (Tabela 30).

**Tabela 30.** Descrição geral dos perfis

<i>Perfil</i>	<i>Classificação do solo (SiBCS)</i>	<i>Coordenadas</i>	<i>Altitude (m)</i>	<i>Descrição geral</i>
1	NEOSSOLO FLÚVICO Tb Eutrófico típico	7.41386° S 36.38168° W	474	Terraço fluvial do Rio Sucuru. Solo bem drenado sem erosão aparente e derivado de sedimentos fluviais. Cobertura original de caatinga e uso agropecuário atual.
2	NEOSSOLO FLÚVICO Sódico típico	7.45237° S 36.3971° W	478	Terraço fluvial do Rio Paraíba. Solo bem drenado sem erosão aparente e derivado de sedimentos fluviais. Cobertura original de caatinga e uso agropecuário atual.
3	NEOSSOLO FLÚVICO Sódico típico	7.37564° S 36.25295° W	405	Terraço fluvial do Rio Paraíba. Solo bem drenado sem erosão aparente e derivado de sedimentos fluviais. Cobertura original de caatinga e uso agropecuário atual.

Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

Todos os perfis de solos foram descritos em terraços fluviais entre os dias 17 e 19 de setembro de 2019. A presença de descontinuidades litológicas e horizonte umbrico enterrado indicam se tratar de deposição fluvial/aluvial. Os topos dos solos foram classificados como horizonte A moderado, variando entre 15 e 30 cm de espessura. Os solos foram profundos e a transição entre os horizontes foi clara e plana (Tabela 31).

A textura variou de areia siltosa para argilo-siltosa e areia fina (tabela 32). Os perfis apresentam pH neutro a moderadamente alcalino e alta taxa de saturação de bases (V), acima de 95% em todos os horizontes.  $Ca^{2+} > Mg^{2+} > K^+ > Na^+$  é a dominância no complexo de trocas, exceto para os horizontes sódicos (Tabela 33). Em geral a textura, o carbono orgânico do solo,  $Na^+$  e P extraídos por Mehlich-1 ( $P_M$ ) indicam descontinuidades litológicas. O aumento do teor de  $Na^+$  sugere descontinuidade de material de origem uma vez que o conteúdo de outras bases e o teor de argila não é observado o mesmo.

**Tabela 31. Propriedades morfológicas dos solos**

Horizonte	Profundidade	Transição	Cor seca e úmida	Estrutura	Consistência	Grupamento textural	Cascalho	Poros	Raízes
<b>Perfil 1 - NEOSSOLO FLÚVICO Tb Eutrófico típico</b>									
A1	0-30	cl - pl	7,5 YR 4/6 e 7,5 YR 3/3	mo pq md gr bl	lgd fr npl npg	Franco	ausente	pq md cm	mf fn pc
A2	30-60	cl - pl	7,5 YR 4/2 e 7,5 YR 2,5/2	mo pq md gr	lgd fr lpl npg	Franco	ausente	pq md gr ab	mf fn pc
AC	60-92	cl - pl	7,5 YR 4/3 e 7,5 YR 3/2	mo pq md bl	lgd fr lpl lpg	Franco-argilosa	ausente	pq md cm	mf fn ab
C1	92-160	cl - pl	7,5 YR 4/3 e 7,5 YR 3/3	mo pq md bl	lgd fr lpl npg	Argiloarenosa	ausente	pq md gr cm	mf fn cm
C2	160-221	cl - pl	7,5 YR 4/3 e 7,5 YR 3/2	mo pq md bl	mc fr lpl npg	Franco-siltosa	ausente	mp pq cm	mf cm
C3	221-270	cl - pl	7,5 YR 5/4 e 7,5 YR 3/3	mo pq md bl	dr fr lpl lpg	Silte	ausente	pq md gr ab	au
C4	270-347+	-	7,5 YR 5/2 e 7,5 YR 4/1	mo pq md gr bl	lgd fr lpl lpg	Silte	ausente	mp pq pc	mf fn pc
<b>Perfil 2 - NEOSSOLO FLÚVICO Sódico típico</b>									
A1	0-25	cl - pl	10 YR 5/3 e 10 YR 4/2	mo pq md gr	lgd fr lpl lpg	Argiloarenosa	ausente	mp pq md ab	mf pc
A2	25-40	cl - pl	2,5 Y 5/3 e 2,5 Y 4/3	mo pq md bl	lgd fr lpl lpg	Argiloarenosa	ausente	mp pq md cm	mf fn md pc
C1	40-70	cl - pl	2,5 Y 5/3 e 2,5 Y 4/3	ft md gr ba	dr fr lpl lpg	Silte	ausente	mp pq md ab	mf fn cm
C2	70-292+	-	5 Y 5/3 e 5 Y 4/2	mo md gr bl	dr fr mp pg	Argila	ausente	pq md gr ab	mf fn gr pc
<b>Perfil 3 - NEOSSOLO FLÚVICO Sódico típico</b>									
A	0-15	cl - pl	7,5 YR 5/3 e 7,5 YR 4/4	mo md bl	mc fr lpl lpg	Franco-argilosa	pc	pq md ab	mf fn pc
C1	15-151	cl - pl	2,5 Y 4/2 e 2,5 Y 3/3	ft gr ba	dr fm mpl mpg	Argila	pc	pq md gr ab	mf fn pc
C2	151-180	cl - pl	2,5 Y 6/4 e 2,5 Y 5/2	mo gr bl	dr fr pl pg	Franco-argilosa	pc	mp pq ab	ausentes
C3	180-220	cl - pl	10 YR 6/4 e 2,5 Y 5/3	mo md bl	lgd fr	Franco	ausente	mp pq pc	ausentes
C4	220-240+	-	10 Y 6/2 e 10 Y 5/3,5	aspec maciço	lgd fr npl npg	Franco-argilosa	pc	mp cm	ausentes

Transição: ab = abrupta; cl = clara; on = ondulada; pl = plana. Estrutura: ba = blocos angulares; bl = blocos subangulares; ft = forte; fr = fraca; gr = granular; gs = grãos simples; md = média; mg = muito grande; mo = moderada; pq = pequena. Consistência: dr = dura; fl = friável; lgd = ligeiramente dura; lpl = ligeiramente plástica; mc = macia; mdr = muito dura; mfr = muito firme; npg = não pegajosa; npl = não plástica; pg = pegajosa; pl = plástica; sl = solta. Poros: ab = abundantes; cm = comuns; gd = grandes; md = médios; mp = muito pequenos; pq = pequenos; Raízes: ab = abundantes; au = ausentes; cm = comuns; fn = finas; go = grossas; md = médias; mf = muito finas; pc = poucas.

Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

**Tabela 32.** Propriedades físicas dos solos

Horizonte	Profundidade cm	Areia grossa	Areia fina	Silte	Argila	Classe textural
		----- kg/kg -----				
<b>NEOSSOLO FLÚVICO Tb Eutrófico típico</b>						
A1	0-30	0,071	0,562	0,172	0,194	Franco-Arenosa
A2	30-60	0,054	0,603	0,182	0,160	Franco-Arenosa
AC	60-92	0,103	0,537	0,185	0,174	Franco-Arenosa
C1	92-160	0,103	0,645	0,026	0,227	Franco-Argilo-Arenosa
C2	160-221	0,084	0,591	0,170	0,154	Franco-Arenosa
C3	221-270	0,054	0,497	0,263	0,186	Franco-Arenosa
C4	270-347+	0,089	0,488	0,220	0,203	Franco-Argilo-Arenosa
<b>NEOSSOLO FLÚVICO Sódico típico</b>						
A1	0-25	0,020	0,266	0,428	0,285	Franco-Argilosa
A2	25-40	0,031	0,499	0,288	0,182	Franco-Arenosa
C1	40-70	0,033	0,442	0,326	0,198	Franca
C2	70-292+	0,032	0,487	0,295	0,185	Franca
<b>NEOSSOLO FLÚVICO Sódico típico</b>						
A	0-15	0,222	0,424	0,198	0,156	Franco-Arenosa
C1	15-151	0,206	0,265	0,196	0,333	Franco-Argilo-Arenosa
C2	151-180	0,321	0,344	0,125	0,210	Franco-Argilo-Arenosa
C3	180-220	0,166	0,557	0,111	0,167	Franco-Arenosa
C4	220-240+	0,204	0,358	0,184	0,254	Franco-Argilo-Arenosa

Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

Os valores de carbono orgânico no solo variaram de 0,7 a 5,9 g/kg-1, o que são considerados baixos, porém esperados para o contexto ambiental do estudo. Para Oliveira *et al.* (2003), valores inferiores a 10 g/kg-1 são considerados baixo teor de carbono orgânico no solo, contudo, está de acordo com o uso do solo e as condições climáticas dominantes no semiárido. Dentre os fatores que levam a diminuição dos teores de carbono no solo, destacam-se o desmatamento e o manejo inadequado dos solos, o que afeta a própria ciclagem de nutrientes em geral (WONG *et al.*, 2010).

**Tabela 33.** Propriedades químicas dos solos

H	Prof. cm	H <sub>2</sub> O pH	KCl pH	P <sub>M</sub>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Al <sup>3+</sup>	H+Al	SB	t	T	V	m	ISNa	C	N	C/N	P <sub>REM</sub>
Perfil 1 - NEOSSOLO FLÚVICO Tb Eutrófico típico																				
A1	0-30	6,72	5,53	282,9	438	14,59	9,89	1,49	0,00	0,8	12,57	12,57	13,37	94,0	0,0	0,47	0,5916	0,057	10,38	48,7
A2	30-60	6,81	5,58	247,2	172	26,37	11,57	1,46	0,00	0,5	13,59	13,59	14,09	96,5	0,0	0,81	0,2958	0,043	6,88	53,6
AC	60-92	7,38	5,90	272,9	147	42,08	13,77	1,73	0,00	0,3	16,06	16,06	16,36	98,2	0,0	1,12	0,2204	0,031	7,11	51,7
C1	92-160	7,73	6,10	213,6	149	183,45	9,97	2,21	0,00	0,0	13,36	13,36	13,36	100,0	0,0	5,97	0,2204	0,046	4,79	52,3
C2	160-221	7,04	6,17	594,7	170	436,19	10,36	2,14	0,00	0,3	14,83	14,83	15,13	98,0	0,0	12,53	0,1508	0,023	6,55	53,6
C3	221-270	7,19	6,29	341,5	297	1.225,81	11,47	3,46	0,00	0,0	21,02	21,02	21,02	100,0	0,0	25,35	0,1508	0,031	4,86	48,0
C4	270-347+	8,35	7,03	388,3	356	1.265,08	9,91	3,24	0,00	0,0	19,56	19,56	19,56	100,0	0,0	28,12	0,3712	0,057	6,51	47,1
Perfil 2 - NEOSSOLO FLÚVICO Sódico típico																				
A1	0-25	7,10	6,33	155,8	88	2019,64	13,58	3,74	0,00	0,2	26,33	26,33	26,53	99,2	0,0	33,10	0,2958	0,046	6,43	51,3
A2	25-40	7,18	6,34	136,2	178	102,95	11,86	1,92	0,00	0,3	14,68	14,68	14,98	98,0	0,0	2,99	0,1508	0,060	2,51	49,8
C1	40-70	6,98	6,10	143,3	349	161,85	11,10	2,01	0,00	0,7	14,71	14,71	15,41	95,5	0,0	4,57	0,3712	0,046	8,07	49,1
C2	70-292+	7,63	6,60	104,8	278	59,75	11,38	1,67	0,00	0,0	14,02	14,02	14,02	100,0	0,0	1,85	0,4466	0,069	6,47	43,7
Perfil 3 – NEOSSOLO FLÚVICO Sódico típico																				
A	0-15	7,97	6,43	32,8	91	318,37	11,91	2,02	0,00	0,0	15,55	15,55	15,55	100,0	0,0	8,90	0,2958	0,034	8,7	44,2
C1	15-151	7,82	6,51	22,6	72	5441,80	7,39	4,65	0,00	0,0	35,88	35,88	35,88	100,0	0,0	65,94	0,1508	0,014	10,77	42,0
C2	151-180	7,72	6,44	59,8	74	3354,84	3,06	3,23	0,00	0,0	21,07	21,07	21,07	100,0	0,0	69,23	0,0754	0,006	12,57	46,0
C3	180-220	7,29	6,35	107,6	62	4852,73	3,05	3,86	0,00	0,0	28,17	28,17	28,17	100,0	0,0	74,90	0,0754	0,011	6,85	51,7
C4	220-240+	7,75	6,65	114,3	86	5736,33	4,33	4,69	0,00	0,0	34,18	34,18	34,18	100,0	0,0	72,97	0,1508	0,009	16,75	43,7

