



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

VANESSA MARTINS LOPES

**ANÁLISE DA CONECTIVIDADE DA PAISAGEM NA BACIA HIDROGRÁFICA DO
RIO BASTIÕES (BHRB) – CEARÁ**

Recife

2023

VANESSA MARTINS LOPES

**ANÁLISE DA CONECTIVIDADE DA PAISAGEM NA BACIA HIDROGRÁFICA DO
RIO BASTIÕES (BHRB) – CEARÁ**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de doutora em Geografia. Área de concentração: Regionalização e Análise Regional.

Orientador: Prof. Dr. Osvaldo Girão da Silva

Coorientador: Prof. Dr. Jonas Otaviano Praça de Souza

Recife

2023

Bibliotecário: Rodrigo Leopoldino Cavalcanti I, CRB4-1855

Bibliotecário: Rodrigo Leopoldino Cavalcanti I, CRB4-1855

Orientador : Osvaldo Girão da Silva.
Coorientador : Jonas Otaviano Praça de Souza.
Tese (doutorado) - Universidade Federal de Pernambuco, CFCH.
Programa de Pós-Graduação em Geografia, Recife, 2023.

1. Geografia. 2. Geomorfologia fluvial. 3. Rios de terras secas. 4. Desconectividade. 5. Estilos fluviais. 6. Alto Jaguaribe (CE : Microrregião). 7. Bastiões, Rio, Bacia (CE). I. Silva, Osvaldo Girão da (Orientador). II. Souza, Jonas Otaviano Praça de (Coorientador). III. Título.

UFPE (BCFCH2023-179)

VANESSA MARTINS LOPES

**ANÁLISE DA CONECTIVIDADE DA PAISAGEM NA BACIA HIDROGRÁFICA DO
RIO BASTIÕES (BHRB) – CEARÁ**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de doutora em Geografia. Área de concentração: regionalização e análise regional.

Aprovada em: 25/05/2023.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Osvaldo Girão da Silva (Orientador – Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Profa. Dra. Ana Clara Magalhães de Barros (Examinadora Externa)
Universidade Federal do Oeste da Bahia

Prof. Dr. Oscar Vicente Quinonez Fernandez (Examinador Externo)
Universidade Estadual do Oeste do Paraná

Prof. Dr. Lucas Costa de Souza Cavalcanti (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Daniel Rodrigues de Lira (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

À Deus e à minha família, pela confiança, pelo
incentivo, e sobretudo, pelo amor.

AGRADECIMENTOS

À Deus, pela sua infinita graça e misericórdia, por ter renovado minhas forças todos os dias, e cuidado de todos os mínimos detalhes imprescindíveis para que este trabalho fosse concluído.

À minha família, pelo amor, pelo carinho, pelo suporte, e por terem sempre acreditado em mim, muitas vezes mais do que eu mesma.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Osvaldo Girão da Silva, por todas as contribuições a este trabalho, os quais o fazem além de um ótimo orientador, um ser humano maravilhoso, sempre paciente e compreensivo com as situações relacionadas à essa pesquisa.

Ao meu coorientador, Prof. Dr. Jonas Otaviano Praça de Souza, pelo auxílio imprescindível ao desenvolvimento desse trabalho, pelas ideias e recursos disponibilizados, pela acessibilidade e humildade que o fazem um profissional competente e um ser humano admirável.

Ao Grupo de Pesquisa em Antropogeomorfologia (ANTROPOGEO-UFPE) e ao Grupo de Estudos em Ambientes Fluviais Semiáridos (GEAFS-UFPB) pelo apoio acadêmico, sob a forma de discussões, auxílio nas etapas teórico-metodológicas, atividades de geoprocessamento e de campo, ferramentas e recursos disponibilizados.

Aos amigos, colegas e professores que gentilmente auxiliaram em diversas etapas da pesquisa de diferentes formas: Camilla Jéssica, Mirelle Oliveira, Jeferson Rodrigues, Wemerson Flávio, Fernando Alexandre, professoras Juliana Maria e Maria de Lourdes (URCA), entre tantos outros.

Aos meus amigos que sempre me apoiaram nessa caminhada.

Ao programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Pernambuco pelo suporte, especialmente ao secretário do PPGeo, Eduardo Veras, pela competência e gentileza de sempre.

À todas as pessoas que direta ou indiretamente contribuíram para o desenvolvimento e conclusão dessa pesquisa.

RESUMO

Os rios das regiões semiáridas exercem extrema importância na modelagem superficial das terras secas, pois são responsáveis pelo transporte em pulsos, de grande quantidade de sedimentos. Assim, torna-se importante compreender suas diferentes tipologias, e como elas afetam e são afetadas pelos aspectos morfológicos e pela dinâmica superficial da paisagem. Também é relevante entender como ocorre a transmissão de matéria e energia nas terras secas, especialmente de sedimentos, considerando o seu papel na propagação de efeitos perturbadores em sistemas fluviais. Neste sentido, o objetivo deste trabalho é analisar o grau de conectividade de sedimentos na Bacia Hidrográfica do Rio Bastiões (BHRB), a partir das diferentes tipologias de rio, considerando o papel das intervenções antrópicas nos estilos fluviais e na conectividade da paisagem. O rio Bastiões está localizado no estado do Ceará pertencendo ao domínio da bacia Alto Jaguaribe, a maior do estado. Para compreender e estabelecer as tipologias de rios foi utilizada a proposta dos Estilos Fluviais (*River Styles*) de Brierley e Fryirs (2005), que analisa o caráter e comportamento do rio de forma multiescalar, inter-relacionando as formas e processos para explicar a gênese fluvial. Para avaliar a transmissão de sedimentos, utilizou-se a proposta da conectividade da paisagem de Brierley, Fryirs e Jain (2006). A conectividade é avaliada intra e entre compartimentos na paisagem, em diferentes escalas espaciais, a partir do arranjo e tipos de impedimentos, associados à magnitude dos eventos de precipitação. Foram identificados na BHRB os cinco Estilos Fluviais: Vale Preenchido (EFVP), Vale Confinado com Leito Cascalhento e Arenoso (EFVCLCA), Vale Confinado com Leito Rochoso (EFVCLR), Vale Parcialmente Confinado com Leito Arenoso (EFVPCLA) e Vale Não Confinado com Leito Arenoso (EFVNCLA). Esses estilos apresentam-se com níveis distintos de propensão à conectividade. Acerca da transmissão de sedimentos, foram identificados os seguintes impedimentos relevantes ao fluxo hidrossedimentológico: barragens grandes, canais descontínuos/ausentes, planícies contínuas, planícies descontínuas e zonas urbanas de médio nível de impermeabilização. Concluiu-se que a BHRB pode ser considerada mais propensa à desconectividade dado o tipo e arranjo de impedimentos, ficando apenas 16% da área conectada em eventos de alta magnitude. Tal fato, supõe que além da retenção de sedimentos dentro do sistema ser alta, a propagação de mudanças diante de forças perturbadoras é lenta.

Palavras-chave: geomorfologia fluvial; rios de terras secas; desconectividade; estilos fluviais; Alto Jaguaribe.

ABSTRACT

Rivers in semi-arid regions are extremely important in the surface modeling of drylands, as they are responsible for transporting large amounts of sediment in pulses. Therefore, it is important to understand their different typologies, and how they affect and are affected by the morphological aspects and surface dynamics of the landscape. It is also important to understand how the transmission of matter and energy occurs in drylands, especially sediments, considering their role in propagating disruptive effects in river systems. In this sense, the objective of this work is to analyze the degree of sediment connectivity in the Bastião River Basin (BHRB), based on different river types, considering the role of human interventions in river styles and landscape connectivity. The Bastião River is located in the state of Ceará, belonging to the Alto Jaguaribe basin, the largest in the state. To understand and establish river typologies, the River Styles proposal by Brierley and Fryirs (2005) was used, which analyzes the character and behavior of the river in a multiscale way, interrelating the forms and processes to explain the genesis river. To evaluate sediment transmission, the landscape connectivity proposal of Brierley, Fryirs and Jain (2006) was used. Connectivity is assessed within and between compartments in the landscape, at different spatial scales, based on the arrangement and types of impediments, associated with the magnitude of precipitation events. The five River Styles were identified in the BHRB: Filled Valley (EFVP), Valley Confined with Gravel and Sandy Bed (EFVCLCA), Valley Confined with Rocky Bed (EFVCLR), Valley Partially Confined with Sandy Bed (EFVPCLA) and Unconfined Valley with Bed Sandy (EFVNCLA). These styles present different levels of propensity for connectivity. Regarding sediment transmission, the following relevant impediments to hydrosedimentological flow were identified: large dams, discontinuous/absent channels, continuous plains, discontinuous plains and urban areas with a medium level of waterproofing. It was concluded that the BHRB can be considered more prone to disconnection given the type and arrangement of impediments, with only 16% of the area being connected in high magnitude events. This fact implies that, in addition to sediment retention within the system being high, the propagation of changes in the face of disturbing forces is slow.

Keywords: river geomorphology; dryland rivers; disconnection; river styles; Alto Jaguaribe.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1-	Fluxograma da metodologia da pesquisa.....	59
Figura 2-	Mapa de localização da BHRB.....	72
Figura 3-	Contexto geotectônico BHRB na Província Borborema.	74
Figura 4-	Planalto do Araripe em relação à fisiografia do Nordeste do Brasil. 1- Chapada do Araripe; 2- Serra do Inácio; 3- Serra de Ibiapaba; 4- Serra dos Martins; 5- Borborema platô; 6- Serra Negra; 7- Vale do Cariri.	75
Figura 5-	Tipos climáticos da BHRB.	77
Figura 6-	Mapa geológico da BHRB.....	79
Figura 7-	Modelo digital de elevação e classes de declividade da bacia do rio Bastiões.	81
Figura 8-	Unidades de paisagem da bacia do rio Bastiões.	82
Figura 9-	Mapas de classes de solos, unidades fitoecológicas e uso e cobertura da terra da BHRB.....	83
Figura 10-	Unidades de paisagem da BHRB. A- Encostas íngremes da Chapada do Araripe, bordejada pela superfície tabular dissecada; B- área de superfície dissecada em cristas próximo à confluência do riacho Brejinho com o riacho Quinquelerê; C- topo convexo e encosta íngreme da Chapada do Araripe; D- crista residual Serra dos Bastiões no município de Tarrafas; E- área de vale encaixado bordejada por encostas íngremes no município de Araripe; F- planície aluvial do rio Bastiões bordejada por pedimento dissecado no município de Assaré; G- superfície tabular dissecada em trecho da CE-292 entre Assaré e Potengi e H- superfície tabular com cobertura laterítica no município de Altaneira.....	84
Figura 11-	Caatinga do Sedimentar em encosta da Chapada do Araripe em período chuvoso (A) e seco (B) e Caatinga do Cristalino no município de Potengi em período chuvoso (C) e no município de Altaneira em período seco (D). Pode se observar nas imagens o impacto das atividades agropastoris sobre a cobertura vegetal.	85
Figura 12-	Rede de drenagem da BHRB.	94
Figura 13-	Perfil longitudinal e área de acumulação do rio Bastiões.	96
Figura 14-	Knickpoints associados à estruturas no rio Bastiões e riachos do Felipe e São Miguel. O círculo amarelo indica os pontos 1 e 2, citados no texto.	97
Figura 15-	Perfil longitudinal e <i>stream power</i> do rio Bastiões.....	98
Figura 16-	Perfil longitudinal e área de acumulação do riacho São Miguel.	99
Figura 17-	Perfil longitudinal e área de acumulação do riacho do Felipe.	99

Figura 18-	Distribuição dos estilos fluviais BHRB.	101
Figura 19-	Visão em planta e MDE do Estilo Fluvial Vale Preenchido (riacho Brejinho).	104
Figura 20-	Trecho de vale preenchido em posição subsequente às encostas íngremes da Chapada do Araripe.	105
Figura 21-	Diferentes usos associados à disponibilidade hídrica em área de vale preenchido na região do riacho Brejinho. A e B- utilização para fins agrícolas; C- barragem rudimentar com processo de eutrofização (indicado na seta amarela); D- poço do tipo amazonas.....	106
Figura 22-	Mapa de detalhe do EFVP.	107
Figura 23-	EFVCLCA no riacho Brejinho. A- Canal efêmero e pouco inciso na superfície tabular dissecada; B- passagem molhada à montante de uma barragem e à jusante do ponto 23-A, nota-se que a incisão e largura do canal, é um pouco maior; C e D- trecho à jusante das encostas íngremes com textura de leito composta por cascalho e seixos.	110
Figura 24-	Visão em planta e MDE do Estilo Fluvial Vale Confinado com Leito Cascalhento e Arenoso (riacho do Felipe).....	111
Figura 25-	EFVCLCA no riacho do Felipe. A- Pequena barragem com depósito de sedimento a jusante; B- vegetação aquática no leito do rio em área de comportamento flúvio-lagunar.....	112
Figura 26 -	Mapa de detalhe do EFVCLCA.....	113
Figura 27-	Superimposição fluvial no riacho Quinquelerê/ São Miguel.....	116
Figura 28-	Unidades geomórficas do EFVCLR nos riachos São Gonçalo e Brejinho.....	117
Figura 29-	Visão em planta e MDE do estilo fluvial Vale Confinado com Leito Rochoso (riacho Brejinho).....	119
Figura 30-	Mapa de detalhe do EFVCLR.....	121
Figura 31-	EFVCLR no riacho Brejinho. Pequena barragem associada à afloramento rochoso (círculo amarelo), em momento de média vazão (A), com fluxo extravasando a estrutura e baixa vazão (B), com armazenamento hídrico apenas nas depressões do leito (seta vermelha); trecho à jusante em momento de média (C) e baixa vazão (D).....	122
Figura 32-	Visão em planta e Modelo Digital de Elevação do Estilo Fluvial Vale Parcialmente Confinado com Leito Arenoso (rio Bastiões).	124

Figura 33-	EFVPCLA (rio Bastiões). A e B- canal confinado na margem direita por material coeso, C- canal confinado na margem direita com encosta rochosa, D e E - confluência do riacho São Miguel com o rio Bastiões.	125
Figura 34-	Processo de ravinamento em encosta na margem direita do rio Bastiões.	126
Figura 35-	Unidades geomórficas do EFVPCLA no rio Bastiões e riacho São Gonçalo.	127
Figura 36-	Mapa de detalhe do EFVPCLA.	129
Figura 37-	Visão em planta e Modelo Digital de Elevação do Estilo Fluvial Vale Não Confinado com Leito Arenoso (rio Bastiões).	132
Figura 38-	Unidades geomórficas do EFVNCLA no rio Bastiões. A- Canal secundário paralelo ao canal principal, B- planície de inundação na margem direita, C- margem arenosa com raízes da vegetação exposta.	133
Figura 39-	Mapa de detalhe do EFVNCLA.	134
Figura 40-	Água acumulada no leito em período de baixa vazão em decorrência de impedimento causado por estrada não pavimentada. Notar a vegetação aquática no espelho d'água indicando o tempo prolongado que a água está parada e a presença de lixo nas margens.	136
Figura 41-	Localização dos postos pluviométricos e tipos climáticos da BHRB.	137
Figura 42-	Precipitação anual dos postos Brejinho (subúmido), Potengi (semiárido brando) e Assaré (semiárido).	138
Figura 43-	Série histórica de precipitação para o posto Brejinho (ano meteorológico). ..	141
Figura 44 -	Série histórica de precipitação para o posto Potengi (ano meteorológico).	141
Figura 45 -	Série histórica de precipitação para o posto Assaré (ano meteorológico).	142
Figura 46-	Gráficos das variáveis de precipitação CT, DC e DCE da BHRB.	143
Figura 47-	Gráficos das variáveis de precipitação DCSC e DCSCE da BHRB.	145
Figura 48-	Limiares dos eventos de precipitação dos postos Brejinho, Potengi e Assaré.	149
Figura 49-	Sub-bacias para a análise da conectividade da BHRB.	151
Figura 50-	Elementos desconectantes que não foram considerados na análise. A- Barragens em sequência, B- barreiros, C e D- barragens pequenas, E- ponte, F- estrutura para passagem de pedestres e estrada transversal ao canal, G e H- passagem molhada.	152
Figura 51 -	Elementos desconectantes da BHRB.	153
Figura 52-	Elementos desconectantes da BHRB. A- Barragem grande, B- canal ausente em área de vale preenchido, C- canal descontínuo, D- planície de inundação, E- área urbana de médio nível de impermeabilização (Assaré).	154

Figura 53-	Barragens de pequeno porte no rio Bastiões onde se observa a formação de depósitos fluvio-lagunares de origem tecnogênica	156
Figura 54-	Número de impedimentos por sub-bacia na BHRB.	159
Figura 55-	Área de captação efetiva da BHRB para eventos de baixa, moderada e alta magnitude.....	160

LISTA DE QUADROS

Quadro 1-	Mapas básicos utilizados na pesquisa.	60
Quadro 2-	Dados dos postos pluviométricos analisados na área de estudo.	68
Quadro 3-	Tabela cronoestratigráfica da BHRB.	80
Quadro 4-	Parâmetros morfométricos da bacia do rio Bastiões.	93
Quadro 5 -	Síntese das principais características dos estilos fluviais da bacia do rio Bastiões.	102
Quadro 6-	Matriz de Estilos Fluviais: EFVP.....	108
Quadro 7 -	Matriz de Estilos Fluviais: EFVCLCA.	114
Quadro 8-	Matriz de Estilos Fluviais: EFVCLR.	120
Quadro 9-	Matriz de Estilos Fluviais: EFVPCLA.....	130
Quadro 10-	Matriz de Estilos Fluviais: EFVNCLA.	135
Quadro 11-	Atuação do El Niño e La Niña entre os anos de 1991 a 2020.....	139
Quadro 12-	Elementos de desconexão da BHRB.....	155
Quadro 13-	Frequência dos eventos nos postos pluviométricos e área de captação efetiva da BHRB.....	160

LISTA DE TABELAS

Tabela 1-	Dados demográficos e espaciais da BHRB.	73
Tabela 2-	Normal climatológica de precipitação dos postos Brejinho, Potengi e Assaré.	139
Tabela 3-	Estatística descritiva das variáveis de precipitação na bacia do rio Bastiões..	142
Tabela 4-	Magnitude dos eventos de precipitação do Posto Brejinho.....	146
Tabela 5-	Magnitude dos eventos de precipitação do Posto Potengi.	147
Tabela 6-	Magnitude dos eventos de precipitação do Posto Assaré.....	148

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

COGERH	Companhia de Gestão dos Recursos Hídricos
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais
ENOS	<i>El Niño</i> Oscilação Sul
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
FUNCEME	Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
MDE	Modelo Digital de Elevação
SDR	<i>Sediment Delivery Ratio</i>
SPI	<i>Stream Power Index</i>
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
TGS	Teoria Geral dos Sistemas
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
TWI	<i>Topographical Wetness Index</i>
VCAS	Vórtices Ciclônicos de Ar Superior
W	<i>Watt</i>
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	17
1.1	Objetivo geral.....	19
1.2	Objetivos específicos	19
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	20
2.1	A bacia hidrográfica no contexto de sistemas complexos	20
2.1.1	Os sistemas complexos.....	20
2.1.2	Bacia hidrográfica e sistema fluvial	23
2.2	Dinâmica superficial da paisagem em terras semiáridas.....	25
2.2.1	Condicionantes climáticos.....	25
2.2.2	Dinâmica geomorfológica e sedimentar	27
2.2.3	Dinâmica fluvial	30
2.2.4	Disponibilidade e gestão de recursos hídricos no semiárido.....	35
2.3	Conectividade da paisagem	37
2.3.1	O conceito de conectividade.....	37
2.3.2	Conectividade estrutural e funcional	42
2.2.3	Conectividade hidrológica e de sedimentos	44
2.3.4	A conectividade em ambientes semiáridos.....	47
2.4	Estilos fluviais e ação antropogênica	51
3	MATERIAIS E MÉTODOS	59
3.1	Mapas básicos	59
3.2	Estilos Fluviais	61
3.3	Metodologia climática	67
3.4	Conectividade da paisagem	70
3.5	A área de estudo.....	72
4	RESULTADOS	78
4.1	Estilos Fluviais da bacia do rio Bastiões.....	78
4.1.1	Unidades de paisagem da bacia do rio Bastiões	78
4.2.2	Análise morfométrica e controles fluviais da bacia do rio Bastiões.....	93
4.2.3	Estilos Fluviais da bacia do rio Bastiões	100
4.2	Contexto climático da bacia do rio Bastiões.....	136
4.3	Conectividade na bacia do rio Bastiões	150
5	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	164

REFERÊNCIAS.....	167
-------------------------	------------

1 INTRODUÇÃO

Os rios exercem extrema importância na modelagem superficial das terras secas, atuando na remoção, transporte e deposição de sedimentos na bacia hidrográfica, construindo novas e retrabalhando feições geomórficas já existentes. Contudo, devido ao seu caráter intermitente e mais ainda efêmero - já que a efemeridade define a maioria dos rios do semiárido - isso ocorre sazonalmente, de modo que o grau e tipo de mudanças na paisagem dependerão das condições climáticas, os quais representam o principal *input* desses sistemas.

Assim sendo, torna-se importante compreender o caráter e dinâmica fluvial, em um viés que prioriza conhecer as diferentes tipologias de rio, e como elas interferem nos níveis de conexão no sistema fluvial. A conectividade além de refletir a transmissão de água e sedimentos, reflete também a transmissibilidade de mudanças oriundas de forças de perturbação dentro da bacia hidrográfica.

A compreensão e definição das diversas tipologias de rio na área, se deu a partir da abordagem dos Estilos Fluviais (*River Styles*) (BRIERLEY; FRYIRS, 2005), analisando o caráter e o comportamento fluvial de forma multiescalar, inter-relacionando as formas e os processos. Já a avaliação da transmissão de sedimentos dentro da bacia de drenagem, foi realizada a partir da perspectiva de conectividade da paisagem (BRIERLEY; FRYIRS; JAIN, 2006; SOUZA, 2011; 2014), onde se analisa a conexão intra e entre compartimentos, em diferentes escalas espaciais, a partir do arranjo e tipos de impedimentos. Estes impedimentos, são analisados em consonância à magnitude dos eventos de precipitação e consequente escoamento superficial na bacia, os quais representam a entrada de matéria e energia (*input*), definindo o grau de conectividade desse sistema.

Os estilos de rio encontrados, portam comportamentos notadamente distintos nas áreas de substrato cristalino e sedimentar, considerando as diferenças não somente litológicas, mas também topográficas entre eles. Assim, os aspectos morfológicos e fisiológicos fluviais, associados a outros fatores como a intervenção antrópica são analisados a fim de avaliar a sua capacidade de impulsionar ou interceptar, temporária ou definitivamente, os fluxos de matéria e energia que circulam pelo sistema.

A importância da análise fluvial sob essas duas perspectivas decorre dentre outros motivos, pelo fato de que o grau de conexão, relacionado às forças de resistência do sistema fluvial, irá interferir na capacidade e comportamento do sistema frente às forças de perturbação. Em outras palavras, a conectividade irá influenciar diretamente na propagação dos efeitos de possíveis perturbações (mudanças) na bacia, de modo que esses efeitos poderão ser absorvidos,

amenizados ou propagados, condicionando a bacia ao retorno às condições pré-distúrbio (resiliência) ou a evolução em direção a um novo estado de equilíbrio. Além disso, a compreensão da diversidade fluvial permite identificar que estilos fluviais são naturalmente favoráveis à conectividade ou à desconectividade.

Destarte, buscamos analisar o grau de conectividade de sedimentos e compreender a diversidade fluvial da Bacia Hidrográfica do Rio Bastiões (BHRB), de forma integrada ao contexto geoambiental da área, especialmente no que tange aos controles geológico-gemorfológicos e climáticos.

A bacia hidrográfica do rio Bastiões está inserida no contexto geoambiental do semiárido nordestino brasileiro. O rio Bastiões é um dos principais afluentes da bacia do Alto Jaguaribe e drena uma área de 3568 km² do centro-sul cearense. Geologicamente, sua área de captação corresponde a um setor de transição do embasamento sedimentar para o cristalino, o que se reflete na diversidade litológica, no alto controle estrutural e em fatores topográficos proeminentes na área. Esses aspectos afetam diretamente a dinâmica superficial e mesoclimática da BHRB, resultando em padrões fluviais e de conectividade condicionados a essas variáveis.

Regredindo à dinâmica operante em uma escala de tempo mais remota, anterior ao período em que as obras hidráulicas passaram a modificar a dinâmica hidrográfica no semiárido brasileiro, especialmente sob a forma de barragens de diversos portes, pode-se inferir que a BHRB era uma bacia conectada, com exceção da região do Planalto do Araripe, que é uma barreira natural de transmissão de sedimentos. No entanto, com as intervenções antrópicas na paisagem, sobretudo no que se refere aos recursos hídricos, dotadas dos mais diversos níveis de impactos socioambientais, essa condição foi mudando gradativamente ao longo do tempo.

Assim, considerando a dinâmica superficial atual nas terras secas, na qual uma das peculiaridades é o transporte de material em pulsos, juntamente com a natureza das intervenções antrópicas, pressupõe-se que a BHRB seja desconectada na maior parte do tempo. Essa condição decorre porque, além da instalação de uma série de bloqueios de fluxo artificiais ao longo da rede de canais, nem todos os eventos de precipitação/escoamento possuem energia suficiente para gerar o transporte efetivo de material. Além disso, tal qual em outras áreas do semiárido brasileiro, marcadas pela escassez hídrica, é esperado que quantitativamente os impedimentos que se destaquem sejam os de origem antrópica, especificamente as barragens, já que a instalação dessas estruturas é uma das principais medidas de enfrentamento da seca.

1.1 Objetivo geral

O objetivo principal deste trabalho é analisar o grau de conectividade de sedimentos na bacia do rio Bastiões a partir da compreensão da diversidade fluvial sob a perspectiva dos estilos fluviais (*River Styles*), a fim de entender o papel da ação antrópica na transmissão de matéria e energia dentro da área de estudo.

1.2 Objetivos específicos

- Fazer uma caracterização da área de estudo no que se refere aos aspectos morfológicos e processuais predominantes na paisagem;
- Classificar a bacia do rio Bastiões quanto aos diferentes tipos de rios, considerando a proposta dos Estilos Fluviais (*River Styles*);
- Analisar o grau de conectividade de sedimentos da área em diferentes magnitudes de evento, a partir da identificação do tipo e da distribuição de impedimentos;
- Avaliar a natureza dos impactos antrópicos sobre os diversos estilos de rio e sobre a dinâmica de sedimentos da bacia.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 A bacia hidrográfica no contexto de sistemas complexos

A bacia hidrográfica constitui-se em um importante recorte espacial para o planejamento e gestão ambiental e territorial inclusive, previsto na legislação brasileira. Dada a diversidade e interação entre seus componentes, pode ser considerada um sistema complexo, pois permite a observação de seus elementos, das suas interações e das respostas diante de perturbações, decisivas no seu cenário evolutivo.

2.1.1 Os sistemas complexos

A Teoria Geral dos Sistemas (TGS), proposta como teoria científica pelo biólogo alemão Ludwig Von Bertalanffy na década de 1950, tratou-se de um divisor de águas com o modelo de pensamento reducionista até então vigente, que foi superado pela visão holística proposta pela TGS. Enquanto a abordagem reducionista ou analítica enfatiza os aspectos estruturais do sistema, analisando os fenômenos em partes, construindo assim uma visão fragmentada da realidade; o pensamento holístico tem como centro da atenção os aspectos funcionais e a análise do todo, considerando que este é maior que a somatória das partes. Estas duas perspectivas não podem ser vistas como opostas, visto a complementaridade entre ambas, já que tanto o estruturalismo quanto o funcionalismo puros, possuem suas limitações (CHRISTOFOLETTI, 1999; FEIL; SCHREIBER; TUNDISI, 2015).

O pensamento holístico passou assim a estar presente em diversas áreas de conhecimento, a partir da perspectiva de que a realidade é composta por uma variedade de sistemas. Um sistema é um conjunto de partes interconectadas que funcionam conjuntamente, como um todo complexo, possuindo três componentes fundamentais: elementos, estados e relações entre estados e elementos (PHILLIPS, 1992b; THOMAS, 2016). Chorley e Kennedy (1971 *apud* Christofolletti, 1999) definem sistema como um conjunto estruturado de objetos e/ou atributos, onde estes consistem de componentes ou variáveis que exibem relações discerníveis um com os outros e operam conjuntamente como um todo complexo, de acordo com determinado padrão.

Associada à análise dos sistemas, encontra-se a noção de complexidade. Um sistema complexo é composto por grande quantidade de componentes interatuantes, capazes de intercambiar informações com seu entorno condicionante e também de adaptar sua estrutura

interna como consequência de tais interações. Manifestam uma grande diversidade de elementos, encadeamentos, interações, fluxos e retroalimentação formando uma entidade organizada (CHRISTOFOLETTI, 1999).

As bases da concepção da complexidade de sistemas estão na ideia de que a maior parte da natureza é não linear, comportando-se como sistemas dinâmicos e caóticos, mas além da não linearidade, a complexidade significa também uma diversidade elevada de elementos com muitos graus de liberdade (CHRISTOFOLETTI, 1999).

Até a década de 1970, a maioria dos estudos voltou sua atenção aos processos lineares, em que pequenas mudanças produzem resultados proporcionalmente pequenos. No entanto, a realidade era que um grande número de fenômenos tanto de ordem física como social, não obedeciam às leis e fórmulas lineares. Tais fenômenos se encaixavam na não-linearidade, onde pequenas mudanças podem gerar grandes efeitos, e onde há, portanto, grande sensibilidade às condições iniciais (FEY; ROSA, 2012; FERREIRA, 2008).

Segundo Phillips (1992a), há quatro conceitos básicos que embora não sejam exclusivos dos chamados sistemas dinâmicos não lineares, são intrínsecos a eles. O primeiro é a ideia de evolução (trajetórias) dos sistemas em relação a um estado de equilíbrio (dinâmico), ou seja, dentro da perspectiva de Hack (1960), na qual a paisagem está sempre em movimento em direção a um estado de equilíbrio dinâmico, onde as formas são ajustadas aos processos predominantes e aos controles ambientais.

O segundo conceito básico envolve as estruturas dissipativas que existirão em qualquer sistema aberto e caracteriza-se por comportamentos e processos irreversíveis, em que a energia é dissipada para manter a ordem em estados distantes do equilíbrio. O terceiro se refere às discontinuidades que sistemas dinâmicos não lineares frequentemente exibem em sua evolução, denominadas bifurcações. Estas, podem representar a transição de um estado de equilíbrio para outro, ou de um comportamento regular ou periódico para o caos, ou seja, são indicadores de comportamentos caóticos, uma vez que bifurcações em sistemas dinâmicos não lineares são diretamente análogos aos limiares dos sistemas geomórficos.