H = horizonte do solo; Prof. = profundidade; H<sub>2</sub>O pH = pH em água; KCl pH = pH em cloreto de potássio; P<sub>M</sub> = fósforo; K<sup>+</sup> = potássio; Na<sup>+</sup> = sódio; Ca<sup>2+</sup> = cálcio; Mg<sup>2+</sup> = magnésio; Al<sup>3+</sup> = alumínio; H+Al = hidrogênio + alumínio; SB = soma de bases trocáveis; t = Capacidade de Troca Catiônica efetiva; T = Capacidade de Troca Catiônica a pH 7,0; V = saturação de bases; m = saturação por alumínio; ISNa = saturação por sódio; C = carbono orgânico; N = nitrogênio; C/N = relação carbono orgânico – nitrogênio; P<sub>REM</sub> = fósforo remanescente. Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

A presença de horizontes com caráter sódico em todos os perfis, alertam para a ocorrência do processo de salinização desses solos. Pessoa *et al.* (2019), estudaram solos com caráter flúvico no semiárido pernambucano, especificamente nas bacias hidrográficas dos rios Moxotó, Pajeú e Brígida, e verificaram que todos apresentaram altos níveis de sais e sódio, sendo degradados por processos de salinização e sodificação. Segundo Ferreira *et al.* (2012), no semiárido é praticada a agricultura irrigada ao longo dos vales dos rios principais, geralmente de baixa eficiência e com má gestão, a irrigação intensifica o processo de salinização, gerando solos salinos nas várzeas fluviais.

Todos os três perfis de solos descritos estão situados em terraços fluviais, que são utilizados para agricultura. Como se tratam de rios de grande porte (Rio Sucuru e Rio Paraíba), durante a estação chuvosa eles apresentam vazões significativas, o que permite o bombeamento de água para as propriedades ao longo do canal (Figura 52). Isso permite o armazenamento de água para irrigação por alguns meses nessas terras.

**Figura 52.** Irrigação dos solos nas margens do Rio Paraíba, Congo-PB. A) Encanação lançada na água do Rio Paraíba. B) Propriedade com infraestrutura pronta para irrigação.



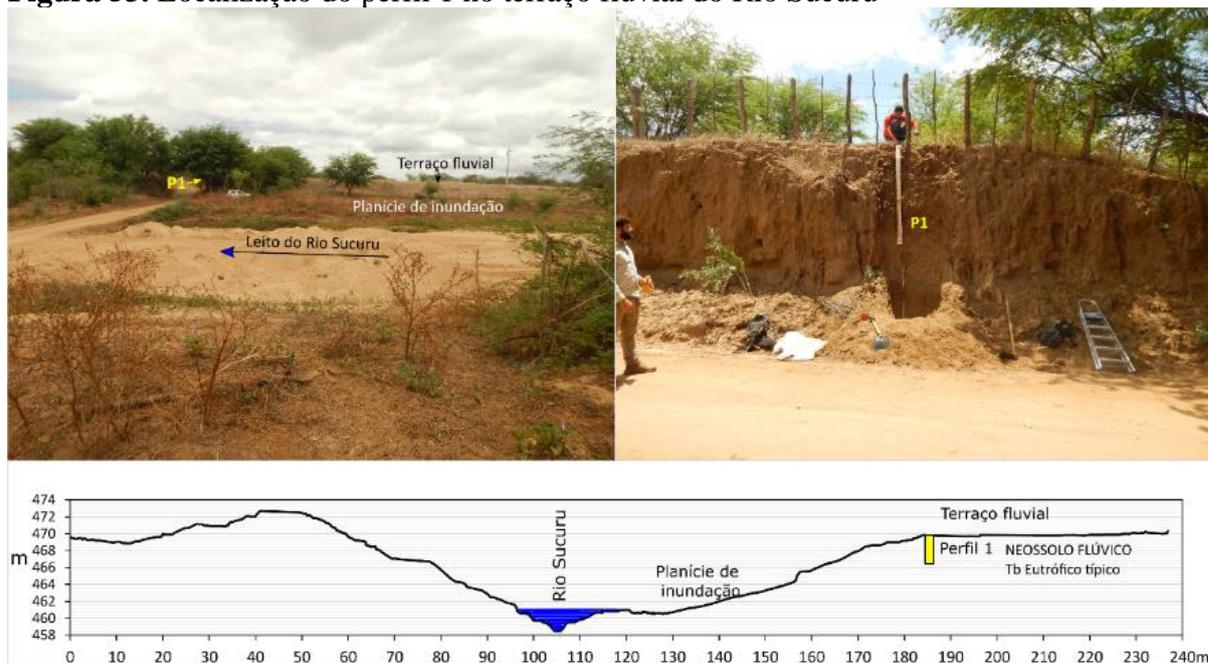
Fonte: foto A de Rafael A. Xavier, janeiro 2019, foto B autoral, março de 2020.

Com a transposição das águas do Rio São Francisco, desde 2017 que o Rio Paraíba possui vazão na maior parte do ano. Essa nova realidade hídrica pode agravar a questão da salinização dos solos aluviais, uma vez que o período de irrigação dessas terras irá se estender por mais meses no ano.

#### Perfil 1 - NEOSSOLO FLÚVICO Tb Eutrófico típico

O perfil 1 foi descrito num corte de estrada nas margens do Rio Sucuru (Figura 53). Foi possível atingir 3,47 m de espessura até a base da estrada. Foram identificados 7 horizontes e todas as transições foram claras e de topografia plana, refletindo a origem dos sedimentos fluviais (Figura 53 e Tabela 31).

**Figura 53.** Localização do perfil 1 no terraço fluvial do Rio Sucuru

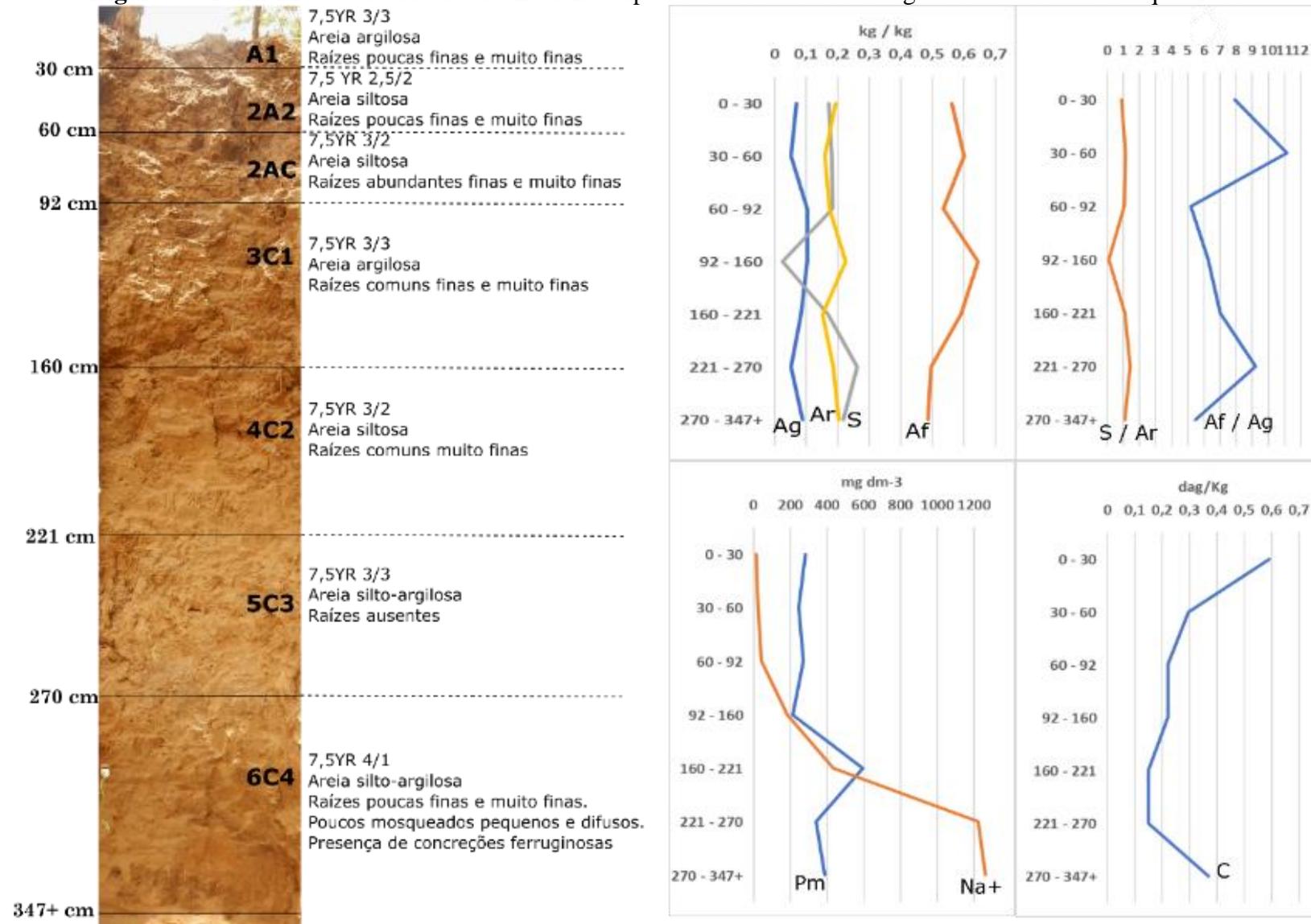


Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

O primeiro horizonte (0-30 cm de profundidade) é bruno escuro (7.5YR 3/3) e sua estrutura é bloco subangular médio moderado e ligeiramente dura quando pressionada manualmente. O segundo horizonte (30-60 cm de profundidade) é caracterizado pelo aumento da relação silte/argila e diminuição da razão areia fina/areia grossa em relação ao primeiro horizonte. O terceiro horizonte (69-92 cm de profundidade) é marcado por uma diminuição da relação silte/argila e aumento da relação areia fina/areia grossa. O quarto horizonte (92-160 cm de profundidade) é caracterizado por uma diminuição das relações silte/argila e areia fina/areia grossa. Este horizonte é franco-argiloso e os conteúdos de SB são um dos mais baixos do perfil 1. O quinto horizonte (160-221 cm de profundidade) é marcado por um aumento da relação silte/argila e dos conteúdos de PM e Na +. O sexto horizonte (profundidade de 221-270) é marcado por um aumento (diminuição) da relação silte/argila e areia fina/areia grossa e aumento do conteúdo de Na +. O sétimo horizonte (270-347 + cm de profundidade) é marcado por um aumento de SOC. Este horizonte é franco-argiloso e o teor de Na + é o mais alto do perfil (Figura 53).