Por fim, a complexidade determinística trata-se do comportamento caótico decorrente de mecanismos e estruturas relativamente simples (não lineares), e nos remete ao último conceito: o caos determinístico. O caos descreve comportamento irregular e aparentemente aleatório que surge deterministicamente devido às ligações não lineares ocasionalmente em sistemas relativamente simples, e distingue-se da complexidade estocástica por extrema sensibilidade às condições iniciais e aumento da divergência de resultados ou previsões com o

tempo. O caos aparentemente está na essência de todas as coisas, dando forma assim ao universo e a tudo que está contido nele.

Prigogine destaca que:

O caos é sempre a consequência da instabilidade. O pêndulo, na ausência de atrito, é um sistema estável, mas, curiosamente, a maior parte dos sistemas de interesse para a física, quer de mecânica clássica quer de mecânica quântica, é de sistemas instáveis. Neles, uma pequena perturbação amplifica-se, e trajetórias inicialmente próximas divergem. A instabilidade introduz novos aspectos essenciais (2002, p. 12).

Assim, o caos não se trata de uma complexidade estocástica, marcada pela aleatoriedade, mas sim de uma complexidade determinística, delineada por relações de causalidade, inerente aos sistemas dinâmicos não lineares. Não se trata de desordem, mas de uma imprevisibilidade que busca no aparente acaso uma ordem que é determinada por leis precisas, já que existe uma ordem e padrão no sistema como um todo. A Teoria do Caos nos permite ver ordem e padrão onde antes só se observava aleatoriedades e irregularidades (FEY; ROSA, 2012).

A abordagem dos sistemas dinâmicos não lineares reconhece a existência (apesar de mais rara) de equilíbrio numa paisagem, mas ao abraçar as noções de complexidade e caos destaca a existência de sistemas que são marcados por múltiplos equilíbrios, desequilíbrio e nenhum equilíbrio (HUGGET, 2007; PHILLIPS, 2009; MATTOS; PEREZ FILHO, 2004; RENWICK, 1992).

O equilíbrio pode estar em alguns componentes do sistema, mas em geral não no sistema como um todo. Apesar do equilíbrio ter sido durante muito tempo visto como o único destino para o qual um sistema evolui, os distúrbios são frequentes nas paisagens e as condições de instabilidade e desequilíbrio podem ser vistas como relativamente comuns (PHILLIPS, 2009).

Renwich (1992) distingue dois estados caracterizados pela ausência de equilíbrio. O desequilíbrio ocorre quando apesar de haver uma tendência ao equilíbrio, o sistema não tem tempo suficiente para alcançá-lo pois o tempo de relaxamento (tempo necessário para alcançar o equilíbrio depois de uma perturbação) é pequeno em relação a frequência de mudanças. Ou seja, o tempo de perturbação é pequeno em relação ao tempo de resposta.

O não equilíbrio ocorre em paisagens que parecem não tender ao equilíbrio, mesmo em períodos relativamente longos de estabilidade ambiental. Alguns fatores podem colaborar para essa instabilidade como a presença de limiares em níveis de processo de operação de alta magnitude e baixa frequência, fortes *feedbacks* positivos e caos determinístico.

Há um limiar além do qual as alterações introduzidas podem comprometer a estabilidade de um sistema, e isso se relaciona à retroalimentação (*feedback*), ou seja, a sequência de ajustes

em resposta à mudança em uma variável do sistema, que pode se contrapor a mudança original ou favorecê-la. O sistema pode absorver ou retardar os efeitos da perturbação (retroalimentação negativa) ou os efeitos podem se propagar e serem acelerados e potencializados, rompendo o limiar do sistema (retroalimentação positiva) (HUGGET, 2007; PHILLIPS, 2009).

Numerosos sistemas foram identificados por ter um ou mais limiares dentro de uma faixa normal de operação processual. Existem diferentes limiares para cada processo, de tal modo que em uma paisagem complexa haverá uma infinidade de possíveis respostas a qualquer impulso. Isto é notadamente verdadeiro se o fator causador da mudança afeta mais de um processo em diferentes taxas e com diferentes tempos de reação (tempo decorrido entre a ocorrência da perturbação e o início do ajuste da variável dependente ou de todo o sistema) e tempos de relaxação (BRUNSDEN; THORNES, 1979; RENWICK, 1992; STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

Desta forma, é relevante compreender que na evolução de um sistema geomorfológico é possível a coexistência temporal e espacial de estabilidade/instabilidade e equilíbrio/desequilíbrio/não-equilíbrio (MATTOS; PEREZ FILHO, 2004).

2.1.2 Bacia hidrográfica e sistema fluvial

A bacia hidrográfica é considerada uma unidade de planejamento e gestão territorial, sendo tal conceito derivado da Lei no 9.433/97 que instituiu a Política Nacional de Recursos Hídricos, também conhecida como Lei das Águas (BRASIL, 1997). A bacia hidrográfica é entendida como um recorte espacial satisfatório no que concerne a representatividade sistêmica, já que nela podem-se observar os elementos componentes, as diversas interações entre eles, assim como dentro dela é possível acompanhar as mudanças introduzidas pelo homem e as respectivas respostas da paisagem (GUERRA; CUNHA, 1996).

Para Barrella (2000) a bacia hidrográfica pode ser considerada uma porção de terras drenadas por um canal principal e seus afluentes, formada nas porções mais altas do relevo por divisores de água, onde as águas pluviais escoam superficialmente formando riachos e rios, ou através do processo de infiltração no solo, formam nascentes e alimentam o lençol freático.

Há uma série de conceitos para essa unidade espacial, alicerçados em diversas perspectivas. Uma conceituação com uma base geomorfológica e sistêmica é apresentado por Lima (1994, *apud* Lima e Zakia, 2000, p.1):

A bacia hidrográfica é um sistema geomorfológico aberto, que recebe energia através de agentes climáticos e perde através do deflúvio. A bacia hidrográfica como sistema aberto pode ser descrita em termos de variáveis interdependentes, que oscilam em

torno de um padrão e desta forma, uma bacia mesmo quando não perturbada por ações antrópicas, encontra-se em equilíbrio dinâmico.

Tem sido enfatizada a importância de analisar a bacia hidrográfica como um sistema ambiental, no qual as partes só podem ser compreendidas a partir de uma totalidade. Nesse sentido Christofolletti (1999) ressalta que um sistema é uma totalidade oriunda da integração de um conjunto estruturado de componentes, dotados de inter-relações estruturais e funcionais.

Considerando a bacia hidrográfica como um sistema complexo, não é positivo analisar de maneira separada, por exemplo, os processos que ocorrem nas vertentes daqueles que ocorrem nos canais fluviais, pois tal fato não permite a compreensão holística do sistema, enquanto unidade complexa organizada. Das não linearidades intrínsecas a esse sistema, surgem mecanismos de retroalimentação os quais estão relacionados diretamente aos processos de autoajuste, estabilidade e evolução das bacias hidrográficas (MATTOS; PEREZ FILHO, 2004).

Apesar do uso da bacia hidrográfica como unidade de gestão e planejamento, bem como do crescente reconhecimento da necessidade de sua análise sob o viés sistêmico, ainda é possível observar que quando se trata da sua gestão e manejo, o foco das questões ainda permanece sendo somente a água. De modo geral, ainda não se é considerado e/ou aprofundado os estudos sobre outros elementos físicos do sistema, especialmente de sedimentos, mesmo diante da importância que o fluxo sedimentar exerce na bacia, inclusive diretamente sobre a disponibilidade e aproveitamento dos recursos hídricos (POEPPL *et al.*, 2020; SOUZA, 2013).

Por outro lado, a ideia de sistema fluvial consegue atender essa demanda de análise integrada, pois considera todos os componentes do sistema e não somente os recursos hídricos. Na perspectiva do sistema fluvial, a rede de drenagem é considerada juntamente com os aspectos geomorfológicos e sedimentológicos, não negligenciando os demais componentes do sistema, pois todos eles exercem influência direta ou indireta entre si.

Deste modo, a bacia hidrográfica é a unidade básica do sistema fluvial (CHARLTON, 2008). Este, engloba a zona fonte de sedimentos, a rede de transporte e os sítios de deposição. Em todas essas zonas (produção, transporte e deposição) os sedimentos podem ser erodidos, transportados e estocados, mas apenas em cada uma delas um dos processos é dominante (SCHUMM, 1977 *apud* ALMEIDA, 2017; SOUZA, 2013). Logo, além da integração em termos de componentes do sistema fluvial, há também uma interdependência entre as diferentes escalas espaciais, analisando processos e feições como fruto dessa inter-relação.

A zona fonte de sedimentos deve ser analisada enfatizando a sua evolução erosiva e a maneira como responde às mudanças do sistema. Na rede de transporte devem ser analisadas

as características e comportamento dos rios, bem como a relação estabilidade/instabilidade e as respostas associadas. Por fim, nos sítios de deposição devem ser observados os aspectos dos locais de deposição e os depósitos resultantes (SCHUMM, 1977 *apud* SOUZA, 2011).

A análise dos sistemas fluviais envolve a consideração dos seguintes conceitos: uniformidade dos processos, limiares de mudança, evolução da paisagem e respostas complexas. O primeiro diz respeito à permanência das leis físicas no espaço e no tempo. O segundo trata-se da quantidade de energia necessária para provocar uma alteração no estado do sistema. O terceiro relaciona-se com o estado atual da paisagem e sua alteração no tempo (geológico ou histórico). O último corresponde às respostas e ajustes do sistema às mudanças, retroalimentações e inúmeras variáveis envolvidas (SCHUMM, 1977; MATTOS; PEREZ FILHO, 2004 *apud* SOUZA, 2013).

O conceito de sistema fluvial, dentro de uma abordagem holística e complexa da paisagem, externa que a dinâmica fluvial não se limita ao espaço do rio, mas é dependente da inter-relação com a paisagem que o circunda.

2.2 Dinâmica superficial da paisagem em terras semiáridas

A atuação dos elementos climáticos sobre a superfície terrestre é determinante para definir a dinâmica de processos superficiais modeladores das paisagens. No semiárido, a ação do clima é ainda mais interessante, pois, além de determinar o padrão de disponibilidade hídrica, marcado pela irregularidade, considerando a concentração pluviométrica no tempo e no espaço, também condiciona a produção e o transporte de material sedimentar na rede hidrográfica em pulsos, ou seja, de forma esporádica, colaborando para a desconectividade do sistema.

2.2.1 Condicionantes climáticos

Localizada no extremo nordeste da América do Sul tropical, a Região Nordeste do Brasil está submetida à influência de fenômenos meteorológicos que lhe dão características climáticas inerentes, únicas em semiáridos de todo o mundo (MOLION; BERNARDO, 2002).

O clima semiárido constitui-se exceção aos climas zonais das faixas latitudinais similares, caracterizando-se, portanto como um clima azonal. Os sistemas atmosféricos atuantes sobre a região, dão origem à heterogeneidade climática se comparada às demais regiões brasileiras. Apenas o regime de temperatura mantém certa regularidade, já que as precipitações

exibem grande variedade espaço-temporal. A grande entrada de energia solar, as precipitações relativamente escassas e irregulares e as altas temperaturas resultam num balanço hídrico desfavorável (AB' SABER, 1974; SOUZA *et al.*, 1996).

Nimer (1989) salienta que o fato mais negativo das precipitações sobre o Nordeste do Brasil não está nos totais pluviométricos, considerados baixos, mas na sua distribuição anual. Nessa região as chuvas estão concentradas em poucos meses do ano, e esta é uma característica comum das regiões tropicais pouco sujeitas às influências marítimas.

As taxas de evaporação nas regiões semiáridas excedem as de precipitação caracterizando um balanço hídrico negativo. Tal fato é diretamente resultante das precipitações médias anuais inferiores a 800 mm, insolação média de 2.800 h ano⁻¹, temperaturas médias anuais que variam de 23° a 27° C, evaporação de 2.000 mm ano⁻¹ e umidade relativa do ar média em torno de 50% (MOURA *et al.*, 2007).

Além da irregularidade pluviométrica, os sistemas atmosféricos atuantes no semiárido brasileiro tornam comum a ocorrência de eventos extremos. Estes eventos são caracterizados meteorológica ou climatologicamente, como grandes desvios de um estado climático moderado, podendo ocorrer em escalas temporais de curto prazo (relacionados à meteorologia) e de médio prazo (relacionados à climatologia). De maneira geral, no caso do semiárido brasileiro costumam ocorrer sob a forma de enchentes/inundações e secas prolongadas (MARENGO *et al.*, 2009).

A ocorrência de eventos extremos está diretamente ligada à frequência e magnitude dos eventos de ordem climática, que de modo geral integram uma noção temporal e dimensional. Nos sistemas naturais, pequenos eventos, ou seja, aqueles com menor poder energético, ocorrem frequentemente e grandes eventos, potencialmente mais eficazes no que se refere a sua energia, são menos comuns. Genericamente o conceito de magnitude-frequência é dependente do clima, e em áreas secas, os eventos maiores se tornam relativamente mais importantes, dada a sua alta energia e consequente capacidade de modelagem do sistema fluvial. Assim, a magnitude e frequência dos episódios de precipitação são relevantes porque são fatores controladores dos picos de enchentes nos canais fluviais (CHARLTON, 2008; GRAF, 1988).

Os eventos extremos atuam na mudança das paisagens, pois tem a capacidade de mudar as suas principais tendências evolutivas ao longo do tempo, devendo, portanto, ser considerados como uma parte decisiva dentro de sua gênese e evolução. Contudo, o seu impacto morfológico na superfície terrestre sofre variações em diferentes condições e zonas climáticas e epirogenéticas, de acordo com a eficiência relativa de eventos mais frequentes (BRUNSDEN; THORNES, 1979).

Apesar das secas terem tido, historicamente, grande influência e visibilidade em todos os aspectos da vida no semiárido brasileiro (NYS; ENGLE; MAGALHÃES, 2016), a região também é marcada por episódios de enchentes e inundações. Estas são intensificadas pelas condições naturais da área que além do clima tropical semiárido, conta com solos rasos a pouco profundos, e uma cobertura vegetal, em maior parte caducifólia, pouco densa e muitas vezes ausente. Diante dessas condições, o solo fica majoritariamente exposto no início da estação chuvosa, aumentando as taxas de escoamento superficial e conectividade que levam aos eventos de enchentes e inundações. Também aumentam os processos erosivos que agravam ainda mais o problema citado, pois promovem o assoreamento dos canais, em um efeito de retroalimentação positiva (SOUZA, HOOKE, 2021).

Fatores de ordem antrópica relacionados ao uso da terra como desmatamento, práticas agropecuárias e impermeabilização do solo, também aumentam estas taxas de escoamento superficial e, por conseguinte, de erosão, mesmo considerando a pouca maturidade predominante dos solos do semiárido. Tais fatores, associados à ocupação das planícies aluviais fazem com que as enchentes dos rios das terras secas se tornem um problema socioeconômico para parte da população do semiárido brasileiro.

A interação entre forças de perturbação e de resistência no sistema fluvial é afetada diretamente pelo clima, especialmente sob o grau de magnitude dos eventos de precipitação e escoamento. Nesse sentido, a compreensão do contexto climático de uma bacia hidrográfica é de extrema relevância para o entendimento da dinâmica superficial hidrossedimentológica, especialmente no clima semiárido, onde a concentração temporal e espacial das precipitações, faz com o que o transporte de material não seja constante. A magnitude dos eventos irá comandar a potência de fluxo no sistema fluvial, e consequentemente o grau de erosão e transporte de sedimentos.

2.2.2 Dinâmica geomorfológica e sedimentar

O clima interfere diretamente no comportamento dos componentes da paisagem, e isso é muito nítido na dinâmica geomorfológica do semiárido, visto que os processos morfoesculturadores predominantes estão direta e indiretamente relacionados ao déficit hídrico e à concentração espaço-temporal das precipitações.

Assim, a pluviosidade afeta a natureza e a magnitude do trabalho geomorfológico nas bacias de drenagem das terras secas. A vegetação e os processos de formação do relevo e dos solos estão totalmente adaptados ao clima, sendo estes últimos em geral pouco desenvolvidos,

de modo que sazonalmente há o predomínio de processos geomórficos específicos (RIBEIRO; MARÇAL; CORREA, 2010; SOUZA; ALMEIDA, 2015).

Os condicionantes ambientais das terras secas resultam na predominância dos processos de intemperismo físico sobre os químicos e, mais ainda, sobre os processos bioquímicos. Assim, na morfodinâmica dessas regiões se destacam a desagregação mecânica das rochas e o escoamento superficial (RIBEIRO; MARÇAL; CORRÊA, 2010). Os mantos de intemperismo resultantes destes processos morfoesculturadores são pouco espessos e resultam do saldo de um balanço denudacional, que favorece a erosão sobre os agentes pedogenéticos (CORRÊA; SOUZA; CAVALCANTI, 2014).

A concentração espaço-temporal de precipitações pluviométricas nessas regiões, geram saturação do solo, escoamento rápido e inundações nos rios. Após a chegada na superfície, a água da precipitação penetra no subsolo até a água preencher os interstícios das partículas do solo, causando uma rápida condição saturada. Uma vez atingida essa capacidade de infiltração, a água afunda na superfície em pequenas depressões. Quando a quantidade de água disponível excede esse armazenamento de depressão, as poças transbordam e a água se move encosta abaixo na forma de escoamento superficial. O escoamento representa a contribuição de massa e energia para o sistema de canais e alimenta os processos fluviais dos rios de terras secas (GRAF, 1988).

Nas terras secas, a erosividade das chuvas é geralmente muito alta, porque além de ocorrer em altas intensidades no solo, ela cai sobre uma cobertura vegetal esparsa ou irregular. Os coeficientes de escoamento tendem a ser altos porque além das chuvas de alta intensidade, há baixas perdas por interceptação, e estas se combinam com grandes áreas rochosas desnudas e de baixa capacidade de infiltração do solo. Assim, há escoamento rápido mesmo diante de baixas quantidades de chuva, esse escoamento é geralmente dominado pelo fluxo terrestre hortoniano (TOOTH, 2000).

Os processos geomórficos podem ser caracterizados pela interação entre as forças de perturbação e as forças de resistência. Quando os dois são iguais e alcançam o mesmo nível, ocorre um limiar. Ao exceder este limiar, se a força de perturbação excede a resistência, ocorrerá erosão e transporte, já se a resistência for maior, ocorrerá deposição (GRAF, 1988; MATTOS; PEREZ FILHO, 2004). Onde os limiares de sensibilidade foram reduzidos, a erosão tende a ocorrer mais facilmente e os sedimentos são retrabalhados e transportados (FRYIRS, 2013).

Alguns elementos de resistência na paisagem semiárida podem ser representados pela cobertura vegetal e seu nível de proteção sobre os solos e afloramentos rochosos, pelas

características pedológicas, estruturais e litológicas, e ainda pelo tipo de uso da terra (RIBEIRO; MARÇAL; CORREA, 2010).

A importância do uso e cobertura da terra como fator de resistência é algo bastante notório, especialmente no semiárido brasileiro. Quando ocorrem as primeiras chuvas no período pós-estiagem, devido a menor densidade e até mesmo ausência da cobertura vegetal, e consequente maior exposição do solo, resultante das condições climáticas associadas às práticas agropecuárias, há maiores taxas de erosão e transporte de sedimentos. À medida que a cobertura vegetal é regenerada, essa taxa de escoamento e transporte decresce gradualmente (CAVALCANTE, 2018; GRAF, 1988; SOUZA, 2014; SOUZA; HOOKE, 2021).

Para Ferguson (1981 *apud* Fryirs, 2013) os sistemas fluviais atuam como uma "correia transportadora irregular" (*jerky conveyor belts*), por meio das quais o sedimento é transportado episodicamente através da bacia de drenagem. Assim, o transporte de sedimentos não é uniforme ao longo do tempo, mas ocorre em pulsos refletindo mecanismos de entradas e transferências estocásticas.

Esse caráter descontínuo do fluxo, denota a dinâmica sedimentar dentro do contexto de cascata de sedimentos (*sediment cascade*). Ou seja, devido a magnitude dos eventos de perturbação e/ou às barreiras de transmissão, os elementos de desconexão são responsáveis pela retenção dos sedimentos em depósitos, onde o material fica retido em diversos prazos, a depender do tipo de fonte de armazenamento. Posteriormente aquele sedimento é removido e transportado pela ação de novos eventos, até encontrar outro elemento de interrupção onde ficará novamente retido em outro depósito, e assim sucessivamente (BURT; ALLISON, 2010; HECKMANN *et. al.*, 2018).

A quantidade de sedimentos movidos por um único fluxo está ligada à magnitude e duração deste evento, enquanto a quantidade de sedimentos que são movidos por um período de tempo está ligada a frequência de fluxos de intensidades diferentes (FRYIRS, 2013). O comportamento pluviométrico e o tipo de uso e cobertura do solo nas terras secas, cooperam para um elevado poder de transporte do fluxo e disponibilidade de material para ser removido. Durante os eventos de chuva, grande quantidade de sedimentos é removido e retrabalhado dentro do sistema fluvial, por isso diz-se que o transporte sedimentar nas terras secas ocorre em pulsos, durante os eventos de maior magnitude.

Em qualquer ponto de uma bacia hidrográfica os sedimentos podem ser removidos e armazenados, ou erodidos e adicionados à correia transportadora. No entanto, é interessante destacar que na maioria das bacias hidrográficas, os sedimentos permanecem muito mais tempo no armazenamento do que no transporte e nem todo sedimento erodido é entregue a qualquer

ponto específico à jusante. Isso se reflete na Taxa de Transferência de Sedimentos (*Sediment Delivery Ratio* - *SDR*), pois de modo geral há um balanço sedimentar negativo, já que o *output* da bacia hidrográfica é atenuado pelo armazenamento e a remobilização esporádica que pode ocorrer em várias escalas de tempo (FRYIRS, 2013; HOOKE, SOUZA, 2021; WALLING, 1983).

A taxa de erosão nos climas semiáridos é considerada uma das maiores dentre os sistemas morfoclimáticos terrestres (GRAF, 1988). De modo geral, esses ambientes possuem como característica marcante comum o movimento de grandes quantidades de sedimentos durante períodos episódicos e pouco frequentes (FRYIRS *et al.*, 2007a).

As taxas erosivas elevadas refletem a fragilidade dos fatores de resistência, já citados aqui, associados aos condicionantes climáticos. Levando em consideração que o transporte de sedimentos e sua inserção na correia transportadora ocorre em pulsos, isso é ainda mais verdade nas terras secas brasileiras, dados os aspectos da precipitação que é concentrada espacial e temporalmente, movendo, portanto, em um curto período de tempo uma grande quantidade de sedimentos.

2.2.3 Dinâmica fluvial

Curiosamente, um dos mais interessantes paradoxos das terras secas é que, embora elas sejam áreas com baixos índices pluviométricos, os detalhes das suas superfícies são, especialmente, produto da ação dos rios (GRAF, 1988). Assim, para compreender a sua gênese e funcionamento, é preciso analisar a sua dinâmica fluvial.

De modo geral, os cursos d'água atuam diretamente na configuração do relevo a partir dos processos de erosão e deposição nos ambientes do leito e margens do canal. Na evolução das paisagens fluviais são construídas formas deposicionais que guardam nos sedimentos associados, informações sobre o contexto e o regime hidrossedimentológico (MAGALHÃES JR; BARROS 2020).

Em uma região como o semiárido nordestino brasileiro, as chuvas são insuficientes para manter os cursos fluviais com fluxo contínuo, pelo fato já mencionado da irregularidade espaço-temporal das precipitações (POPP, 2014). O regime concentrado de chuvas possibilita a geração de escoamento superficial e vazão fluvial nula em muitos meses do ano para a maioria dos rios do semiárido (MARTINS *et al.*, 2012). Deste modo, pelos condicionantes físico-ambientais nas terras secas a maioria dos rios apresenta fluxo de água nos canais apenas durante as

precipitações (rios efêmeros) ou na estação chuvosa (rios intermitentes) (BIGARELLA; SUGUIO; BECKER, 1979 *apud* SOUZA, 2014; GRAF, 1988).

Ab' Saber (1974) descreve um pouco sobre esse regime fluvial típico do domínio morfoclimático das caatingas semiáridas nordestinas:

O domínio das caatingas tem uma hidrologia típica de região semiárida intertropical. Em seu conjunto a região possui uma drenagem exorréica, dotada de cursos d'água intermitentes sazonais. Nos anos reconhecidamente secos a drenagem passa a ter um funcionamento tipicamente esporádico, nas áreas mais afetadas pela escassez e irregularidade das precipitações. Desta forma, os rios do domínio semiárido brasileiro funcionam como cursos intermitentes estacionais por diversos anos. Bruscamente, porém, com o advento de um ano árido, os mesmos rios, normalmente intermitentes, passam a se comportar como cursos d'água esporádicos do tipo "*ueds*" ou "*flash flood*" (...) Nas épocas de grandes chuvas, correspondentes aos anos de máxima precipitação, ocorre sempre uma super-alimentação dos cursos d'água principais, criando-se o fenômeno paradoxal das inundações. Estas, por seu turno, circunscrevem-se apenas aos períodos mais chuvosos do ano, através de sucessivos "picos", após os quais os rios perdem de novo, por 5 ou 6 meses a sua correnteza (AB'SABER, 1974, p. 25-26).

A efemeridade fluvial dominante requer uma análise da energia de fluxo nos rios de terras secas a partir de eventos de enchentes (aqui entendidas como cheias do rio). Nas regiões semiáridas esses eventos são entendidos de forma distinta dos ambientes úmidos, e ocorrem sempre que há água no canal fluvial normalmente seco, independentemente do volume. Assim, no momento em que há fluxo de água nos canais fluviais das terras secas, pode-se interpretar como eventos de enchentes, visto que o padrão é o canal fluvial seco na maior parte do tempo (GRAF, 1988; SOUZA; ALMEIDA, 2015).

Segundo Graf (1988) as enchentes para os rios de terras secas são divididas em quatro tipos: enchentes rápidas (*flash floods*), de pico único, de picos múltiplos e sazonais. As enchentes rápidas geralmente são associadas a precipitações convectivas com células relativamente pequenas, e por isso comumente limitam-se a bacias menores (100 km² em média). Representam fluxos de corrente que aumentam de zero a um pico máximo dentro de muito pouco tempo (minutos ou horas), com uma "onda d'água" turbulenta e com alta capacidade de movimentar detritos. Este fluxo geralmente cai a zero depois do evento chuvoso.

Enchentes de pico único emergem de precipitações mais duradouras e por isso são mais longas, com duração variando de algumas horas a muitos dias, afetando bacias maiores. As enchentes de picos múltiplos resultam da associação de diversos eventos de precipitação sobre uma região específica, ou ainda de contribuições tributárias para o canal principal e podem ser breves ou durar vários dias ou semanas. Por fim, as enchentes sazonais ocorrem em bacias maiores e são geradas a partir de múltiplos eventos pluviométricos, em suas várias áreas de

captação, de modo que o fluxo é mantido acima do normal durante alguns meses, sendo este período correspondente a estação chuvosa (GRAF, 1988).

Considerando o fato de que nas terras secas é no período de cheia que o trabalho geomorfológico é realizado, é preciso compreender a relação magnitude e frequência destes eventos. As cheias são controladas primariamente por fatores climáticos, mas são influenciadas também por fatores antrópicos, como tipos de uso da terra e obras de engenharia (CAVALCANTE, 2018; CHARLTON, 2008; GRAF, 1988).

Dentro do contexto da geomorfologia fluvial a magnitude de um evento é medida pela taxa de transporte de água ou sedimentos através da passagem em uma seção do canal em um determinado período de tempo. Já a frequência com que um evento de uma magnitude específica ocorre, é expresso como o período de retorno ou intervalo de recorrência. Como dito, embora o regime de fluxo mostre variações sazonais, com períodos de enchente e de seca, as primeiras são de maior relevância por sua capacidade de trabalho geomorfológico (CHARLTON, 2008; GRAF, 1988; HUGGET, 2007).

Há um importante equilíbrio entre os fatores erosivos, a energia do fluxo e a resistência do material do leito e margens à erosão. Durante cheias de grande magnitude, quando o poder erosivo do fluxo é bastante aumentado, pode haver mudanças drásticas na forma do canal, que vão depender da resistência do material (CHARLTON, 2008). Percebe-se que o padrão morfológico fluvial, é resultado direto da interação entre força (magnitude dos eventos) e resistência (aspectos estruturais da paisagem).

Nas regiões semiáridas com precipitação média de 400 e 600 mm/ano, a dinâmica hidrológica superficial produz uma densidade de drenagem maior. Nas áreas áridas essa densidade tem pouco desenvolvimento em virtude da falta de água para o escoamento superficial. À medida que os índices de pluviosidade aumentam, o excedente de infiltração trabalha na incisão dos canais, sendo facilitado pelos aspectos da cobertura vegetal. No entanto, o aumento da precipitação implica em aumento da cobertura vegetal, de modo que, a partir de certos limiares os valores de densidade de drenagem caem pelo papel exercido pela vegetação na retenção do escoamento superficial. Já em locais com pluviosidade superior a 1400 mm anuais esse papel não é mais relevante, delineando novamente uma maior densidade de drenagem (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

O transporte de sedimentos é governado por fatores hidrológicos que controlam as características e regime de fluxo. Estes fatores juntamente com a estrutura geológica, topografia e cobertura vegetal influenciam o fornecimento de material intemperizado na bacia hidrográfica e o transporte desse material para os rios (CHRISTOFOLETTI, 1981).

Os canais fluviais são retrabalhados continuamente através de ajustes em resposta à forçantes externos, e isso ocorre através da erosão das margens e leito e da deposição de sedimentos. Alguns ajustes incluem o alargamento do canal em resposta a erosão das margens, o aumento da incisão do canal devido a “limpeza” do leito e a redução da profundidade e formação de barras em resposta ao aumento da deposição de sedimentos. Para qualquer extensão de canal, a disponibilidade de energia para realizar o trabalho geomorfológico depende da descarga do fluxo e do gradiente do canal. Aumento em qualquer um desses parâmetros amplia a potência do fluxo, e por consequência o trabalho geomorfológico (CHARLTON, 2008).

A erosão fluvial pode ocorrer a partir da corrosão, resultante do intemperismo químico, fruto do contato da água com o canal e leito; da abrasão, a partir da ação mecânica da água que remove as camadas já intemperizadas; e da cavitação onde a erosão se dá pela ação de ondas formadas por bolhas produzidas pelas mudanças de pressão no volume da água. Os canais fluviais são moldados por erosão vertical, através do aprofundamento do talvegue, e por erosão lateral, através da remoção das margens e alargamento do canal (CHRISTOFOLETTI, 1981; SUGUIO, 2003).

Os processos de erosão, transporte e deposição dentro de um trecho do canal são influenciados pelo suprimento de sedimentos oriundos das cabeceiras de drenagem. Além do volume de sedimentos, aspectos como granulometria também são importantes porque os processos de transporte diferem de acordo com o tamanho do material sedimentar (CHARLTON, 2008).