Os baixos valores de carbono orgânico encontrados também foram verificados por Silveira *et al.* (2018) ao estudarem os atributos químicos de um Neossolo Flúvico no município de Bela Cruz, semiárido cearense. De acordo com Menezes *et al.* (2012), o baixo teor de C no solo deve-se aos sistemas de manejo dos solos inadequados na região semiárida, pois não permitem a reposição dos nutrientes essenciais às plantas.

**Figura 54.** Perfil 1 Neossolo Flúvico Tb Eutrófico típico e características de alguns atributos físicos e químicos



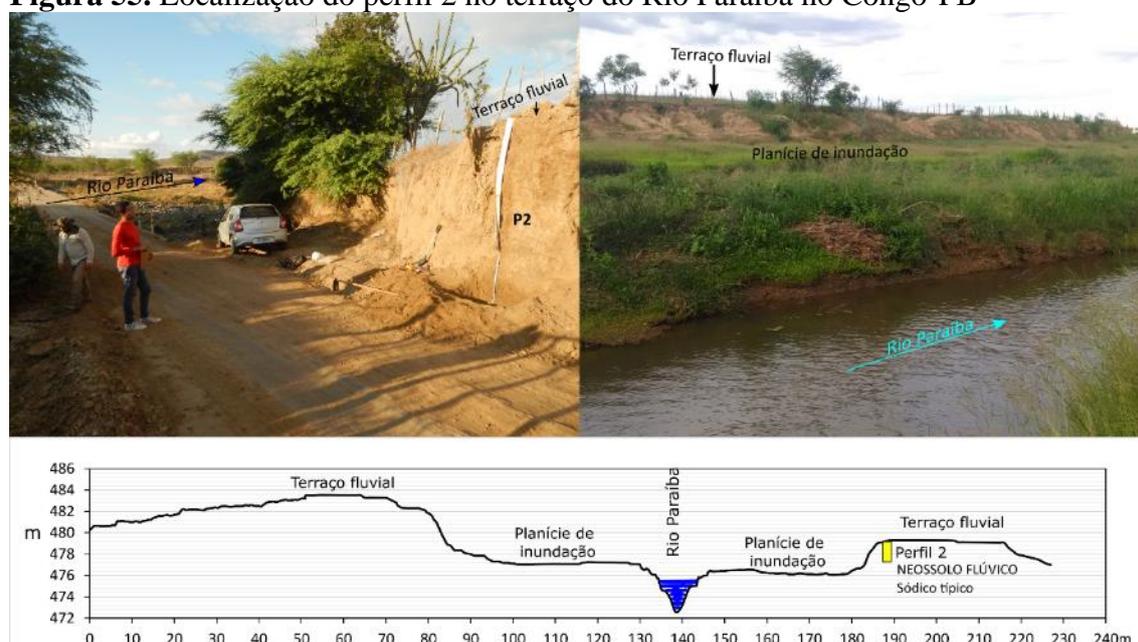
Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

O solo é bem drenado na superfície, mas possui massas de  $Fe^{3+}$  acima de 270 cm como evidências da influência das oscilações de níveis de água. A superfície do solo é coberta por gramíneas esparsas e não possui serrapilheira. A cor de todos os quatro horizontes varia entre preto (7,5YR 2,5 / 2) e cinza escuro (7,5YR 4/1). A sua estrutura é predominantemente de blocos subangulares médios moderados, ligeiramente aderentes e ligeiramente plásticos. A textura é predominantemente franco-arenosa e a areia fina é dominante em todos os horizontes. As relações areia fina/areia grossa e silte/argila são erráticas, ou seja, não seguem um padrão, SOC, PM e  $Na^+$  indicam cinco discontinuidades litológicas a 30, 60, 92, 160, 221, 270 cm de profundidade (Figura 54).

#### Perfil 2 - NEOSSOLO FLÚVICO Sódico típico

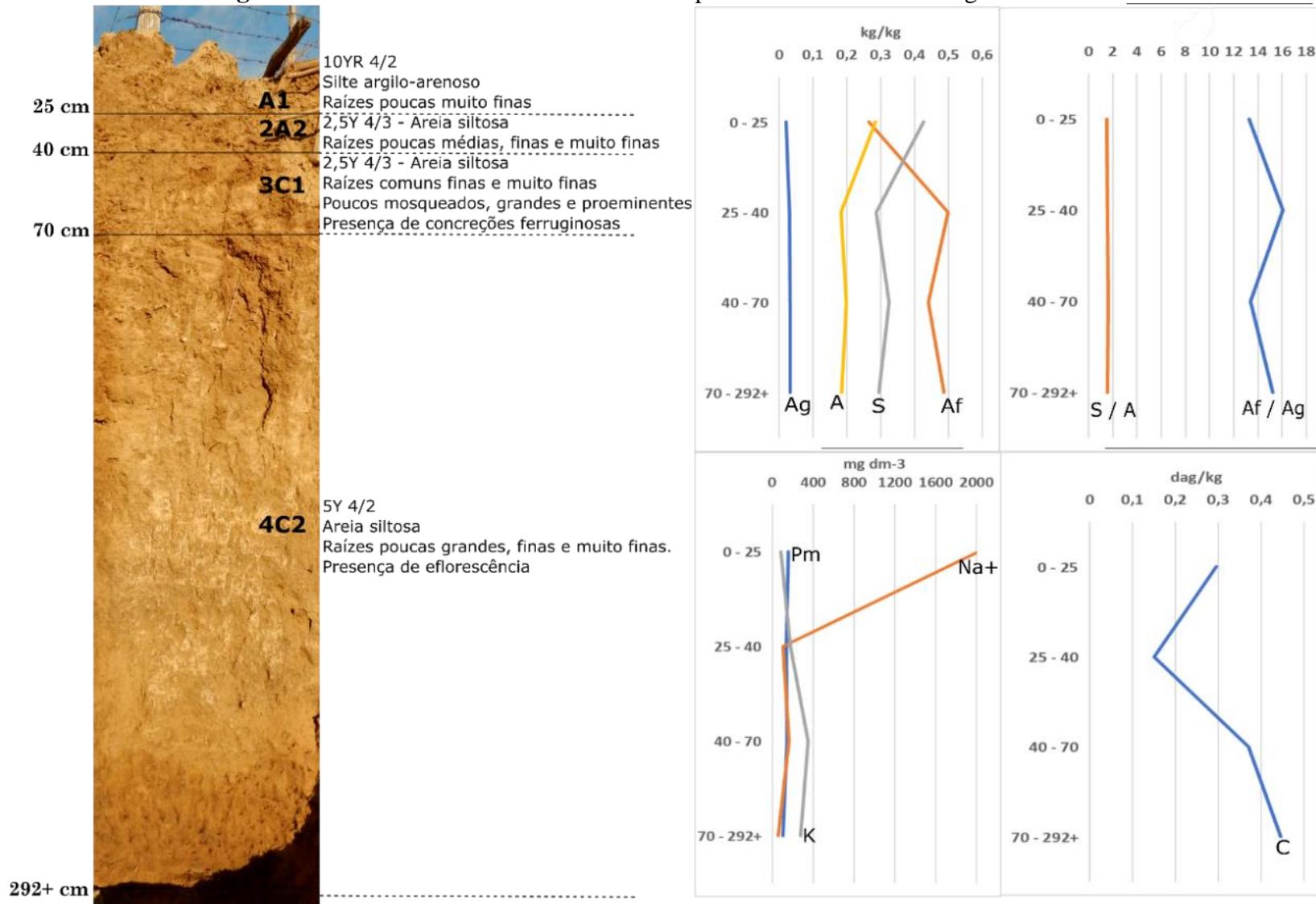
O perfil 2 também foi descrito num corte de estrada nas margens do Rio Paraíba, no município do Congo (Figura 55). O perfil apresentou 2,92 m de espessura até a base da estrada e foi descrito em um terraço situado na margem direita do Rio Paraíba. Foram identificados 4 horizontes e todas as transições foram claras e de topografia plana, refletindo a origem dos sedimentos fluviais (Figura 55 e Tabela 31). O segundo perfil de solo (Perfil 2) foi classificado como NEOSSOLO FLÚVICO Sódico típico.

**Figura 55.** Localização do perfil 2 no terraço do Rio Paraíba no Congo-PB



Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

**Figura 56.** Perfil 2 Neossolo Flúvico Sódico típico e características de alguns atributos



Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

A superfície do solo é coberta por gramíneas esparsas e não ocorre serapilheira, o uso é agrícola. O solo é bem drenado, mas apresenta massas de  $Fe^{3+}$  entre 40 e 70 cm de profundidade, indicando a ocorrência de nível de água suspensa acima do lençol freático devido à baixa permeabilidade do solo nos horizontes subsuperficiais. A textura varia de franco a franco-argiloso e a areia fina têm o tamanho de partícula predominantemente, exceto no primeiro horizonte. A cor dos quatro horizontes varia entre o cinza oliva (5Y 4/2) e o marrom escuro acinzentado (10YR 4/2). A sua estrutura é predominantemente de blocos subangulares médios moderados, ligeiramente pegajosos e ligeiramente plásticos. As relações areia fina/areia grossa e silte/argila são erráticas, que juntamente com SOC, PM, Na + e K + indicam três descontinuidades litológicas a 25, 40 e 70 cm de profundidade (Figura 56).

O primeiro horizonte do Perfil 2 (0-25 cm de profundidade) é marrom escuro acinzentado (10YR 4/2) e sua estrutura é granular, moderada, média, ligeiramente dura quando pressionada manualmente. A textura deste horizonte é franco-argilosa e possui os menores teores de PM e Na+. O segundo horizonte (25-40 cm de profundidade) é caracterizado por uma diminuição da relação areia fina/areia grossa e um aumento da relação silte/argila e dos teores de PM, K + e Na +. O terceiro horizonte (40-70 cm de profundidade) é marcado por uma diminuição dos conteúdos de K + e Na +. A estrutura desse horizonte é forte, prismática e média. O quarto horizonte (70-292 + cm de profundidade) é caracterizado por um aumento do conteúdo de SOC.