Associadas aos canais, as planícies de inundação são áreas de acumulação de sedimentos de origem aluvial entre as margens do canal e a margem do vale, oriundos do extravasamento de fluxo no canal. São importantes formas deposicionais que podem se formar pela combinação de processos de acréscimo laterais e verticais (*overbank*), sendo sujeitos ao retrabalhamento por vários mecanismos (BRIELEY; FRYIRS, 2005; FRYIRS; BRIELEY, 2013).

Rocha e Rocha (2007) ressaltam a importância das planícies dado o seu “efeito esponja”, isto é, pela sua capacidade de retenção hídrica subsuperficialmente. Ao se considerar o intervalo de tempo entre duas enchentes, ou duas vazantes, o nível de ressecamento e de umidade desses ambientes dependerá da capacidade de armazenamento dos depósitos, dada principalmente pela composição sedimentar e sendo influenciada por sua orientação estratigráfica. As planícies enquanto depósitos aluviais com armazenamento hídrico, tem um papel socioeconômico bastante relevante, pois no período de estiagem abastecem comunidades rurais que extraem água através da perfuração de poços amazonas, utilizando-a para uso doméstico e agropecuário.

Como mencionado anteriormente, no semiárido os sedimentos se movem em pulsos nos momentos em que há fluxo no canal, sendo a carga sedimentar composta por sedimentos em suspensão, sedimentos de carga de fundo, e pouca participação de sedimentos dissolvidos. Os materiais mais finos (argila, silte e areia fina) são transportados no fluxo como carga suspensa, e podem percorrer distâncias consideráveis. Já os sedimentos mais grossos (areias e cascalhos), são transportados como carga de fundo por arrastamento, rolamento ou saltação. Esse movimento da carga do fundo é mais localizado, e envolve distâncias muito mais curtas. Desta forma, a granulometria dos sedimentos diminui a jusante, o que significa a diminuição da competência do rio (CHARLTON, 2008; CHRISTOFOLETTI, 1981; GRAF, 1988).

Os rios podem variar entre rios aluviais e rochosos refletindo o equilíbrio entre o fornecimento de sedimentos e a capacidade de transporte do canal. Nos rios rochosos, a capacidade de transporte excede a taxa de suprimento de sedimentos e a sua morfologia é função das características físicas do substrato rochoso. Nos rios aluviais há excesso de sedimentos de tal forma que a agradação é induzida, logo, esse tipo de rio tem transporte limitado. As morfologias do canal se ajustam às condições prevalecentes de fluxo e sedimento. Em comparação com os canais rochosos, os rios aluviais tendem a ter gradientes mais baixos, maior sinuosidade e maior capacidade para ajuste geomorfológico (BRIELEY; FRYIRS, 2005).

Pelos seus aspectos sedimentológicos, canais aluviais tem menor resistência do que canais rochosos, porque é necessária menos energia para colocar os grãos de areia individuais em movimento. Siltes e argilas possuem uma força entre as partículas resultante da eletroquímica coesa (atraente). Isso significa que canais com uma alta proporção de sedimentos finos são mais resistentes à erosão. No entanto, a densidade e padrão de vegetação ao longo das margens e barras também pode fornecer resistência adicional aos processos erosivos, frente a alta sensibilidade desses ambientes aos efeitos de grandes fluxos (CHARLTON, 2008; TOOTH, 2000).

Os aspectos do fluxo e da carga sedimentar dos canais nas terras secas, associadas com as características litológicas e da cobertura vegetal do vale fluvial vão controlar as formas desenvolvidas nos canais e adjacências, formando um complexo de formas particulares, não exclusivas, das terras secas (SOUZA; ALMEIDA, 2015). Nesse sentido, há uma diversidade de unidades geomórficas associadas ao canal e a planície de inundação nos rios rochosos e aluviais dos quais podemos citar *rifle-pool*, degraus rochosos, corredeiras, barras longitudinais, laterais, transversais ou de pontal, ilhas, terraços fluviais, trechos de múltiplos canais, etc. (BRIELEY; FRYIRS, 2005).

2.2.4 Disponibilidade e gestão de recursos hídricos no semiárido

Diante das condicionantes físico-ambientais, a disponibilidade de recursos hídricos no semiárido brasileiro é bastante limitada, por isso a gestão dos recursos hídricos tem priorizado a açudagem, desde os tempos imperiais. Devido às taxas de escoamento superficial e à baixa capacidade de infiltração, características do escudo cristalino, foi possível a construção de um número expressivo de açudes e barragens em todo o semiárido nordestino. Estima-se mais de 70 mil obras que represam cerca de 30 bilhões de m³ de água, o que representa a maior reserva superficial de água artificialmente acumulada em região semiárida do mundo (SUASSUNA, 2007).

No entanto, vários destes açudes apresentam restrições relativas à qualidade da água, sobretudo devido à salinização, comprometendo seus diversos tipos de uso. Assim, as perdas não se dão apenas em termos quantitativos, mas também qualitativos, visto que, a diminuição de volume do reservatório aumenta a concentração de sólidos dissolvidos e o nível de salinidade da água (MOURA *et al.*, 2007).

No que concerne à disponibilidade hídrica subterrânea, o Nordeste divide-se basicamente em dois domínios: o das rochas sedimentares, que ocupa cerca de 40% da região e, comumente, possui um aporte hídrico de maior quantidade e qualidade do que o das rochas cristalinas, que ocupa o restante da área territorial, possuindo menor vazão e águas de qualidade inferior (MARTINS *et al.*, 2012).

Se destaca a necessidade no Nordeste semiárido de um constante monitoramento do balanço hídrico, o qual envolve a quantificação dos ganhos e perdas hídricas. Essa análise ao longo do tempo pode fornecer informações relevantes ao potencial de oferta hídrica de bacias hidrográficas e sobre a água disponível para culturas de sequeiro ao longo do tempo, pois o déficit hídrico é um condicionante fundamental das estratégias agrícolas no Nordeste (MARTINS *et al.*, 2012).

É importante salientar que no tocante à disponibilidade hídrica, os rios, aquíferos e solos são os principais reservatórios naturais de água. No entanto, no semiárido brasileiro a intermitência dos rios devido ao controle climático é certamente um dos principais fatores limitantes que resultam no déficit hídrico da área. Acrescenta-se que nessa região há a predominância de embasamento cristalino, e os aquíferos fissurais encontrados nesses terrenos normalmente têm vazão limitada, baixa capacidade de reposição e elevada salinidade. Há a existência de bacias sedimentares, com grande potencial hídrico, no entanto sua ocorrência é

bastante pontual. Por fim, os solos em sua maioria são rasos, estão submetidos à elevadas taxas de evapotranspiração, o que limita a sua capacidade de retenção hídrica (ARAÚJO, 2012).

Diante desse quadro geoambiental, a alternativa mais comum para amenizar a escassez hídrica tem sido a construção de reservatórios superficiais artificiais, barrando os principais cursos d'água. Todavia, embora tais estruturas hidráulicas representem a principal fonte de abastecimento de água no semiárido brasileiro, a captação de água nos depósitos aluviais é uma alternativa essencial adotada para suprir o déficit hídrico (ALMEIDA, 2017).

Para conviver com a seca no sertão, além dos grandes barramentos, é comum a presença de barragens de pequeno porte dentro dos canais, a fim de reter água por mais tempo e abastecer a zona hiporreica e o lençol freático para atender as demandas de uso doméstico e agropecuário.

Em áreas com grandes reservatórios em períodos de grande déficit hídrico, pode ocorrer a perenização artificial temporária do rio, onde as comportas da barragem são abertas, com fluxo regulado, até que determinado segmento, previamente estabelecido, receba esse fluxo e sua comunidade tenha as necessidades hídricas básicas supridas. No entanto, ao considerar a recorrência desses pequenos barramentos, é necessário um maior volume de água sendo liberado pois o fluxo encontra muitos impedimentos ao longo do seu percurso longitudinal. Os Comitês de Bacias Hidrográficas, estabelecidos pela Política Nacional de Recursos Hídricos, têm a incumbência de discutir e deliberar sobre esse e outros assuntos relacionado ao uso das águas.

A perenização artificial, ainda que ocorra de forma pontual dentro de uma bacia hidrográfica, pode gerar impactos importantes no sistema como mudança do padrão de canais e no comportamento fluvial, dentre outros impactos socioambientais. O tema tem sido alvo de diversos trabalhos de pesquisa, especialmente voltados para grandes projetos como a transposição do rio São Francisco (CAVALCANTI JR., 2021; NOVAIS *et. al.*, 2022; OLIVEIRA, 2018), que além de impactar a vazão dos canais fluviais, envolve a criação de canais artificiais e a alteração do curso natural do rio. No semiárido brasileiro, onde o índice de represamento é alto, é provável que as vazões regularizadas associadas aos grandes barramentos, influenciem na mudança gradual dos padrões de canais até que estes alcancem novo equilíbrio (CAVALCANTE, 2018).

Outra estratégia para o acesso a água é a perfuração de poços artesianos (poços profundos) e poços amazonas (cacimbões), estes mais comuns devido ao menor custo e facilidade de implantação. Os poços amazonas são perfurados nas planícies de inundação, enquanto os poços artesianos podem ser encontrados também nas áreas cristalinas, extraindo água de aquíferos fissurais.

A fim de estabelecer a convivência com a seca no semiárido brasileiro, há mais de uma década o governo brasileiro através do Programa Cisternas também implantou cisternas para captação de água pluvial, tanto para uso doméstico, como para uso agrícola, cujo público alvo são as famílias rurais de baixa renda, atingidas pela escassez ou irregularidade hídrica (BRASIL, 2019). Por seu menor custo e maior facilidade de instalação, esse programa conseguiu atender uma grande quantidade de famílias na região.

Um ponto importante na gestão de recursos hídricos, é que comumente ainda há uma visão de que a transmissão de energia e matéria no interior do sistema ocorre de maneira livre, ignorando-se o estudo da sua estrutura e funcionamento, totalmente atrelado à impedimentos de fluxos. Essa ideia, que não considera casos de impedimentos retenção de fluxos, pode resultar em um superdimensionamento das infraestruturas hídricas e do volume de água em reservatórios. Nesse sentido, é primordial considerar a ideia de conectividade da paisagem a fim de aprimorar a gestão hídrica no semiárido (SOUZA; CORRÊA, 2012).

2.3 Conectividade da paisagem

A ideia de conectividade é bastante ampla e pode ser aplicada em diversas áreas do conhecimento. No tocante à conectividade de sedimentos, cerne deste trabalho, é importante compreender qual é o seu papel dentro da dinâmica superficial da paisagem, principalmente em terras secas, considerando as especificidades quanto aos padrões morfológicos e processuais operantes. Por conseguinte, será feita uma discussão nesse sentido.

2.3.1 O conceito de conectividade

Entender a estrutura e funcionamento de uma bacia hidrográfica nos dá a possibilidade de além de compreender a dinâmica atual, prever comportamentos futuros, diante de possíveis cenários e perturbações. Para essa análise a ideia de ligação é pertinente, pois contribui com a avaliação da propagação de mudanças dentro do sistema. A perspectiva de ligação entre componentes de uma paisagem é oriunda do conceito de sensibilidade da paisagem, proposto por Brunsden e Thornes (1979), com base na perspectiva de resistência do sistema. Esta resistência está relacionada à capacidade do sistema em absorver e armazenar energia e matéria, reduzindo o efeito do impulso.

O conceito de ligação é analisado como parte da resistência estrutural do sistema, o qual se divide em dois fatores inter-relacionados, a sensibilidade de localização (relacionada à

localização absoluta e relativa dos elementos componentes do sistema), e a resistência de ligação (responsável pela propagação dos efeitos de mudança pelo sistema) (BRUNSDEN, 2001; BRUNSDEN, 1993 *apud* SOUZA, 2014).

Assim, com base na resistência de ligação, (BRUNSDEN, 2001; HARVEY, 2001; BRUNSDEN, 1993 *apud* SOUZA, 2014), um sistema pode estar:

- Ligado (*coupled*), quando ocorre a livre transmissão de matéria e energia entre os seus compartimentos;
- Desligado (*decoupled*), quando a transmissão de matéria e energia é interrompida temporariamente devido à existência de alguma forma de barramento/impedimento, que poderá ser rompido;
- Não ligado (*not coupled*), quando não há ligação entre os compartimentos do sistema, em virtude de descontinuidades entre os processos.

A partir do estudo das relações de transmissão de matéria e energia dentro de um sistema foi desenvolvida a proposta teórico-metodológica da conectividade da paisagem, que tem como objetivo analisar a conectividade entre os elementos desta, explicando as relações espaciais, o comportamento dos fluxos biofísicos e os ajustes do sistema (BRIERLEY; FRYIRS; JAIN, 2006).

A conectividade pode ser entendida como a transferência de matéria e energia entre dois compartimentos da paisagem ou dentro de um sistema como um todo, e deve ser mantida no interior do sistema se as entradas nas zonas fonte das cabeceiras se tornarem saídas na foz da bacia. O movimento ocorre através de vetores de transporte (água, vento, geleiras, gravidade, etc.) que movem esses materiais em diversas escalas espaciais e temporais (BRACKEN *et al.*, 2015; FRYIRS *et al.*, 2007a; HOOKE, 2003).

No entanto, o percurso que esse fluxo percorre dentro do sistema não é tão simples. No que se trata especificamente do material sedimentar há a necessidade de analisar o destino dos sedimentos erodidos e as vias e prazos de transporte e armazenamento. Isso é necessário, levando em consideração que há um problema na taxa de transferência de sedimentos (*Sediment Delivery Ratio* - *SDR*) e apenas uma parcela deste material produzido alcança o exutório da bacia de drenagem (FRYIS, 2013; WALLING, 1983).

Fryirs (2013) salienta que na maioria das bacias hidrográficas os sedimentos levam mais tempo no armazenamento do que no transporte, isso nos leva a reconhecer a importância de conhecer e analisar as formas de impedimento e armazenamento de sedimentos na paisagem,

pois tais feições agem como elementos de desconexão dos fluxos, controlando especialmente a dinâmica sedimentar e hidrogeomorfológica de um sistema fluvial.

De acordo com Brierley, Fryirs e Jain (2006) e Fryirs *et al.* (2007b) dentro de um sistema, as ligações podem ser:

- Laterais (relação canal - encosta e canal - planície de inundação);
- Longitudinais (interação na rede de canais, incluindo a relação montante - jusante e tributário – canal principal);
- Verticais (interação superficial e subsuperficial).

Os elementos desconectantes são barreiras de transmissão que atuam interrompendo e/ou dificultando o fluxo de água, sedimentos e nutrientes em seu deslocamento longitudinal, lateral ou verticalmente (BRIERLEY; FRYIRS; JAIN, 2006; FRYIRS *et al.*, 2007a; 2007b).

As barreiras de transmissão podem ser classificadas como:

- *Buffers* (zonas tampão);
- *Barriers* (barreiras);
- *Blankets* (zonas de cobertura).

Além delas, há os *boosters* que atuam como elementos conectantes, impulsionando o fluxo e a conexão. O tipo e a distribuição destas formas definem a força de ligação entre os compartimentos da paisagem (FRYIRS *et al.*, 2007a).

Os *buffers* são formas que impedem ou dificultam os sedimentos de adentrarem a rede de canais, interrompendo as ligações laterais. A conectividade entre encosta e canal, registra a frequência com que o canal retrabalha materiais derivados de encostas, cuja força é impulsionada por deslizamentos de terra, ravinamentos e estabilidade de leques aluviais, bem como pelo potencial de escoamento. A ligação entre canal e planície de inundação depende da magnitude e frequência dos eventos de inundação que definirá se os sedimentos fornecidos a uma planície serão armazenados ou retrabalhados e transportados (FRYIRS, 2013; FRYIRS *et al.*, 2007a).

Algumas feições que agem como *buffers* são: planícies aluviais em bolsão (*alluvial pockets of floodplain*), áreas alagadiças, leques aluviais, zonas de piemonte, que ocorrem em quebras de encosta ao longo das margens do vale, vales preenchidos conservados (*intact valley fills*) e *floodouts* que tem cursos d'água descontínuos ou ausentes, planícies de baixa inclinação, planícies elevadas ou terraços fluviais ao longo do canal principal que podem bloquear as confluências (FRYIRS *et al.*, 2007a; FRYIRS, 2013).

Barriers são formas que atuam interrompendo as ligações longitudinais, a partir da modificação do nível de base e/ou das características na seção transversal do leito do canal. As ligações longitudinais refletem a habilidade do canal em transportar materiais de granulometria diversas. A relação tributário – canal principal reflete se o sedimento está sendo liberado de um tributário ou se está ficando retido. Os *barriers* tendem a ser feições relativamente localizadas e frequentemente retrabalhadas ou rompidas. Em alguns casos, os estoques de sedimentos são transientes, residindo na paisagem por curtos períodos de tempo (dezenas a centenas de anos), em outros, são formas mais permanentes como constrições de vales (*valley constrictions*) e barragens, requerendo eventos extremos para serem rompidas (FRYIRS *et al.*, 2007a; FRYIRS, 2013).

Alguns exemplos de *barriers* incluem barragens, degraus em leitos rochosos, fragmentos lenhosos no canal, *sediments slug* que devido a sua granulometria e constituição de lenta movimentação podem agir como tampões permanecendo no canal por centenas de anos, e canais excessivamente ampliados que não tem competência de transporte agindo também na desconexão longitudinal. Estas barreiras podem reduzir localmente a declividade, introduzindo um controle de nível de base local (FRYIRS, 2013; FRYIRS *et al.*, 2007a).

Os *blankets* são feições que interrompem interações verticais, e são controlados pela textura do material do leito, regime de transporte no contexto do canal, características do solo e regolito que controlam a hidrologia de encosta e relações de fluxo superficial, subsuperficial e subterrâneo. Deste modo, as zonas de cobertura, que podem ocorrer no canal ou na planície, através de interações superfície - subsuperfície protegem outras formas de serem retrabalhadas (FRYIRS *et al.*, 2007a; FRYIRS, 2013).

Feições que atuam como *blankets* incluem *floodplain sand sheets* ou materiais de granulometria fina que atuam como lençóis de areia que preenchem os espaços das planícies aluviais e mesmo das barras de cascalho presentes no centro ou laterais de canais (FRYIRS, 2013; FRYIRS *et al.*, 2007a).

Por fim, os *boosters* ao contrário das feições anteriores, não interceptam, mas impulsionam o fluxo de sedimentos no interior do sistema. Segmentos do canal com gradiente superior a 25° podem ser classificados dessa forma (SOUZA; CORRÊA; BRIERLEY, 2016).

Os elementos de (des) conectividade podem ser de ordem natural, como uma planície de inundação, ou antrópica, como uma barragem, por exemplo. Atualmente o ser humano vem interferindo cada vez mais na conectividade das paisagens, e as suas ações vem produzindo uma série de barreiras de transmissão que interrompem o movimento de fluxos biofísicos nos sistemas fluviais, minimizando o número de rios de médio e grande porte, ditos “livres”, de

formas de contenção. A construção de barragens, por exemplo, pode interceptar toda a carga sedimentar que circularia pelo sistema, exceto aquela suspensa (FRYIRS *et al.*, 2007a), fato que resulta no gradual assoreamento da barragem e déficit sedimentar à jusante da estrutura de barramento.

A ideia de (des) conectividade da paisagem é trabalhada dentro de uma hierarquia escalar sendo organizada em escalas locais, zonais e do sistema. Na escala local, a conectividade é dada em um compartimento interno ou fenômeno dentro do relevo (por exemplo, a conectividade dentro da encosta ou do canal). Na escala zonal a conectividade ocorre entre compartimentos ou formas de relevo (por exemplo, a ligação entre encosta e canal). Já na escala do sistema, a conectividade está ligada ao comportamento de bacias inteiras (FRYIRS *et al.*, 2007a; 2007b; SOUZA, 2014).

Ligações longitudinais, laterais e verticais refletem a operação de diferentes processos em diferentes posições e escalas espaciais dentro de uma bacia hidrográfica e ainda em diversas escalas temporais. Essas ligações ocorrem com diferentes graus de eficiência, em resposta a eventos de diferentes magnitudes e frequências, o que impacta diretamente na sensibilidade da paisagem (BRIERLEY; FRYIRS; JAIN, 2006; FRYIRS *et al.*, 2007a).

A área espacial que contribui diretamente para o transporte de sedimentos ao longo da rede de canais é a área de captação efetiva que reflete o grau em que a bacia é conectada lateral, longitudinal e verticalmente, sendo influenciada pela posição dos bloqueios. Ela fornece um meio para avaliar se uma perturbação em qualquer parte da bacia se manifestará à jusante ou será absorvida em uma área desconectada. Na ocorrência de eventos de alta magnitude, a conectividade dentro do sistema é mais alta e eficaz, aumentando a área de captação efetiva (FRYIRS, 2013; FRYIRS; BRIERLEY, 2013).

A escala de tempo efetivo é definida como o período em que os *buffers*, *barriers* e *blankets* estão atuando como agentes bloqueadores. Em termos geomórficos se relaciona com a magnitude e frequência de eventos requeridos para remover esses impedimentos (FRYIRS *et al.*, 2007a). Sinteticamente trata-se da frequência com que os eventos capazes de romper os bloqueios (eventos efetivos) ocorrem (SOUZA, 2011).

A combinação entre a área de captação efetiva e a escala de tempo efetivo define o modelo de conectividade, que analogicamente funciona como interruptores que ligam ou desligam fontes de sedimentos, água ou nutrientes dentro de uma bacia (FRYIRS, 2013).

2.3.2 Conectividade estrutural e funcional

A conectividade influencia fortemente na resistência e resiliência dos rios às perturbações naturais e induzidas pelo homem. A resiliência de uma bacia hidrográfica trata-se de sua capacidade em manter condições, funções, estruturas, interações e *feedbacks*, isto é, seu estado característico, enquanto simultaneamente atua resistindo, recuperando-se, adaptando-se e reorganizando-se diante de distúrbios que lhe são impostos (LANE *et al.*, 2023).

Esses distúrbios podem ocorrer sob a forma de perturbações agudas de curto prazo (inundações, por exemplo) ou sob a forma de estresses crônicos de longo prazo (mudanças nos regimes de precipitação, por exemplo). As bacias hidrográficas resilientes resistem e se adaptam às perturbações antes de terem seus limiares funcionais ou estruturais rompidos, ou seja, elas são menos propensas a cruzar esses limiares (LANE *et al.*, 2023). No entanto, a ação antrópica tem diminuído a resiliência das paisagens. Considerando o nível atual de antropização dos sistemas fluviais, há barreiras e mudanças que não podem ser rompidas naturalmente, e deste modo não permitem a resiliência total e de fato do sistema às suas condições pré-distúrbio.

A distribuição espacial das barreiras de transmissão em uma bacia hidrográfica irá condicionar o grau de (des) conectividade do sistema, de modo que paisagens sensíveis à eventos são altamente conectadas (tem grandes áreas de captação efetiva), possuem capacidade de rapidamente transmitir alterações geomorfológicas e também detém potencial de recuperação geomórfica eficiente. Por outro lado, as paisagens resilientes à eventos são desconectadas (possuem pequenas áreas de captação efetiva) e os efeitos propagativos da mudança geomórfica podem não se manifestar no sistema ou serem expressos após um atraso significativo. Deste modo, os *buffers*, *barriers* e *blankets* agem como uma espécie de “filtro” através do qual uma mudança pode ou não progredir (FRYIRS *et al.*, 2007a; WOHL, 2017).

Nesse contexto, o grau de conectividade de um sistema ambiental está relacionado à velocidade de transmissão de mudanças, quanto maior o grau de conectividade, mais rápidas as mudanças são transmitidas. O padrão espacial e temporal da conectividade dentro e entre os compartimentos da paisagem, afeta as respostas geomórficas a eventos de perturbação e, portanto, o potencial de recuperação de um sistema após um distúrbio (FRYIRS *et al.*, 2007a).

Assim sendo, a configuração espacial dos componentes do sistema e a distribuição das barreiras de transmissão (conectividade estrutural), juntamente com a dinâmica dos fluxos biofísicos (conectividade funcional) que interagem para (des) ligar uma área, são aspectos extremamente relevantes para a compreensão da conectividade da paisagem.

A conectividade estrutural está relacionada ao arranjo espacial dos componentes no sistema (aspectos geomorfológicos), ou seja, aos padrões espaciais da paisagem que influenciam os padrões de transferência de água e os caminhos de fluxo. Possui algumas propriedades intrínsecas, que se referem às unidades fundamentais e materiais que compõem parcelas homogêneas e/ou trechos do canal, e que afetam diretamente a conectividade. São propriedades estruturais intrínsecas àquelas de caráter topográficos como elevação, declividade, curvatura, rugosidade, densidade de drenagem e propriedades do solo (BRACKEN *et al.*, 2013; HECKMANN *et al.*, 2018; HOOKE; SOUZA, 2021; LEXARTZA-ARTZA; WAINWRIGHT, 2009).

Já a conectividade funcional tenta determinar os processos reais que operam para produzir fluxos de água, sedimentos e nutrientes, ou seja, está relacionada a dinâmica processual do sistema (aspectos hidrológicos). Assim, os aspectos funcionais da conectividade se referem a como esses padrões espaciais interagem com processos da bacia para produzir escoamento superficial, fluxo conectado e, portanto, transferência de matéria e energia nas bacias hidrográficas (BRACKEN *et al.*, 2013; HECKMANN *et al.*, 2018; HOOKE; SOUZA, 2021).

Enquanto os componentes estruturais fornecem aspectos espaciais à conectividade, os componentes funcionais trazem uma escala de temporalidade. No entanto, a conectividade estrutural não define que o sedimento será realmente transferido de uma unidade para outra, isso porque depende da operação dos processos e vetores de transporte. Igualmente, os processos que governam a conectividade funcional são influenciados por aspectos estruturais da paisagem (ZANANDREA *et al.*, 2020).

No entanto, os termos estrutural e funcional não são sinônimos de estático e dinâmico já que a conectividade é produzida pela interação. A estreita conexão entre os aspectos funcionais e estruturais pode ser vista nos efeitos que os processos atuantes têm na conectividade estrutural, e consequentemente nas retroalimentações. Por exemplo, as interações entre precipitação e escoamento afetam a estrutura do sistema alterando sua morfologia, que por sua vez influencia os processos dinâmicos que, com a estrutura alterada estabelecerá novas condições para a conectividade, o que afetará ainda mais os elementos estruturais do sistema criando assim um ciclo de *feedback* no sistema (BRACKEN *et al.*, 2013; HECKMANN, 2018; HOOKE; SOUZA, 2021; LEXARTZA-ARTZA; WAINWRIGHT, 2009).

A conectividade permite compreender os sistemas nos quais diferentes elementos condicionam os processos de maneira não linear. Assim, os componentes estruturais da

paisagem que interferem nas vias de transferência e padrões de fluxo, bem como na propagação de efeitos em respostas a *inputs* como distúrbios naturais e humanos são muito importantes. Alterações no sistema criarão um *feedback* dinâmico, afetando a conectividade, que por sua vez influenciará no equilíbrio do próprio sistema (LEXARTZA-ARTZA; WAINWRIGHT, 2009).

2.2.3 Conectividade hidrológica e de sedimentos

A conectividade é um conceito versátil que pode ser aplicado no entendimento de variados processos no meio natural, deste modo, podemos falar em conectividade biológica, hidrológica, sedimentar, eólica, etc. Neste trabalho, nos interessa a conectividade hidrossedimentológica.

A conectividade hidrológica é entendida como a transferência de água de uma parte da paisagem para outra e refere-se à facilidade com que esta água se move no sistema de diferentes maneiras, afetando diferentes componentes da paisagem e sendo afetada também por esse movimento. Ela auxilia no entendimento dos processos que ocorrem na fase terrestre do ciclo hidrológico, podendo descrever o grau de acoplamento entre os diferentes componentes da paisagem. Deste modo, ela atua como o principal motor de outros processos atuantes nas bacias hidrográficas como o transporte de nutrientes, de sedimentos e processos biológicos em diferentes escalas de tempo e espaço (LEXARTZA-ARTZA; WAINWRIGHT, 2009; MICHAELIDES; CHAPPELL, 2009; PRINGLE, 2003).

A conectividade de sedimentos é definida por Bracken *et al.* (2015) como a transferência integrada de sedimentos de todas as fontes possíveis para uma área de deposição (*sink*) em um sistema, via remoção, transporte e deposição de sedimentos. É controlada pela forma como esse material se move entre as zonas geomórficas da paisagem, dentro de diversas escalas têmporo-espaciais.

A conectividade sedimentológica está relacionada ao grau de ligação entre os diferentes compartimentos da paisagem que controlam a transferência de sedimentos e pode ser impulsionada por diversos vetores. Quando o vetor de transferência destes sedimentos é a água, a conectividade - denominada hidrosseedimentológica - é influenciada pelas taxas de precipitação, pela geração do escoamento superficial e pela capacidade de transporte (ZANANDREA *et al.*, 2020).

Havendo uma fonte de sedimentos de fácil remoção, o transporte depende da configuração espacial das conexões entre áreas fonte de sedimentos, a energia dos vetores de transporte e a relação com a morfologia. Portanto, as distribuições espaciais e temporais das

vias de transferência de energia e a continuidade resultante de vetores de transporte em combinação com a disponibilidade de sedimentos, é fundamental para determinar a conectividade de sedimentos (BRACKEN *et al.*, 2015).

Bracken *et al.* (2015) propõe uma estrutura de conectividade para compreender a transferência de sedimentos em várias escalas espaço-temporais, baseado em três elementos chave que se relacionam entre si.

O primeiro é a distribuição da frequência e magnitude de processos de remoção e transporte sedimentológico. Os autores destacam que há uma relação direta entre os processos de produção de sedimentos disponíveis para o transporte e a conectividade de sedimentos. Apesar da atenção que tem sido dada aos eventos de alta magnitude- baixa frequência, não é só a magnitude do evento que é importante, mas a sua frequência e tempo de retorno visto que, se ocorre um evento de alta magnitude, mas não há sedimentos disponíveis para o transporte, a conectividade é limitada. Assim, a conectividade de sedimentos em escalas mais amplas pode ser função do acúmulo de material sedimentar decorrentes de eventos de alta frequência e baixa magnitude.

O segundo elemento se trata das retroalimentações espaço-temporais entre processos de destacamento e transporte de sedimentos, delineados na importância da relação entre processos e formas, que afetam a erosão, a energia dos vetores de transporte e a morfologia. Esses *feedbacks* podem ser positivos, quando as variáveis reforçam os forçantes externos, ou negativos, quando o sistema consegue amortecer ou absorver os distúrbios.