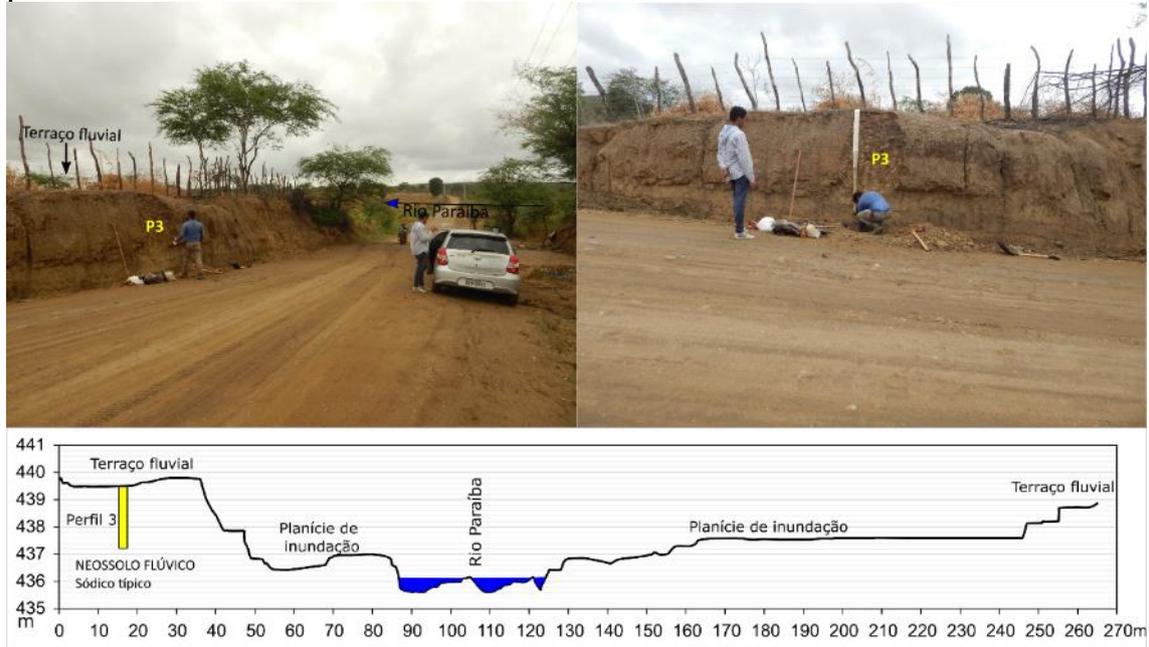
### Perfil 3 – NEOSSOLO FLÚVICO Sódico típico

O perfil 3 também foi descrito num corte de estrada nas margens do Rio Paraíba, município de São Domingos do Cariri (Figura 56). O perfil apresentou 2,40 m de espessura até a base da estrada e foi localizado em um terraço na margem esquerda do Rio Paraíba. Foram identificados 5 horizontes e todas as transições foram claras e de topografia plana, refletindo a origem dos sedimentos fluviais (Figura 58 e Tabela 31). O terceiro perfil de solo (P3) foi classificado também como NEOSSOLO FLÚVICO Sódico típico.

A superfície do solo é coberta por gramíneas esparsas e não há presença de serrapilheira. O solo é mal drenado, e apresenta de concreções de  $Fe^{3+}$  e manganês abaixo de 15 cm de profundidade. Essa característica sugere oscilação de nível de água sazonal no interior do perfil. A textura varia de franco-arenoso a franco-argiloso. A areia fina é o tamanho de partícula predominantemente. A cor dos quatro horizontes varia entre o marrom oliva escuro (2Y 3/3) e

o marrom (10YR 5/3,5). A sua estrutura é predominantemente de blocos subangulares médios moderados, que são pegajosos e plásticos. As relações areia fina/areia grossa e silte/argila também são erráticas, que em associação com os teores de  $\text{Na}^+$  indicam duas descontinuidades litológicas, a 15 e 180 cm de profundidade (Figura 58).

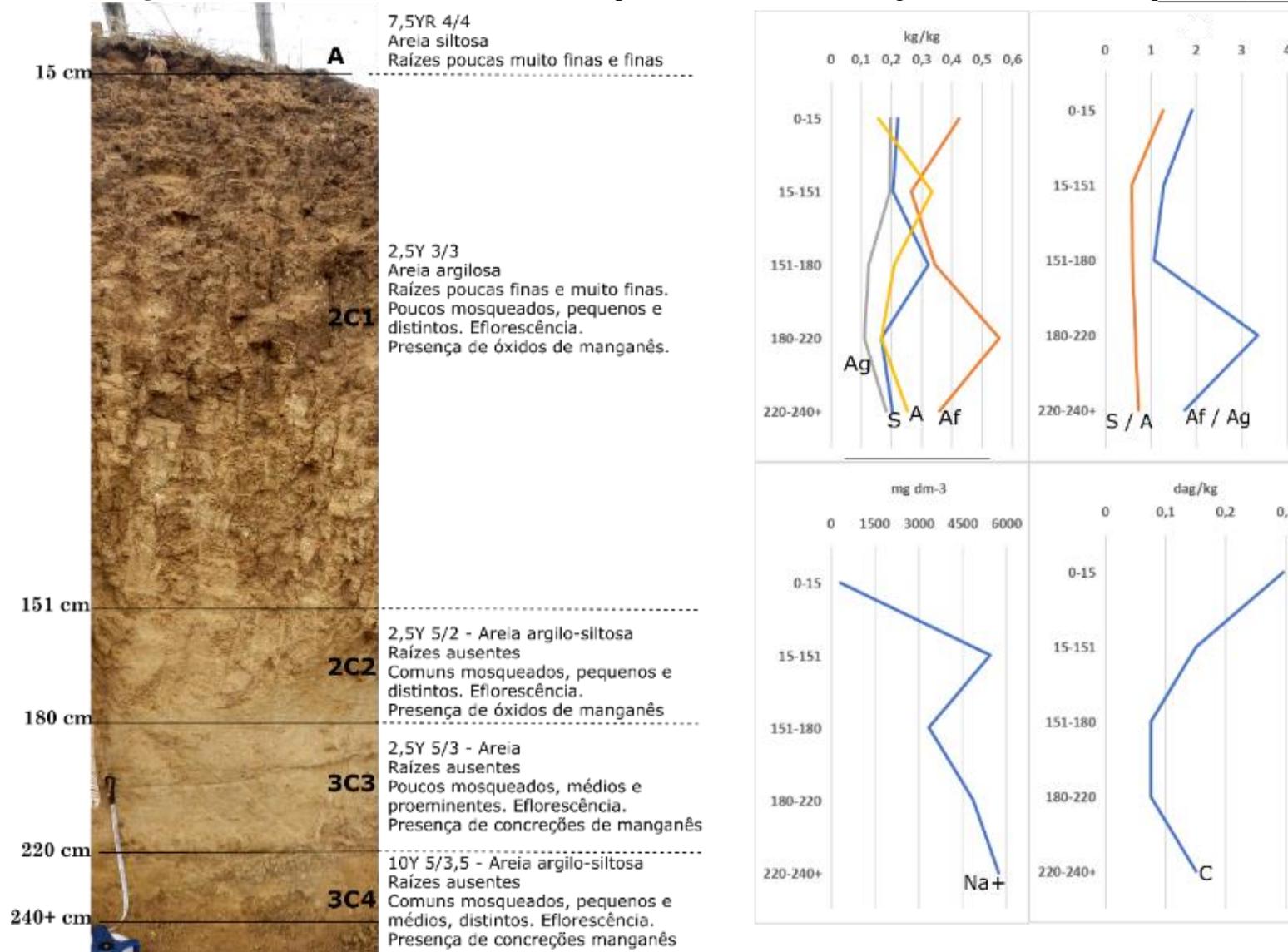
**Figura 57.** Terraço fluvial localizado na margem esquerda do Rio Paraíba e a localização do perfil de solo levantado



Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

O primeiro horizonte (0-15 cm de profundidade) do P3 é marrom (7,5YR 4/4) e sua estrutura é de bloco subangular médio, moderado e ligeiramente duro quando pressionado manualmente. A textura deste horizonte é franco-arenosa e possui os menores teores de  $\text{Na}^+$  e valores CTC. O segundo (15-151 cm de profundidade) e o terceiro horizontes (151-180 cm de profundidade) são franco-argilosos. Eles são caracterizados por um aumento (diminuição) da relação areia fina/areia grossa e silte/argila, além do conteúdo de  $\text{Na}^+$ . A estrutura desses horizontes é de blocos moderados, médios, angulares e subangulares. O quarto horizonte (180-220 cm de profundidade) é marcado por um aumento dos conteúdos de silte/argila e de  $\text{Na}^+$ . Este horizonte é franco-arenoso, muito pegajoso e muito plástico. O quinto horizonte (220-240+ cm de profundidade) é franco-argiloso arenoso. É caracterizado por um aumento do conteúdo de carbono orgânico (C) e  $\text{Na}^+$  e das razões silte/argila e areia fina/areia grossa.

**Figura 58.** Perfil 3 Neossolo Flúvico Sódico típico e características de alguns atributos físicos e químicos



Fonte: Elaborado pela autora, 2021.

De modo geral, considera-se que os Neossolos Flúvicos são solos pouco desenvolvidos em relação aos processos de intemperismo e de pedogênese. Assim, sugere-se que estes solos estão situados em unidades geomórficas (terraços) não muito antigas, ou seja, construídas dentro do atual clima semiárido. Lima e Lupinacci (2019b), estudando depósitos aluviais contidos nas planícies e terraços de rios na Depressão Sertaneja no Estado da Bahia, definiram, através de datações por Luminescência opticamente estimulada, idades entre 1 e 4k anos, afirmando que os depósitos estão associados ao clima semiárido atual.

## 7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados de vulnerabilidade encontrados eram esperados, pois de fato a bacia apresenta pouca variabilidade espacial pluviométrica, geológica e geomorfológica. Os fatores fundamentais para aumentar a vulnerabilidade em algumas partes da bacia foram os solos e o uso e cobertura. Contudo, ressalta-se que, por se tratar de uma metodologia elaborada para ser aplicada em qualquer área do território nacional, contempla uma grande diversidade de valores para representar toda a diversidade brasileira. Nesse aspecto, perde-se sensibilidade de detecção de variações em áreas como o semiárido, fazendo com que pareçam ser paisagens mais homogênea do que são na realidade.

A bacia do alto Rio Paraíba ainda apresenta uma significativa cobertura vegetal de caatinga comparada a outras bacias da região. Essa característica foi determinante para as baixas taxas estimadas de perdas de solo observadas na maior parte da bacia. A aplicação da USLE na bacia do alto Rio Paraíba mostrou-se satisfatória, pois teve boa correlação tanto com os fatores calculados, quanto com os dados de perdas de solo encontrados na literatura.