Por fim, o último se refere aos mecanismos de remoção e transporte de sedimentos os quais se relacionam ao grau de controle hidrológico e os membros finais de espaço de fase (*end-members of phase space*) que define o fluxo geral de sedimentos. Bracken *et al.* (2015) definem quatro membros finais do espaço de fase, de acordo com o grau de controle hidrológico no destacamento e transporte de sedimentos: o destacamento e o transporte são hidrológicamente controlados; o primeiro é hidrológicamente controlado e o segundo não; o primeiro não é hidrológicamente controlado e o segundo é; e ambos não são controlados hidrológicamente.

Os autores destacam que com o entendimento de qual fase o sistema se encontra, o pesquisador pode utilizar outras informações como *proxy*, por exemplo, a conectividade hidrológica pode ser usada como *proxy* para avaliar a conectividade hidrossedimentológica. No entanto, é importante ressaltar que essas fases são heterogêneas espacial e temporalmente.

A conectividade sedimentar representa um importante indicador geomórfico para avaliar a erosão, processos de transporte e deposição ao longo do tempo em sistemas fluviais. O entendimento do percurso dos sedimentos contribui para a compreensão da dinâmica do

sistema, identificando a contiguidade de componentes da paisagem e a interação entre sistemas geomorfológicos, hidrológicos e ecológicos. Deste modo, a análise da conectividade por meio da estimativa de taxas de fornecimento, transferência e armazenamento do sedimento na superfície e nos canais, torna-se relevante para explorar as modificações geomorfológicas e reconhecer as áreas mais sensíveis do sistema (ZINGARO *et al.*, 2020).

A compreensão da conectividade do fluxo de sedimentos ao longo de uma bacia hidrográfica fornece uma base para previsão das prováveis trajetórias futuras diante de mudanças geomorfológicas do sistema. Examinando onde as zonas fontes, de transferência e acumulação de sedimentos estão localizadas, o caráter, comportamento e traços evolutivos da bacia, determinando a capacidade, tipo e taxa de recuperação, é possível realizar ações de planejamento e gestão mais eficazes (FRYIRS *et al.*, 2007a).

A natureza das respostas do sistema à perturbação da qual ele é submetido depende da sensibilidade inerente do sistema à mudança (grau de resistência e resiliência), do volume sedimentar armazenado dentro do sistema, da facilidade com que ele pode ser transportado e da força da conectividade dentro e entre compartimentos da paisagem. De tal modo, a compreensão da conectividade entre os compartimentos da paisagem é essencial para a compreensão das relações espaciais, do comportamento dos fluxos biofísicos e de trajetórias futuras de ajuste diante de um evento de perturbação no sistema (BRIERLEY; FRYIRS; JAIN, 2006; FRYIRS *et al.*, 2007a; WOHL, 2017).

Dependendo do contexto geoambiental e do excesso ou oferta insuficiente de sedimentos pode haver impactos negativos no contexto ambiental e/ou sociocultural. Além disso, distúrbios em sistemas com a predominância de granulometria fina, por exemplo, podem transitar pela bacia em questão de horas, enquanto a transferência em sistemas dominados por carga de fundo pode levar décadas. A natureza da dinâmica de (des) conectividade durante uma chuva com evento de inundação pequena a moderada pode ser bem diferente de eventos de chuva ou inundação de alta magnitude, à medida que os caminhos são ativados ou bloqueados, através da ligação ou desligamento entre os compartimentos, em diferentes estágios de fluxo (POEPPL *et al.*, 2020).

A conectividade sedimentar representa um importante indicador geomórfico para avaliar a erosão, processos de transporte e deposição ao longo do tempo em sistemas fluviais. A estimativa de taxas de fornecimento, transferência e armazenamento do sedimento na superfície e nos canais, torna-se relevante para explorar as modificações geomorfológicas e reconhecer as áreas mais sensíveis do sistema (ZINGARO *et al.*, 2020).

A conectividade se torna assim um fator controlador na evolução dos sistemas fluviais, nas dinâmicas de formação e destruição de paisagens e nas potencialidades de recuperação (SOUZA, 2014). Entender a gênese e comportamento dos elementos (des) conectantes possibilita a compreensão e resolução de problemas relacionados ao transporte e deposição de sedimentos, contribuindo com a gestão e planejamento das bacias hidrográficas (ALMEIDA, 2017; WOHL, 2017).

É preciso tentar compreender a natureza e magnitude das mudanças que poderão mover um sistema para um novo estado de equilíbrio (BRUNSDEN; THORNES, 1979). No entanto, o reconhecimento de que o estado futuro de uma bacia de drenagem enquanto um sistema complexo é intrinsecamente incognoscível e resultados surpreendentes são inevitáveis, representa um salto para uma melhor prática de gestão ambiental (PHILLIPS, 1992a, b).

2.3.4 A conectividade em ambientes semiáridos

A análise da conectividade em ambientes semiáridos se mostra uma tarefa mais complexa devido às peculiaridades climáticas que controlam a dinâmica superficial dessas áreas. Somente alguns eventos pluviométricos causam escoamento superficial, fluxo no canal fluvial e conseqüentemente transporte de água, sedimentos e nutrientes. Deste modo, os eventos chuvosos relevantes são aqueles que produzem escoamento e transporte de material (GRAF, 1988; SOUZA, 2014).

Diante desse fato, conforme ressalta Souza (2014) compreender a relação chuva-escoamento e magnitude- frequência dos eventos de precipitação e escoamento é essencial para avaliar a dinâmica fluvial, visto que esses são fatores controladores da vazão dos canais das terras secas.

Nas terras secas, os eventos climáticos de maiores magnitudes se tornam relativamente mais importantes, porque os rios semiáridos transportam até 60% de seus sedimentos em eventos de baixa frequência e alta magnitude, com intervalos de retorno de 10 anos ou mais se comparados com os rios de regiões úmidas, que transportam apenas 10% de sedimentos em eventos de magnitude semelhante (GRAF, 1988). Converging com essa proposição, Souza, Corrêa e Brierley (2016) ressaltam que os resultados de sua pesquisa no semiárido pernambucano mostram que eventos de magnitude moderada são os principais agentes do trabalho geomórfico.

Brunsdén e Thornes (1979) observam esse comportamento e destacam que quando os valores médios das tensões perturbadoras são baixos, mas a variação sobre a média é grande,

então a paisagem provavelmente será dominada por grandes eventos, grande armazenamento e descontinuidades abruptas, cicatrizes e variações no relevo.

Souza e Corrêa (2012) ao analisarem outra bacia hidrográfica no semiárido pernambucano, ressaltam que os eventos de baixa magnitude (alta frequência), não contribuem com a captação e transmissão de água na comunidade, dado o pequeno número de bacias conectadas nesse tipo de evento. Essa observação corrobora que não é adequado se trabalhar com a real oferta de água baseada apenas nos índices pluviométricos e modelagens hidrológicas tradicionais.

Assim sendo, eventos de magnitude moderada são os principais agentes do trabalho geomórfico em relação ao transporte de carga de fundo no semiárido, pois geram maior fluxo de sedimentos. Considerando a pouca diferença com relação aos eventos de alta magnitude - pois as desconexões ocorrem por barramentos de canais e vales preenchidos -, os eventos moderados se tornam mais relevantes porque em contrapartida, possuem uma maior recorrência temporal. Os eventos extremos são considerados geomorficamente mais eficazes, quanto ao seu poder energético, capaz de alterar drasticamente a estrutura fluvial, especialmente em trechos aluviais. Já os eventos de baixa magnitude transferem localmente sedimentos para fundos de vale ou pequenas barragens (SOUZA; CORRÊA; BRIERLEY, 2016).

No entanto, para que ocorra a conectividade, há outras variáveis a serem levadas em consideração, pois há uma relevância dos limiares e respostas complexas em rios de terras secas. Assim sendo, eventos de precipitação de uma mesma magnitude nem sempre provocam a mesma resposta na mesma bacia, pois, ainda que a energia do evento seja a mesma, a resistência da paisagem varia temporal e espacialmente. As taxas de erosão serão maiores quando esse evento ocorrer no momento em que o fator de resistência representado pelo gradiente do canal, o tamanho das partículas ou a vegetação for menor que a força de perturbação disponível (GRAF, 1988; SOUZA; HOOKE, 2021).

Nesse quesito, se elucida o papel antropogênico por meio do uso e cobertura da terra, já que algumas áreas podem ser, devido a intervenção antrópica, mais ou menos resistentes diante dos *inputs* às quais elas são submetidas. No semiárido brasileiro, a conectividade fluvial é modificada pela intervenção antrópica em escalas diversas. Isso se dá por meio de estruturas e atividades como agricultura, barragens de fluxo, canalização dos rios nos centros urbanos, mineração, estradas e passagens molhadas (LIMA; MARÇAL; CORRÊA, 2021; SOUZA; CORRÊA, 2012).

Em diversos trabalhos desenvolvidos no semiárido nordestino brasileiro, se nota a intervenção antrópica na dinâmica de transmissão de matéria e energia dentro dos sistemas

fluviais. Isso se dá tanto pela natureza dos impedimentos identificados (pontes, passagens molhadas, canalização e barragens), quanto pelos tipos de usos da terra que incluem além da impermeabilização do solo nas áreas urbanas, o desmatamento associado à agricultura extensiva, que alteram substancialmente as taxas de sedimentação nos fundos de vale (CASTELO BRANCO, 2017; LIMA; MARÇAL; CORRÊA, 2021; SANTOS *et al.*, 2020; SOUZA; CORRÊA, 2012; SOUZA; CORRÊA; BRIERLEY, 2016).

De modo geral, as alterações antropogênicas citadas, afetam a desconectividade criando *knickpoints* locais, o que favorece a retenção de sedimentos e a desconectividade fluvial. Em alguns casos isso é ainda mais intensificado, pois, a estrutura geológica e a litologia, naturalmente fornecem um maior aporte de sedimentos, como ocorre na região do Planalto do Araripe (LIMA; MARÇAL; CORRÊA, 2021).

Outra variável importante é o nível de saturação do solo antes de um evento chuvoso, pois isso refletirá na capacidade de infiltração e comportamento do escoamento superficial. Precipitações de baixa magnitude e alta frequência podem não gerar escoamento no momento em que os solos estão secos, mas podem causar inundações se ocorrerem quando os solos estão saturados (GRAF, 1988). Isso novamente revela que não há uma relação direta entre as taxas de precipitação e escoamento (SOUZA, 2014).

A propagação dos ajustes aos forçantes externos em terras secas, devido à intermitência e efemeridade dos processos fluviais, exibem respostas descontínuas na paisagem, que pode apresentar-se parcialmente ajustada a esses *inputs* (GRAF, 1988). Isso decorre das características geoambientais da área, somadas à organização estrutural da paisagem, que limitam a ligação entre os compartimentos.

As perdas de transmissão hidrológica podem ocorrer por evaporação - menos proeminente para canais efêmeros pequenos, pois o fluxo raramente perdura por tempo suficiente para ser evaporado - e infiltração, fora e dentro do canal fluvial. Ao longo dos canais efêmeros, dominantes nas paisagens áridas e semiáridas, as perdas de transmissão por infiltração fazem com que os picos de inundação e os valores totais de descarga fluvial diminuam em direção a jusante. Essas perdas são tão grandes que eventualmente, a maioria dos fluxos diminui para zero (GRAF, 1988).

Alguns impedimentos como a grande quantidade de depósitos aluviais nos canais secos também colaboram para a perda de transmissão de escoamento superficial e desconectividade, embora a água que infiltra tenha importância econômica como recarga de águas subterrâneas (ALMEIDA; SOUZA; CORRÊA, 2016; FRANCO; SOUZA, 2019). Além disso, a textura do material do leito também é importante, pois determina a capacidade de infiltração, de modo que

leitos cuja granulometria dos sedimentos é composta por cascalhos e areia grossa têm uma alta taxa de perda de transmissão, enquanto materiais de leito consolidado com alto teor de silte e argila têm baixa perda de transmissão (GRAF, 1988).

Como no semiárido o principal de vetor de transporte é a água, é importante lembrar que essa perda de transmissão hidrológica interfere diretamente no deslocamento de sedimentos. Assim, a ausência desse vetor ou a sua irrelevância durante os períodos de estiagem, impede o movimento de sedimentos ao longo da bacia. Por outro lado, mesmo quando há a atuação dos processos hidrológicos, as barreiras de transmissão podem impedir o transporte, de modo que os sedimentos ficam estocados nas feições de desconexão (lateral, longitudinal ou verticalmente), por curtos ou longos períodos de tempo, sendo transportados episodicamente de acordo a magnitude do evento, reestabelecendo assim gradual ou totalmente a conectividade do sistema.

De modo geral, o movimento de sedimentos não é uniforme espacial e temporalmente, e a área de captação efetiva é variável de acordo com a posição espacial dos bloqueios e a magnitude dos eventos. A taxa de transferência de sedimentos reflete então uma série de processos, que operam em diferentes prazos de tempo em resposta a uma diversidade de distúrbios (FRYIRS, 2013).

Obviamente que a análise da vazão dos canais efêmeros e intermitentes é importante para avaliar a conectividade das paisagens semiáridas, no entanto, é imprescindível considerar que essa vazão, como já dito, ocorre em pulsos concentrados temporal e espacialmente. Nesse sentido, não é apropriado trabalhar com médias anuais de vazão fluvial, já que nas terras secas os canais de caráter efêmero e intermitente podem não ter fluxo por vários meses do ano. Deste modo, conforme ressalta Graf (1988), o conceito de fluxo anual é quase sem valor prático e teórico para essas áreas, sendo mais viável avaliar esses fenômenos a partir da sua magnitude e frequência.

Considerando essa dinâmica de precipitação e vazão, os eventos de cheias nas terras secas são importantes, pois são responsáveis por um fluxo significativo de água e sedimento, além de serem responsáveis por mudanças no arranjo estrutural dessas paisagens.

Cada bacia possui suas próprias peculiaridades em termos de fatores controladores e, portanto, sua própria curva de frequência de cheias, impossibilitando generalizações. Porém, considerando a ocorrência de um evento de mesma magnitude, frequência e tempo de retorno em um grande rio semiárido em seu alto e baixo curso, a magnitude de uma potencial cheia será menor no primeiro trecho e maior no segundo, devido às contribuições dos canais tributários.

No entanto, há um limiar à jusante em que a magnitude dessas cheias começará a decrescer devido às perdas de transmissão (GRAF, 1988).

Assim, apesar da negligência comum que ainda se observa nos planos de manejo das bacias hidrográficas, há um consenso crescente na comunidade acadêmica que a (des) conectividade deve ser um dos pontos chave na base conceitual para a tomada de decisão na gestão de rios e bacias hidrográficas (POEPPL *et al.*, 2020). A aplicação de estudos de conectividade da paisagem em regiões de terras secas, como o semiárido brasileiro, faz-se mais necessária ainda diante das peculiaridades desses sistemas ambientais. Compreendendo a dinâmica e a complexidade do sistema fluvial semiárido, no que se refere à transmissão de água e sedimentos, e identificação de ambientes de retenção desses fluxos, é possível compreender o comportamento presente, e possíveis cenários futuros dessas bacias diante de determinadas forças de perturbação (SOUZA; CORRÊA; BRIERLEY, 2016).

2.4 Estilos fluviais e ação antropogênica

A compreensão da bacia hidrográfica a partir da diversidade fluvial é um fator de suma importância para o planejamento e gestão de recursos hídricos. Os canais fluviais refletem em sua morfologia e comportamento uma gama de controles, e através da interação processos-resposta são responsáveis pela gênese e evolução da paisagem fluvial. Nesse sentido, é necessário compreender que a análise de uma bacia hidrográfica deve ser feita considerando uma interação escalar (escalas local, zonal e da bacia hidrográfica integral), e sob a perspectiva de que um canal fluvial pode apresentar diversos estilos.