A bacia do alto Rio Paraíba é de 7ª ordem hierárquica, segundo a metodologia de Strahler (1952), caracterizando-se por uma extensa e complexa rede de drenagem. As sub-bacias dos Rios Sucuru e Umbuzeiro são de 6ª ordem e a partir do encontro desses rios forma-se o de 7ª ordem. Pela hierarquia de canais, o Rio Monteiro é de 5ª ordem, logo é tributário do Rio Umbuzeiro, pois este último é de ordem superior.

A densidade de drenagem e a densidade de rios são baixas tanto na bacia principal, quanto nas sub-bacias, o que é típico de redes de drenagem em ambiente semiárido. Quanto à forma, todas as bacias são alongadas, sendo a sub-bacia do Rio Monteiro a mais alongada dentre todas. O controle estrutural da rede de drenagem principal permitiu o seu desenvolvimento em detrimento dos canais tributários, o que promoveu o alongamento das bacias.

O relevo na bacia do alto Rio Paraíba é de grande amplitude altimétrica, o que confere alto potencial energético para os fluxos hídricos. Dentre as sub-bacias a que possui maior amplitude de relevo é a do Rio Umbuzeiro, com um desnível de 707 metros. Outro aspecto importante sobre a altimetria reside no fato de que a sub-bacia do Rio Umbuzeiro apresenta o ponto nível mais elevado de toda a bacia do Alto Paraíba, chegando a 1171 metros de altitude. Diante das análises morfométricas da bacia, o Rio Umbuzeiro se apresenta como o principal rio da bacia do alto Rio Paraíba.

De maneira geral, ficou evidente a influência litoestrutural nos perfis longitudinais dos rios, pois as anomalias observadas coincidem com mudanças litológicas ou com a ocorrência de zonas de cisalhamento. Em relação a área de contribuição foi observado o seu aumento significativo sempre que o rio principal recebe importantes afluentes.

O regime fluvial do Rio Paraíba, na estação Caraúbas, é de fluxo de curta duração no ano, 2 a 4 meses, com picos de cheias que ocorrem eventualmente, marcados por subidas e descidas abruptas do nível da água, às vezes em apenas 1 dia. A maior vazão diária registrada foi de 860 m<sup>3</sup>/s no dia 27 de março de 1985, gerando uma cota de 800 cm de lâmina de água. O trimestre de maior vazão é fevereiro, março e abril, sendo o março o mês que apresentou a maior vazão em 43% dos anos.

As chuvas que caem nas cabeceiras da bacia, ou seja, nos municípios que circundam os divisores de drenagem principais, tem pouca influência direta no aumento da vazão na estação Caraúbas. O grande número de barramentos no caminho dos canais impede que essas águas alimentem o rio principal em Caraúbas. Exceção é feita quando os açudes estão sangrando, nesse caso, a influência ocorre de modo a aumentar substancialmente os picos de cheias em Caraúbas. As chuvas que caem nos municípios de Camalaú, Congo e Sumé mostraram serem as principais responsáveis por mudanças repentinas na vazão em Caraúbas.

A análise morfológica da seção Caraúbas confirmou a forte variabilidade da dinâmica dos processos erosivos e deposicionais. A área da seção transversal modificou 24% (138 m<sup>2</sup>) em 8 anos. A morfodinâmica foi condicionada mais por processos agradacionais (deposição) do que degradacionais (erosão).

Os sedimentos de fundo em todos os pontos amostrais foram predominantemente arenosos, com teores de silte e argila insignificantes. Em 65% das amostras o grão médio foi areia grossa e pobremente selecionadas. Não foi observado o padrão de granodrecrescência, diminuição do tamanho do grão de montante para jusante, conforme sugerido na literatura. Essas características reforçam o aspecto complexo dos rios semiáridos e a influência dos barramentos (passagens molhadas e açudes) na transmissão de sedimentos.

Com a exceção do Rio Monteiro, todos os demais pontos foram observados terraços fluviais. A análise e classificação dos solos contidos nos terraços mostrou que se trata de Neossolos Flúvicos, com desenvolvimento incipiente, alta fertilidade natural e elevados teores de sódio (caráter sódico). Essas características indicam se tratar de solos

ajustados as condições ambientes de onde ocorrem, ou seja, em vales fluviais sob clima semiárido.

O caráter arenoso dos sedimentos e a presença de solos “jovens” nos depósitos sugerem que esses terraços fluviais foram formados já sob o clima semiárido. Esse aspecto corrobora a intensa morfodinâmica fluvial da bacia, pois, considerando que esses terraços tenham se formado dentro do clima semiárido (últimos 4k anos), o Rio Sucuru teria entalhado mais de 9 metros, o Rio Umbuzeiro mais de 5 metros e o Monteiro 3 metros, dentro desse período. O Rio Paraíba entalhou 7,5 metros no ponto 4 (Congo) e 4 metros no ponto 5 (São Domingos do Cariri).

Toda essa morfodinâmica reflete os processos hidrossedimentológicos dominantes na bacia. É importante ressaltar que os pontos analisados representam segmentos de drenagens altamente impactados por barramentos (açudes e passagens molhadas), o que interrompe ou diminui a transmissão de fluxo e sedimentos.

A alta carga de sedimentos presentes nos vales fluviais estudados espelha o intenso processo erosivo nas encostas desmatadas da bacia. A intensificação desses fenômenos vem comprometendo a vida útil dos reservatórios de águas superficiais, que são a principal forma de abastecimento na região.

O avanço do desmatamento da caatinga na bacia torna-se altamente preocupante pois poderá expor os solos ao regime de chuvas concentradas, podendo elevar as taxas de perdas de solos para patamares superiores. De certa forma, a perenização do rio principal, com a chegada das águas da transposição do Rio São Francisco, pode gerar a expansão de atividades econômicas sobre o bioma da caatinga na região.

## 8. REFERÊNCIAS

ALBUQUERQUE, A. W., LOMBARDI NETO, F. & SRINIVASAN, V. S. Efeito do desmatamento da caatinga sobre as perdas de solo e água de um luvissole em Sumé (PB). **R. Bras. Ci. Solo**, 25:121-128, 2001.

ALBUQUERQUE, A. W.; LOMBARDI NETO, F.; SRINIVASAN, V. S. E SANTOS, J. R. Manejo da cobertura do solo e de práticas conservacionistas nas perdas de solo e água em Sumé, PB. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 6, n.1, p.136-141, 2002.

ALBUQUERQUE, A. W.; FILHO, G. M.; SANTOS, J. R.; COSTA, J.P.V. & SOUZA, J.L. Determinação de fatores da equação universal de perda de solo em Sumé, PB. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.9, n.2, p.153-160, 2005.

ALMEIDA, N. V. **Ordenamento territorial geoambiental da bacia Hidrográfica do rio Taperoá/semiárido paraibano**. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal Fluminense, 2012.

ALMEIDA, H.A., SILVA, L.. Determinação das características hídricas da microbacia de drenagem da barragem Vaca Brava. **Revista Brasileira de Agrometeorologia** 16, 77-86, 2008.

ALTIN, T. B. & ALTIN, B. N.. Drainage morphometry and its influence on landforms in volcanic terrain, Central Anatolia, Turkey. **Procedia Social and Behavioral Sciences** 19 (2011) 732-740.

ANA, Agência Nacional de Águas (Brasil). **Sistema de Informações Hidrológicas – HIDROWEB**. Disponível em [www.ana.gov.br](http://www.ana.gov.br).

ANDRADE, E. M.; PEREIRA, OSMAR, J.; DANTAS, ROCHA, F. E.; **Semiárido e o manejo dos recursos naturais**. 1. ed. Fortaleza: Imprensa Universitária - UFC, 2010, v. 1, 396 p.

AQUINO, C. M. S.; OLIVEIRA, J.G.B.; SALES, M.C.L. 2006. Estimativa da erosividade das chuvas (R) nas terras secas do Estado do Piauí. **Revista Ciência Agrônômica**, v.37, n.3, p.287-291, 2006.

ARAÚJO, J. C. de. Assoreamento em reservatórios do semiárido: modelagem e validação. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**. Vol. 8, Nº 2, Abr/Jun, 2003, 39-56.

ARAÚJO, J. P. de C.; CASTRO, T. G. S. de; SILVA, A. C. da; MACHADO, P. J. de O.; ZAIDAN, R. T. Aplicação de métodos e critérios para a determinação de rio principal: o caso da bacia hidrográfica do rio Paraibuna. **Anais do XIII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada**, Viçosa-MG, 2009.

BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. **Conservação dos solos**. São Paulo: Ícone, 1990. 335p.

BEZERRA, F. H. R.; AMARO, V. E.; VITAFINZI, C.; SAADI, A. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**. v14: 61-75, 2001.

BLAIKIE, P. **The political economy of soil erosion in developing countries**. Longman Group Limited, Nova York, 1985, 188p.

BLASCHKE, T. Object based image analysis for remote sensing. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**. Áustria, nº 65, 2-16, 2010

BLOTT, S. J. & PYE, K. Gradistat: a grain size distribution and statistics Package for the analysis of unconsolidated sediments. **Earth Surf. Process. Landforms** **26**, 1237–1248 (2001). DOI: 10.1002/esp.261

BORDAS, M. P. & SEMMELMANN, F. R. Elementos de engenharia de sedimentos. In: Tucci, Carlos E. M. **Hidrologia: Ciência e aplicação**. Porto Alegre-RS: Editora da UFRGS/ABRH, 3ª. ed., 2002, pp 915-943.

BRIDGE, J. S. **Rivers and Floodplains Forms, Processes, and Sedimentary Record** (1st edn). Blackwell Science: Oxford. 2003.

BRIDGE, J. e DEMICCO, R. **Earth surface processes, landforms and sediment deposits**. Cambridge University Press, New York, 2008.

BRITO, F. B. de ; VIANNA, P. C. G. . Conflito pelo uso da água do açude Epitácio Pessoa-PB. In: Seminário Luso-Brasileiro-Caboverdiano - agricultura familiar em regiões de desertificação, João Pessoa. **Anais do Seminário Luso-Brasileiro-Caboverdiano - agricultura familiar em regiões de desertificação**. João Pessoa: Editora da UFPB, 2006. v. Único. p. 86-100. 2006.

CARVALHO, N. de O. **Hidrossedimentologia prática**, 2ªed,Rio de Janeiro: interciência, 2008.

CASADO, A.; PEIRY, J-L.; CAMPO, A. M. Geomorphic and vegetation changes in a meandering dryland river regulated by a large dam, Sauce Grande River, Argentina. **Geomorphology**, Elsevier, 2016.

CAVALCANTE, A.A. & CUNHA, S.B.da. Morfodinâmica fluvial em áreas semiáridas: discutindo o vale do Rio Jaguaribe, CE, Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, vol. 13, n.1, jan-mar, p.39-49, 2012.

CAVALCANTI, N. de B.; BRITO, L. T. de L. Efeito do escoamento superficial e da perda de solo em diferentes sistemas de cultivo no semi-árido nordestino. In: 7º **Simpósio Brasileiro de Captação e Manejo de Água de Chuvas**, Caruaru, PE, 2009.

CERDÀ, ARTEMI & RODRIGO-COMINO, JESÚS & GIMÉNEZ-MORERA, ANTONIO & KEESSTRA, SASKIA. (2017). An economic, perception and biophysical approach to the use of oat straw as mulch in Mediterranean rainfed agriculture land. **Ecological Engineering**. 108PA. 162-171. 10.1016/j.ecoleng.2017.08.028.

CHARLTON, R. **Fundamentals of Fluvial Geomorphology**. Taylor & Francis e-Library: New York, 2007.

CHAVES, I. B.; FRANCISCO, P. R. M.; LIMA, E. R. V. de & CHAVES, L. H. G. Modelagem e mapeamento da degradação da caatinga. **Revista Caatinga**, Mossoró, v. 28, n. 1, p. 183 – 195, jan. – mar., 2015.

CHEVALLIER, P. Aquisição e processamento de dados. In: **Hidrologia: ciência e aplicação**. Org. Tucci, C. E. M. 3ª. Ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS / ABRH, 485-525, 2002.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo, Edgard Blücher, 2ª. ed., 1980.

COELHO, A. L. N. Geomorfologia fluvial de rios impactados por barragens. **Caminhos de Geografia** Uberlândia v. 9, n. 26 Jun/2008 p. 16 - 32

COELHO, G. K. S. & ANDRADE, J. H. R. Caracterização de Feições Morfológicas no Canal do Rio Jaguaribe: Trecho Limoeiro do Norte-Quixeré. **Rev. Bras. Geomorfol.** (Online), São Paulo, v.21, n.2, (Abr-Jun) p.343-363, 2020

CORRÊA, A. C. B. Antropogênese e morfogênese sob a ação de eventos climáticos de alta magnitude no semiárido pernambucano: o caso da Bacia do Riacho Salgado. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v.12, n.3, p.25-36, 2011

CORRÊA, A.C. B., TAVARES, B. de A. C., MONTEIRO, K. de A., CAVALCANTI, L. C. de S. e LIRA, D. R. de. Megageomorfologia e morfoestrutura do planalto da Borborema. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, 31 (1/2), 35-52, 2010.

CORRÊA, A. C. B.; TAVARES, B. de A. C., LIRA, D. R. de; MUTZENBERG, D. da S.; CAVALCANTI, L. C. de S. The Semi-arid Domain of the Northeast of Brazil. In: Salgado, André Augusto Rodrigues; Santos, Leonardo José Cordeiro e Paisani, Julio César (orgs). **The Physical Geography of Brazil**. 1. ed. Heidelberg: Springer International Publishing, 2019. v. 1. 119-150p .

CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Geologia e recursos minerais do Estado da Paraíba**. 2002.

CREPANI, E.; MEDEIROS, J. S.; AZEVEDO, L. G.; HERNANDEZ FILHO, P.; FLORENZANO, T. G.; DUARTE, V. Curso de sensoriamento remoto aplicado ao zoneamento ecológico econômico. In: **Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, 8., Salvador, 1996. Anais. São Paulo: Image Multimídia, seção de Comunicações Técnico-Científicas. 1 CD-ROM, 1996.

CREPANI, E.; MEDEIROS, J. S.; HERNANDEZ FILHO, P.; FLORENZANO, T. G.; DUARTE, V.; BARBOSA, C.C.F. **Sensoriamento remoto e geoprocessamento aplicado ao zoneamento ecológico-econômico e ao ordenamento territorial**. São José dos Campos, INPE, 101p., 2001.

CRUZ, C.B.M., VICENS, R.S., SEABRA, V.S., REIS, R.B., FABER, O.A., RICHTER, M., ARNAUT, P.K.E., ARAUJO, M. (2007) Classificação orientada a objetos no

mapeamento dos remanescentes da cobertura vegetal do bioma Mata Atlântica, na escala 1:250.000. **XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, INPE, Florianópolis, Brasil. 2007.

CUNHA, S. B. da. Geomorfologia fluvial. In: Guerra, A.J.T. & Cunha, S.B. (orgs.) **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 3ª Ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998, 211-252.

DEFINIENS, **The Principles of Definiens Cognition Network Technology**. Disponível em: <http://earth.definiens.com/learn/technology>. Acesso em janeiro de 2017. 2010.

DORNELLAS, P. da C; SEABRA, V. da S.; XAVIER, R. A. & SILVA, R. M. da. Estimativa de perdas de solo na bacia do Alto Rio Paraíba, Região Semiárida do Estado da Paraíba. **OKARA: Geografia em debate**, v.11, n.2, p. 338-350, 2017.

DORNELLAS, P. da C; SEABRA, V. da S.; XAVIER, R. A. & SILVA, R. M. da. Vulnerabilidade a erosão dos solos na bacia do Alto Rio Paraíba, Semiárido Paraibano. In: Lidriana de Souza Pinheiro; Adryane Gorayeb. (Org.). **GEOGRAFIA FÍSICA E AS MUDANÇAS AMBIENTAIS**. 1ed.Fortaleza: Editora da UFC, 2019, v. 1, p. 1-12.

DORNELLAS, P. da C; XAVIER, R. A.; SEABRA, V. da S. & SILVA, R. M. da. Análise Morfométrica da Bacia do Alto Rio Paraíba, Região Semiárida do Estado da Paraíba. **Rev. Bras. Geomorfol.** (Online), São Paulo, v.21, n.3, (Jul-Set) p.601-614, 2020

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA – EMBRAPA. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2.ed. Rio de Janeiro, 2006. 306p.

EMBRAPA. Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Embrapa Solos. Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 3. ed. Rio de Janeiro: EMBRAPA, 2013. 353 p.

ESPER ANGILLIERI, M.Y., FERNÁNDEZ, O.M.,. Morphometric analysis of river basins using GIS and remote sensing of an Andean section of Route 150, Argentina. A comparison between manual and automated delineation of basins: **Revista Mexicana de Ciencias Geológicas**, v. 34, núm. 2, p. 150-156, 2017.

FERNANDEZ, O. V. Q.; REBELATTO, G.E. & SANDER, C. Análise quantitativa de seções transversais em pequenos canais fluviais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Vol. 2, Nº 1, 2001, 85-92.

FERREIRA, J., PARDINI, R., METZGER, J. P., FONSECA, C. R., POMPEU, P. S., SPAROVEK, G., & LOUZADA, J. Towards environmentally sustainable agriculture in Brazil: challenges and opportunities for applied ecological research. **Journal of Applied Ecology**, 49, 535-541, 2012. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2664>

FOLK, R. L. & WARD, W. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Research**, 27: 3-26, 1957.

FOLK, R. L. 1968. **Petrology of Sedimentary Rocks**. Univ. Texas Geol. 370k. Hemphill's Austin, 170p.

FRYIRS, K. e BRIERLEY, G. Bar, River. In: Goudie, Andrew S. **Encyclopedia of geomorphology**. Londres: Taylor & Francis e-Library, 2006, p. 56-58.

FROTA, P. V. 2012. **Potencial de Erosão na Bacia Hidrográfica do Açude Orós – CE**. (Tese de Doutorado em Engenharia Florestal). Universidade de Brasília, 2012.

GALDINO, S.; RISSO, A; SORIANO, B. M. A.; VIEIRA, L. M.; PADOVANI, C. R.; POTT, A.; MELO, E. C.; ALMEIDA JÚNIOR, N.. **Perdas de solo na bacia do alto Taquari. Corumbá**: Embrapa Pantanal, 2003. 40 p.(Embrapa Pantanal. Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento, 44).

GOMES, A. R. **Avaliação da vulnerabilidade à perda de solo em região semiárida utilizando sensoriamento remoto e geoprocessamento – área piloto de Parnamirim (PE)**. São José dos Campos, São Paulo. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) -Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. 2005. 163f.

GOMES, A. R.; CREPANI, E.; CARVALHO, V. C. de; MEDEIROS, J. S. de. Aplicação da metodologia ZEE para a análise da vulnerabilidade à perda de solo em ambiente semi-árido. **Anais XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Goiânia, Brasil, 16-21 abril 2005, INPE, p. 3519-3526.

GRAF, W.L. **Fluvial Processes in Dryland Rivers**. Springer-Verlag, Berlin. (346 pp.), 1988.

GUERRA, A.J.T. Processos erosivos nas encostas. In: **Geomorfologia uma atualização de bases e conceitos**, Guerra e Cunha (orgs.). Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, 1998, 149-209p.

GUERRA, A. J. T.; FULLEN, M. A.; JORGE, O. M. DO C. & ALEXANDRE, S. T. Soil Erosion and Conservation in Brazil. **Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ**. - Vol. 37 - 1 / (2014) 81-91.

GUERRA, A.J.T. e MENDONÇA, J.K.S. **Erosão dos solos e a questão ambiental**. In: Reflexões sobre a Geografia Física no Brasil, Vitte e Guerra (orgs.) Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2004, 225-256p.

HARDEN, C. Terrace, river. In: Goudie, Andrew S. **Encyclopedia of geomorphology**. Londres: Taylor & Francis e-Library, 2006, p. 1039-1043.

HORTON, R.E.. Erosional development of streams and their drainage basins. Hydrophysical approach to quantitative morphology: **Geological Society of America Bulletin**, 56(3), 1945 (275–370).

HUGGETT, R. J. **Fundamentals of Geomorphology**. Routledge, 4th ed., 2017.

KANHAIYA, S.; SINGH, B. P.; SINGH, S.; PREETI MITTAL; SRIVASTAVA, V. K.. Morphometric analysis, bedload sediments, and weathering intensity in the Khurar River Basin, central India. **Geological Journal**. 2018 (1–16).

KHANDAY, M. Y. & JAVED, A. Hydrological investigations in the semi-arid Makhawan watershed, using morphometry. **Appl Water Sci**, 2017.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS – INPE. **El Niño e La Niña**. Disponível em <http://enos.cptec.inpe.br/>. Acesso em 17 de julho de 2018.

ISSO. Sand fluxmeter, standard version. ISO/TC 113/SC6-N198. Wallingford, UK, 1977.

JARDIM DE SÁ, E.F. **A Faixa Serido (Província Borborema, Nordeste do Brasil) e seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana**. Tese de doutorado, Universidade de Brasília, Brasília, 803 pp. 1994.

JARDIM DE SÁ, E.F., SOUZA, Z.S., VASCONCELOS, P.M.P., SAADI, A., GALINDO, A.C., LIMA, M.G., OLIVEIRA, M.J.R. Marcos temporais para a evolução cenozóica do Planalto da Borborema. **X Simp. Nac. Estudos Tectônicos**, 2005.

JARDIM, A. M. DA R. F.; ARAÚJO JÚNIOR, G. DO N.; SILVA, M. J. DA; MORAIS, J. E. F.; SILVA, T. G. F. da. Estimativas de perda de solo por erosão hídrica para o município de Serra Talhada, PE. **Journal of Environmental Analysis and Progress V. 02 N. 03 (2017) 186-193**.

LACERDA, A. V. de. **A semi-aridez e a gestão em bacias hidrográficas: visões e trilhas de um divisor de ideias**. João Pessoa: Autor Associado/UFPB, 164p. 2003.

LANA, C. E.; ALVES, J. M. de P.; CASTRO, P.T.A. Análise Morfométrica da Bacia do Rio do Tanque, MG-BRASIL. **REM. Ouro Preto-MG**, 2001, Vol 54(2), p. 121-126.

LANNA, A. E. Elementos de Estatística e Probabilidades. In: **Hidrologia: ciência e aplicação**. Org. Tucci, C. E. M. 3ª. Ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS / ABRH, 79-176, 2002.

LEAL, M. S. & TONELLO, K. C. Análise da morfometria e do uso e cobertura da terra da microbacia do córrego Ipaneminha de baixo, Sorocaba, SP. **FLORESTA**, Curitiba, PR, v. 46, n. 4, p. 439 - 446, out. / dez. 2016.

LIEBAULT, F.; PIÉGAY, H.; FREY, P.; LANDON, N. Tributaries and the management of main-stem geomorphology. In: Stephen P. Rice, André G. Roy and Bruce L. Rhoads. **River Confluences, Tributaries and the Fluvial Network**. JohnWiley & Sons, Ltd, 2008 (243-270).

LIMA, E. R. V. de. Erosão do solo: fatores condicionantes e modelagem matemática. **Revista Cadernos do Logepa – Série Pesquisa** Ano 1, Número 1 - Jan/Jun de 2003.

LIMA, K. C.; CUNHA, C. M. L.; PEREZ FILHO, A. Relações Entre Rede de Drenagem e Superfícies de Aplainamento Semiáridas. **Mercator**, Fortaleza, v.15, n.2, p. 91-104, abr./jun., 2016.

LIMA, K. C. & LUPINACCI, C. M. Morfologias Fluviais em Ambiente Semiárido: Questões Teóricas Aplicadas a um Estudo de Caso. **Rev. Bras. Geomorfol.** (Online), São Paulo, v.20, n.3, (Jul-Set) p.475-490, 2019a.

LIMA, K. C. & LUPINACCI, C. M. Significado de Depósitos Aluviais Holocênicos em Ambiente Semiárido: Estudo de Caso na Depressão Sertaneja da Bahia. **Rev. Bras. Geomorfol.** (Online), São Paulo, v.20, n.4, (Out-Dez) p.841-860, 2019b.

LIN, C., ZHOU, S.L. AND WU, S.H., 2013. Using hyperspectral reflectance to detect different soil erosion status in the Subtropical Hilly Region of Southern China: a case study of Changting, Fujian Province. **Environment Earth Science**, 70, pp.1661–1670

LOMBARDI NETO, F.; BERTONI, J. **Tolerância de perdas de terras para solos do Estado de São Paulo**. Campinas: Instituto Agrônômico, 1975. 12p. (Boletim Técnico, 28).

LOPES, F. B.; ANDRADE, E. M. de; TEIXEIRA, A. dos S.; CAITANO, R. F. & CHAVES, L. C. G. Uso de geoprocessamento na estimativa da perda de solo em microbacia hidrográfica do semiárido brasileiro. **Revista Agro@mbiente On-line**, v. 5, n. 2, p.88-96, maio-agosto, 2011.

LOPES, M. S. & SALDANHA, D. L. Análise de vulnerabilidade natural à erosão como subsídio ao planejamento ambiental do oeste da bacia hidrográfica do Camaquã – RS. **Revista Brasileira de Cartografia**, Rio de Janeiro, N. 68/9, p. 1689-1708, Out/2016.

LUZ, C. E. da & FERNANDEZ, O. V. Q. Variação longitudinal dos parâmetros estatísticos granulométricos nos sedimentos de fundo no rio marrecas, Região sudoeste do Paraná. *Rev. Geogr. Acadêmica* v.8, n.2, 20-32, 2014.

MABESSONE, J. M. Panorama geomorfológico do Nordeste brasileiro. **Geomorfologia**, n.56, 1978. p.1-16.

MACIEL, J. dos S. & XAVIER, R. A. Spatial dynamics of rainfall erosivity in the Taperoá river basin, semiarid region of Paraíba. **Journal of Hyperspectral Remote Sensing** v.6, n.4 (2016) 205-218

MAFRA, N. M. C. Erosão e planificação de uso do solo. In: **Erosão e conservação dos solos**. Guerra *et al.* (orgs.). Rio de Janeiro: Bertrand, 1999, 301-322p.

MAIA, R. P. e BEZERRA, F.H.R. Neotectônica, geomorfologia e sistemas fluviais: Uma análise preliminar do contexto nordestino. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, V. 12, n. 13, p. 37-46, 2011.

MAIA, R. P. & NASCIMENTO, M. A. L. do. Relevos graníticos do Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia** (Online), São Paulo, v.19, n.2, (Abr-Jun) p.373-389, 2018.

MAIA, R. P.; NASCIMENTO, M.A.L.; BEZERRA, F. H. R.; CASTRO, H.S.; MEIRELES, A.J.A.; ROTHIS, L.M. Geomorfologia do campo de inselbergues de Quixadá – NE do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Vol.2, n.16, , 2015.

MARRIOTT, S. B. Floodplain. In: Goudie, Andrew S. **Encyclopedia of geomorphology**. Londres: Taylor & Francis e-Library, 2006, p. 381-384.

MELO, R.O; CANTALICE J. R. B.; ARAÚJO, A. M.; FILHO, M. C. produção de sedimento suspenso de uma típica bacia hidrográfica semi-árida, **VIII Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos**, 2008.

MENEZES, J. B. de; ARAÚJO, M. S. B. de; GALVÍNCIO, J. D.; SAMPAIO, E. V. de SÁ B.; CORRÊA, A. C. B. Índice de vulnerabilidade à erosão para uma bacia na mesorregião do São Francisco Pernambucano, a partir das relações entre morfogênese e pedogênese. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.8, n.2, p.45-56, 2007.

MENEZES, R. S. C., SAMPAIO, E. V. S. B., GIONGO, V., PÉREZ-MARIN, A. M. Biogeochemical cycling in terrestrial ecosystems of the Caatinga Biome. **Brazilian Journal of Biology**, São Paulo v.72, n. 3, p.643-653, 2012.

MORGAN, R.P.C. **Soil erosion and conservation**. England, Longman Group, 298p, 1986.

NANSON, G.C., S. TOOTH AND A.D. KNIGHTON. A global perspective on dryland rivers: Perceptions, misconceptions and distinctions. In **Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-Arid Channels**, L.J. Bull and M.J. Kirkby (eds), 2002 (17–54).

NASCIMENTO, S.S.; LIMA, E. R. V. & LIMA, P. P. S. Uso do NDVI na análise temporal da degradação da caatinga na sub-bacia do Alto Paraíba. **OKARA: Geografia em debate**, v.8, n.1, p. 72-93, 2014.

NEARING, M. A., XIE, Y., LIU, B. YE, Y. Natural and anthropogenic rates of soil erosion **International Soil and Water Conservation Research** 5(2017)77–84.

OLIVEIRA, P. T. S.; WENDLAND, E.; NEARING, M. A. Rainfall erosivity in Brazil: A review. **Catena**, v.100, p.139-147, 2012.

OLIVEIRA, F.P.; SANTOS, D.; SILVA, I de F; SILVA, M. L. N. Tolerância de perda de solo por Erosão para o Estado da Paraíba. **Revista de Biologia e Ciência da Terra**, v.8, n. 2, 2008.

OLIVEIRA, L. B., RIBEIRO, M. R., FERRAZ, F. B., & JACOMINE, P. K. T. Classificação de solos Planossólicos do Sertão do Araripe (PE). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 27, 685-693, 2003. <https://doi.org/10.1590/S0100-06832003000400013>

OLSON-RUTZ, K.L. & MARLOW, C.B. **Analysis and interpretation of stream channel cross-sectional data**. North American journal of Fisheries Management, 12:55-61, 1992.

OZDEMIR. H, AND BIRD. D., (2009), Evaluation of morphometric parameters of drainage networks derived from topographic maps and DEM in point of floods, **Environmental Geology**, 56, pp 1405–1415.

PARAÍBA/GOVERNO DO ESTADO. Secretaria de Estado da Ciência e Tecnologia e do Meio Ambiente – SECTMA. PERH-PB: **Plano Estadual de Recursos Hídricos**: resumo executivo & atlas / SECTMA; Agência Executiva de Gestão de Águas do Estado da Paraíba, AESA. – Brasília, DF: Consórcio TC/BR – Concremat, 2006.

PARANHOS FILHO, A. C.; FIORI, A. P.; DISPERATI, L.; LUCCHESI, C.; CIALI, A.; LASTORIA, G. Avaliação multitemporal das perdas de solos na bacia do Rio Taquarizinho-MS. **Boletim Paranaense de Geociências**, n. 52, p. 49-59, 2003.

PESSOA, L. G. M, FREIRE, M. B. G. dos S., ARAÚJO FILHO, J. C. de, SANTOS, P. R. dos, MIRANDA, M. F. A., & FREIRE, F. J. Characterization and Classification of Halomorphic Soils in the Semiarid Region of Northeastern Brazil. **Journal of Agricultural Science**; Vol. 11, No. 4; 2019.

PINTO, B. L. & FRANCO, G. B. Aspectos da morfodinâmica fluvial associado às ações Antropogênicas do médio curso do rio jacuípe – Semiárido Baiano. **Revista Geonorte**, Edição Especial 4, V.10, N.1, p.141-146, 2014.

POWELL, D. M. Drylands Rivers: processes and forms. In: A.J. Parsons, A.D. Abrahams (eds.), **Geomorphology of Desert Environments**, 2nd ed., Springer Science+Business Media B.V. 2009 (333-373).

RABELO D. R. & ARAÚJO J. C. Estimativa e Mapeamento da Erosão Bruta na Bacia Hidrográfica do Rio Seridó, Brasil. **Rev. Bras. Geomorfol.** (Online), São Paulo, v.20, n.2, (Abr-Jun) p.361-372, 2019

REDDY, G. P. O., MAJI, A. K., & GAJBHIYE, K. S. Drainage morphometry and its influence on landforms characteristics in basaltic terrain, central India-a remote sensing and GIS approach. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, 6, 1–16, 2004.

REIS, R. B., CARDOSO, P. V., CRUZ, C B. M., VICENS, R. S. Classificação do Uso e Cobertura do Solo da APA do São João em uma abordagem orientada a objeto. Anais **XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Natal, Brasil, 25-30 abril 2009, INPE, p. 7087-7094. 2009.

RODRIGUES, J. O. **O uso da terra e a resposta hidrológica em pequenas bacias hidrográficas de regiões semiáridas**, 2009. 128f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Departamento de Engenharia Agrícola, Universidade Federal do Ceará.

SANTOS, H. G. dos *et al.* **Sistema Brasileiro de Classificação de Solos ... [et al.]**. – 5. ed., rev. e ampl. – Brasília, DF : Embrapa, 2018.

SANTOS, CELSO A. G., SILVA, RICARDE MARQUES DA & SRINIVASAN, VAJAPYAM S. Análise das perdas de água e solo em diferentes coberturas superficiais no semi-árido da Paraíba. **OKARA: Geografia em debate**, v.1, n.1, p. 16-32, 2007.

SANTOS, J. C. N. dos; ANDRADE, E. M. de; MEDEIROS, P. H. A.; ARAÚJO NETO, J. R. de; PALÁCIO, H. A. de Q. & RODRIGUES, R. do N. Determinação do fator de

cobertura e dos coeficientes da MUSLE em microbacias no semiárido brasileiro. **R. Bras. Eng. Agríc. Ambiental**, v.18, n.11, p.1157–1164, 2014.

SANTOS, P. P.; AUGUSTO, R. C.; RICHTER, M. Sentinels 2 - Procedimentos e potencial de utilização a partir de geotecnologias gratuitas. **Anais do XVIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**. 28 a 31 de maio de 2017.

SCHUMM, S.A.. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Ambos, New Jersey: **Geological Society of America Bulletin**, 67, 1956 (597–646).

SEABRA, V. da S.; XAVIER, R. A.; DAMASCENO, J. & DORNELLAS, P. da C. Distribuição dos remanescentes de caatinga por unidades geomorfológicas da bacia do rio Taperoá-PB. **Anais do Simpósio Regional de Geoprocessamento e Sensoriamento Remoto - GEONORDESTE 2014** Aracaju, Brasil, 18-21 novembro 2014, 289-293.

SEABRA, V. S., XAVIER, R. A.; DAMASCENO, J.; DORNELLAS, P. C. Análise das mudanças de uso e cobertura da terra na bacia do rio Taperoá-PB entre os anos de 1990 e 2009. **Anais XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**, João Pessoa-PB, INPE, Brasil, 2015.

SEABRA, V. S., XAVIER, R. A.; DAMASCENO, J.; DORNELLAS, P. C. Mapeamento do Uso e Cobertura do Solo da Bacia do Rio Taperoá: Região Semiárida do Estado da Paraíba. **Revista Caminhos de Geografia**, Uberlândia. V.15, n.50, p. 127-137. ISSN 1678-6343. 2014.

SELBY, M. J. **Earth's Changing Surface: na introduction to Geomorphology**. Clarendon Press, Oxford, 4th ed., 1991.

SHREVE, R.L. Statistical law of stream numbers. **Journal of Geology**, Chicago, v.74, n.1, p.17-37, 1966.

SILVA, E.F., ASSIS JÚNIOR, R. R., SOUSA, J.I.G. Efeito da qualidade da água de irrigação sobre atributos hídricos de um Neossolo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.29, n.3, p.389-396, 2005.

SILVA, R.M.; PAIVA, F. M. de L. & SANTOS, C. A. G. Análise do grau de erodibilidade e perdas de solo na bacia do rio Capiá baseado em SIG e sensoriamento remoto. **RBGF-Revista Brasileira de Geografia Física**, Recife-PE Vol.2 n.01 jan/abril 2009,26-40.

SMITH, K. G.. Standards for grading texture of erosional topography, **American Journal of Science**, 248, 1950 (655–668).

SILVEIRA, R. M. F., SÁ, J. R., VASCONCELOS, A. M. de, RIBEIRO, M. C. de S., VIERA, E. F., GONÇALVES, M. A., FERREIRA, J. B. Atributos químicos de um Neossolo Flúvico cultivado com capim elefante (*Pennisetum purpureum Schum*) no município de Bela Cruz. **ACSA**, Patos-PB, v.14, n.4, p.325-330, Outubro-Dezembro, 2018

SOUZA, A. de O. & PEREZ FILHO, A. Aplicação do Ksn Index e do SL Index no Estudo dos Knickpoints no Perfil Longitudinal do Rio Ribeira de Iguape-SP. **Revista do Departamento de Geografia**, Volume Especial – Eixo 10, 208-217, 2017.

SOUZA, B. I.; SILANS, A.M.B.P.; SANTOS, J.B. Contribuição ao estudo da desertificação na Bacia do Taperoá. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.8, n.2-3, 2004.

SOUZA, B.I., SUERTEGARAY, D.M.A. e LIMA, E.R.V. Desertificação e seus efeitos na vegetação e solos do Cariri Paraibano. **Mercator - Revista de Geografia da UFC**, ano 08, número 16, 2009, 217-232.

SOUZA, B. I. de; SUERTEGARAY, D. M. A. y VIANA DA LIMA, E. R.. **Políticas públicas, uso do solo e desertificação nos cariris velhos (PB/Brasil)**. *Scripta Nova. Revista Electrónica de Geografía y Ciencias sociales*. [En línea]. Barcelona: Universidad de Barcelona, 10 de enero de 2010, vol. XIV, nº 311. <<http://www.ub.es/geocrit/sn/sn-311.htm>>. [ISSN: 1138-9788].

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

SREEDEVI, P. D., SREEKANTH, P. D., KHAN, H. H., & AHMED, S.. Drainage morphometry and its influence on hydrology in a semi-arid region: Using SRTM data and GIS. **Environmental Earth Science**, 70(2), 839–848, 2013.

SREEDEVI. PD., OWAIS. S., KHAN. H., AND AHMED. S..Morphometric analysis of a watershed of south India using SRTM data and GIS **Journal of the Geological Society of India**, 73, 2009 (543–552).

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

STRAHLER, A.N.. Dynamic basis of geomorphology. **Bull Geol Soc Am** 63:923–938, 1952.

SUGUIO K. **Introdução à sedimentologia**. São Paulo: Edgar Blücher, p. 317, 1973.

SUGUIO, K. e BIGARELLA, J. J. **Ambientes fluviais**. 2ª ed. Florianópolis: Editora da UFSC, 1990.

TAN, C.; FENG, S.; ZHAO, X., *et al.*, Longitudinal variations in channel morphology of an ephemeral stream from upland to lowland, Daihai Lake basin, North China, **Geomorphology** (2018), <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107450>

TINKLER, K. J. Knickpoint. In: Goudie, Andrew S. **Encyclopedia of geomorphology**. Londres: Taylor & Francis e-Library, 2006, p. 595-596.

TOOTH, S. AND G.C. NANSON. Equilibrium and nonequilibrium conditions in dryland rivers. **Physical Geography**, 21, 2000 (183–211).

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

TUCCI, C. E. M. **Apostila de Hidrologia**, Capítulo 2 – Ciclo Hidrológico/Bacia Hidrográfica, 2003.

VALERIANO, M. M. **TOPODATA**: guia para utilização de dados geomorfométricos locais. São José dos Campos: INPE, 2008. Disponível em: <[http://www.dsr.inpe.br/topodata/data/guia\\_enx.pdf](http://www.dsr.inpe.br/topodata/data/guia_enx.pdf)>. Acesso em: 09 dezembro 2012.

VIDAL-ABARCA, M. R.; GÓMEZ, R.; SÁNCHEZ-MONTOYA, M. M.; ARCE, M. I.; NICOLÁS, N. and SUÁREZ, M. L. Defining Dry Rivers as the Most Extreme Type of Non-Perennial Fluvial Ecosystems. **Sustainability** 2020, 12, 7202; doi:10.3390/su12177202

VERSTAPPEN, H. T. **Applied geomorphology-geomorphological surveys for environmental development**. New York: Elsevier, 1983 (57–83).

VESTENA, L. R.; CHECCHIA, T.; KOBİYAMA, M. Análise morfométrica da Bacia Hidrográfica do Caeté, Alfredo Wagner/SC. Goiânia-GO, **Anais do VI Simpósio Nacional de Geomorfologia**, 2006.

WANI, M. B.; ALI, S. A.; ALI, U.. Flood Assessment of Lolab Valley from Watershed Characterization Using Remote Sensing and GIS Techniques. V. P. Singh *et al.* (eds.), **Hydrologic Modeling, Water Science and Technology**, Springer Nature Singapore, 2018 (367-390).

WISCHMEIER, W. H.; SMITH, D. D. **Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning**. Washington, D.C: USDA, 1978.

WOHLL, E. E. Hydrology and Discharge. In: GUPTA, A. **Large Rivers: Geomorphology and Management**, John Wiley & Sons, Ltd, 2007 (29-44).

WONG, V. N. L., GREENE, R. S. B., DALAL, R. C., & MURPHY, B. W. (2010). Soil Carbon Dynamics in Saline and Sodic Soils: A review. **Soil Use and Management**, 26, 2-11, 2010. <https://doi.org/10.1111/j.1475-2743>.

XAVIER, R. A., DORNELLAS, P. C., MACIEL, J. S. CÍCERO DO BÚ, J. Caracterização do regime fluvial da bacia hidrográfica do Rio Paraíba-PB. **Revista Tamoios**, São Gonçalo (RJ), ano 08, n. 2, p. 15-28, jul/dez. 2012.

XAVIER, R. A.; MACIEL, J. dos S. & SILVA, V. M. de A. Análise espacial das chuvas na bacia do rio Taperoá, Região Semiárida da Paraíba. **Revista Brasileira de Geografia Física** v.09, n.05, 2016a, 1357-1369.

XAVIER, R. A.; SEABRA, V. S.; DAMASCENO, J. & DORNELLAS, P. C. da. Mapeamento geomorfológico da bacia do Rio Paraíba (PB) utilizando classificação baseada em objetos. **ACTA Geográfica**, Boa Vista, v.10, n.23, mai./ago. de 2016b. p.139-152.

XAVIER, R. A.; SEABRA, V. S.; DAMASCENO, J.; DORNELLAS, P. C. Mapeamento de unidades geomorfológicas na bacia do rio Taperoá, região semiárida da Paraíba, utilizando Modelo Digital de Elevação (MDE) topodata. **Revista Geonorte**, Edição Especial 4, V.10, N.3, p.166-171, 2014.

XAVIER, R. A.; SEABRA, V. S.; DORNELLAS, P.C.; DAMASCENO, J. Uso, ocupação e degradação das terras na bacia do Rio Taperoá, semiárido paraibano. In: **Rios e Homens: cursos transformados na relação Sociedade-Natureza** / Sérgio Murilo Santos de Araújo (Org.). Paulo Afonso-BA: Editora da Sociedade Brasileira de Ecologia Humana, 2017.

ZANCOPE, M. H. C., PEREZ FILHO, A. e CARPI Jr., S. Anomalias no perfil longitudinal e migração dos meandros do Rio Mogi Guaçu. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 10, n. 1, 2009.

ZANIN, P. R.; BONUMÁ, N. B. & MINELLA, J. P. G. Determinação do fator topográfico em bacias hidrográficas. **Rev. Bras. Geomorfol.** (Online), São Paulo, v.18, n.1, (Jan-Mar) p.19-36, 2017

ZAPAROLI, F.C.M. & CREMON, E. H. Análise comparativa entre quatro metodologias de fragilidade ambiental na bacia hidrográfica do ribeirão Jangada, noroeste paulista. **Anais do VIII Simpósio Nacional de Geomorfologia**, Recife, 2010.