Um Estilo Fluvial (*River Style*) é um trecho do rio com um conjunto quase uniforme de unidades geomórficas, cuja identificação é importante, pois registra o caráter e o comportamento de um rio a partir de um contexto que integra a bacia hidrográfica. Essa bacia dentro da proposta dos estilos fluviais é analisada a partir de três campos: planta do canal, unidades geomórficas do canal fluvial e planície de inundação, e textura do leito dos rios (BRIERLEY *et al.*, 2002; BRIERLEY; FRYIRS, 2005).

Os aspectos físicos da bacia determinam o tipo de unidades de paisagem que, por sua vez, exercem controle sobre os tipos de estilos fluviais. Os principais controles sobre a variabilidade no caráter e comportamento do rio se dá pela configuração do vale, medido em termos de inclinação, forma e grau de confinamento. Na diferenciação entre estilos de rio, a relação entre canal e planície é primordial (THOMSON; TAYLOR; BRIERLEY, 2004).

Esta metodologia possibilita a classificação de segmentos do curso fluvial que apresentam um conjunto de características geomorfológicas e hidrodinâmicas comuns, contribuindo para distinguir o caráter (estrutura geomorfológica do rio, incluindo forma em planta e geometria) e comportamento (características hidráulicas do canal, tipo de materiais transportados e depositados, sua relação com a planície e a susceptibilidade à mudanças geomorfológicas) para cada tipo de rio. Ademais, tal proposta permite identificar as relações entre processos e formas ao longo dos canais fluviais, em seus diferentes segmentos, de modo que um rio pode apresentar diferentes estilos, conforme cada segmento interage de modo particular com a paisagem ao redor (BRIERLEY; FRYIRS, 2005; LIMA; MARÇAL, 2013).

Assim sendo, os estilos fluviais são avaliados em relação ao contexto paisagístico e às ligações espaço- temporais dos processos geomorfológicos dominantes. A sua proposta teórica registra o caráter e comportamento do rio, oferecendo uma avaliação geomórfica dos seus padrões espaciais e evolutivos, a partir de uma análise focada na bacia de drenagem. A compreensão do sistema fluvial e do contexto paisagístico permite a elaboração de cenários futuros para esses ambientes, considerando para isso, as respostas complexas do sistema (retroalimentações) (BRIERLEY; FRYIRS, 2005; SOUZA, 2014; SOUZA; BARROS; CORRÊA, 2016).

Há também uma relação estreita entre a diversidade fluvial e a diversidade ecológica. Existem evidências consideráveis de que diferentes unidades geomórficas apresentam conjuntos bióticos relativamente distintos, particularmente para macroinvertebrados. Assim, é razoável inferir que determinados *river styles* devem ter conjuntos característicos de *habitat* e biota (THOMSON; TAYLOR; BRIERLEY, 2004).

Segundo Brierley e Fryirs (2005) a análise dos estilos fluviais é constituída de quatro etapas. A primeira consiste na identificação, interpretação e mapeamento dos estilos de rio em uma bacia hidrográfica. Nessa etapa ocorre a avaliação do caráter e do comportamento de cada trecho do canal, caracterizando-os, analisando o confinamento do vale, o número de canais e a estabilidade lateral.

Acerca do tipo de confinamento do vale, é considerada a classificação de Brierley e Fryirs (2005) baseada na ocorrência de extravasamento ou não de fluxo para além do canal, distinguindo três tipos: vale confinado, quando há a presença de planícies de inundação em menos de 10% do trecho do canal fluvial; vale parcialmente confinado, quando entre 10-90% do trecho possui planície de inundação (descontínua); e vale não confinado (ou aluvial), quando mais de 90% do trecho apresenta planície de inundação (contínua).

A segunda etapa consiste nas avaliações do caráter e do comportamento fluvial de maneira dinâmica, e na avaliação das formas e dos processos no contexto de evolução do sistema fluvial. A terceira diz respeito à avaliação da trajetória futura das mudanças e potencial de recuperação do canal, fornecendo suporte para a construção de metas e cenários futuros, visando a gestão dos recursos hídricos e a reabilitação dos ambientes fluviais. A última parte compreende a aplicação das informações geradas nas etapas anteriores nas ações relacionadas à gestão fluvial.

Um aspecto peculiar dessa proposta em relação às demais aplicadas à gestão fluvial, é que ela fornece um modelo integrado de análise multiescalar. Em sua análise ela abrange as escalas: de bacia hidrográfica (controles e características gerais da bacia), de unidades de paisagem (controles topográficos sobre as morfologias e comportamento fluvial), de estilos fluviais (trechos do canal com homogeneidade quanto aos arranjos morfológicos e processuais), de unidades geomórficas (arranjos erosivos e materiais disponíveis) e das unidades hidráulicas (características do fluxo e sua interação superfície – subsuperfície - substrato) (BRIERLEY; FRYIRS, 2005).

A partir da definição dos estilos é possível fornecer um conjunto de informações integradas que permitem a compreensão das formas, processos e ligações nos canais fluviais, fornecendo um arcabouço para prever o comportamento futuro do rio, e ser assim um instrumento eficiente no gerenciamento de recursos hídricos (BRIERLEY *et al.*, 2002; BRIERLEY; FRYRIS, 2000; BRIERLEY; FRYRIS, 2005).

Os rios apresentam formas, comportamentos e características evolutivas notavelmente diferentes (entre e dentro das bacias hidrográficas). Assim sendo, estas devem ser gerenciadas individualmente e de maneira flexível, reconhecendo como, onde e porquê as formas e processos mudaram ao longo do tempo. Compreendendo a evolução da paisagem fluvial, será possível desenvolver estratégias de gestão mais eficazes com relação às condições contemporâneas, reconhecendo a diversidade de padrões e taxas de ajuste (BRIERLEY *et al.*, 2002).

A capacidade de ajuste e estabilidade fluvial frente às perturbações, varia de acordo com cada estilo fluvial, sendo alguns sistemas de fluxo mais sensíveis a distúrbios físicos e biológicos do que outros. Daí a importância de se conhecer cada configuração para prever possíveis comportamentos. O cerne é determinar a capacidade de ajuste para cada estilo interpretando as possíveis maneiras pelas quais um rio pode se ajustar dentro de uma configuração de vale (BRIERLEY *et al.*, 2002).

A gestão e manejo fluvial em todo o mundo, quando se trata do “*design*” dos rios, ou seja, da maneira como eles devem ser e funcionar, tem sido feita sob um modelo tradicional. Tal modelo trabalha na domesticação fluvial (adaptando o fluxo e modificando o seu comportamento para condições desejadas). Além disso, frequentemente os rios têm sido geridos de alguma forma, com ênfase indevida em sua estabilidade (BRIERLEY; FRYIRS, 2008 *apud* MARÇAL; LIMA, 2016; BRIERLEY *et al.*, 2002). Contudo, a respeito dessa estabilidade é importante ressaltar que,

Os sistemas ambientais, em sua estrutura e funcionamento, alcançam uma organização ajustada às condições das forças controladoras, denunciando um estado de equilíbrio. Mantendo-se as condições externas os sistemas permanecem em seu estado ajustado, em estabilidade. Todavia, o estado de estabilidade não é indicador de equilíbrio estático. As forças controladoras apresentam variações em sua intensidade e frequência, de modo que o sistema pode apresentar uma dinâmica em seu funcionamento para oferecer reações perante essa variabilidade na frequência e magnitude das entradas, através de mecanismos que absorvem essas oscilações externas sem mudar as suas características internas. Essas reações denunciam um equilíbrio dinâmico, marcando a estabilidade do sistema (CHRISTOFOLETTI, 1999, p.113).

Destarte, os rios no contexto de sistemas ambientais encontram-se em estado de equilíbrio dinâmico, e estão longe de possuírem uma estabilidade estática. Diante dessas vertentes tradicionais, surgem outras alternativas, tais como a proposta dos *river styles*, que estão pautadas no alcance de um estado natural dos sistemas fluviais, adaptando e orientando as ocupações antrópicas à dinâmica natural dos rios (BRIERLEY; FRYIRS, 2008 *apud* MARÇAL; LIMA, 2016). Assim são admitidos os *habitats* presentes canais, a variedade morfológica fluvial, os fluxos que afetam a base geomórfica, o tipo do substrato (pois a textura do leito interfere na distribuição dos *habitats* e nas características processuais do sistema) e a vegetação ripária (BRIERLEY; FRYIRS, 2005).

Ademais, a proposta dos estilos fluviais pode contribuir para a análise da disponibilidade de água e o planejamento e gestão dos recursos hídricos, pois alguns estilos fluviais possuem maior propensão ao armazenamento hídrico. O próprio arcabouço de informações físico-ambientais levantadas para definir os estilos, pode servir de aporte para ampliar o conhecimento e auxiliar na tomada de decisão nesse sentido. Para tanto é relevante e necessária uma visão integrada, com a compreensão da configuração do vale e do canal fluvial, das unidades geomórficas, da textura do leito, do comportamento do fluxo, dos aspectos da cobertura vegetal, bem como dos controles climáticos, geológicos, geomorfológicos e antrópicos, pois todos interferem direta ou indiretamente na disponibilidade de recursos hídricos.

A partir de cada tipo de estilo fluvial é possível identificar as potencialidades e limitações hídricas nos diferentes segmentos fluviais. Brierley *et al.* (2002) explanam que no

estado australiano de New South Wales, a extração de água pode ser controlada de maneira compatível com o comportamento de cada estilo. Por exemplo, a extração de água deve ser proibida em um riacho com estilo meandrante de leito arenoso, onde houve diminuição significativa do baixo fluxo necessário para manter a vegetação das margens e impedir a aceleração da migração lateral. Por outro lado, haveria menos restrições em um segmento de fluxo dentro de uma configuração de vale confinado onde as margens do leito limitam a mudança geomórfica.

A ação humana na transformação da superfície terrestre tem sido ao longo do tempo, cada vez mais evidente, partindo desde mudanças no uso da terra local à efeitos sobre a dinâmica climática global. A capacidade humana para modificar a paisagem, e seus respectivos elementos contribuintes aumentou drasticamente ao longo da história (HOOKE, 2000).

A interferência humana na dinâmica ambiental tem recebido contribuições dos avanços da tecnologia e do aprimoramento das técnicas de engenharia, os quais tem transformado a natureza e criado paisagens artificiais para atender aos interesses da sociedade moderna. A participação antrópica na modificação das formas terrestres cresce à medida que a técnica progride (SOUZA; PEREIRA, 2015).

Estes impactos antrópicos negativos sobre o meio natural têm no Tecnógeno, repercussões geológico-geomorfológicas tangente à três níveis de abordagem: na fisiografia das paisagens (criando e modificando o relevo), na fisiologia das paisagens (criando, induzindo, intensificando ou modificando processos exógenos) e na formação de depósitos superficiais correlativos (depósitos correlativos), estes sendo marcos estratigráficos tecnogênicos (PELOGGIA, 1997).

Considerando tais aspectos modificadores das dinâmicas processuais nas paisagens, deve-se atentar para os rios como importantes modeladores da superfície terrestre exercendo papel de destaque nestas dinâmicas através dos processos de transporte e deposição de material sedimentar. As atividades humanas influenciam os rios há milênios e importantes civilizações se desenvolveram às margens de grandes rios como o Nilo, Tigre e Eufrates. Assim, os ambientes fluviais têm sofrido ao longo da história os efeitos da ação humana, de modo direto e indireto, tanto nas áreas urbanas quanto rurais (DOLLAR, 2004).

Inicialmente, as alterações nos sistemas fluviais eram basicamente relacionadas ao abastecimento de água para uso doméstico e agrícola. No entanto, atualmente são variadas as alterações antrópicas nos sistemas fluviais, bem como os desequilíbrios ambientais resultantes. Barramentos, canalizações, retificações, reconfigurações da seção transversal e dragagem são algumas das ações cada vez mais corriqueiras, sobretudo para atender as demandas das zonas

urbanas, as quais são responsáveis por alterações nos processos erosivos, no equilíbrio fluvial e aumento da velocidade e do fluxo hídrico, o que acentua, por exemplo, os efeitos das enchentes urbanas (FRYIRS; BRIERLEY, 2013; STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

Os impactos humanos sobre sistemas fluviais são provocados fundamentalmente por alterações no regime de fluxo induzido por alterações nas condições de escoamento; no regime de sedimentos, resultado de alterações na produção (falta ou excesso) e entrega de material sedimentar e na distribuição dos elementos de resistência ao longo do vale, como tipos de vegetação e outras coberturas do solo (FRYIRS; BRIERLEY, 2013).

Um rio com características naturais possui uma dinâmica hidrológica própria que resulta em uma morfologia peculiar, diretamente resultante da dinâmica processual operante. Quando ocorre uma intervenção humana de grande intensidade, como é o caso da construção de grandes barragens, por exemplo, há o rompimento do equilíbrio longitudinal do rio, principalmente nos ambientes à montante e à jusante de tais estruturas. Praticamente todo barramento do canal afeta o sistema lótico (correntezas) do rio, de modo que o sistema passa a apresentar características lênticas (ou de águas semi-paradas) no reservatório. Isso gera efeitos em cadeia que, de acordo com a magnitude e área de abrangência, podem ser irreparáveis (CUNHA, 1995 *apud* COELHO, 2008).

Cunha (1995 *apud* COELHO, 2008) apresenta algumas alterações hidrológicas e geomorfológicas decorrentes do represamento de rios. Dentre outras alterações, à montante da barragem, ocorre o aumento da deposição de carga sólida, aumento do nível de base e assoreamento na desembocadura dos rios e fundo dos vales. No reservatório e área periférica, se observa o armazenamento de carga líquida e sólida, assoreamento no reservatório, submersão das formas de relevo e recuo das margens. À jusante, há a redução da carga sedimentar, redução da disponibilidade de água subterrânea, incisão no leito do rio, com consequente redução do nível de base local, e ainda processos erosivos nas margens.

O volume de água doce capturada nos reservatórios atualmente excede o volume do fluxo ao longo dos rios. As barragens fragmentaram a transferência de fluxos entre as bacias em quase todo o mundo, interferindo na conectividade longitudinal. Dentre todos os impactos observados a montante e a jusante dessas estruturas, como apresentado anteriormente, as respostas mais profundas ocorreram no litoral, através de modificações na morfodinâmica fluvio-marinhas. Globalmente, mais de 50% do fluxo de sedimentos em escala de bacia é potencialmente preso em represas artificiais (FRYIRS; BRIERLEY, 2013).

O ser humano também tem feito alterações mais amplas na rede de drenagem, tais como a construção de galerias pluviais, redes de irrigação agrícola e desvios de fluxo que trazem

como resultado, a redução das taxas de infiltração e aumento do escoamento superficial, mudanças na magnitude e frequência das cheias, aumento dos processos erosivos e impacto no balanço hídrico (STEVAUX; LATRUBESSE, 2017).

Os autores também destacam a relevância das formas de uso e ocupação das bacias hidrográficas no equilíbrio do sistema fluvial. O desmatamento, práticas agrícolas, urbanização e mineração podem acelerar processos erosivos, aumentar o suprimento sedimentar, reduzir a infiltração, aumentar o escoamento superficial, acentuar a incisão do canal fluvial e interferir na qualidade da água.

Os impactos da urbanização incluem o desmatamento, a impermeabilização do solo, diminuição da infiltração e sistemas de drenagem de águas pluviais que em conjunto aumentam o volume de escoamento. Como resultado há o aumento da velocidade e competência do fluxo que podem acelerar taxas de erosão e gradiente do canal, aumentando a deposição em áreas à jusante, e favorecendo a ocorrência de episódios de enchentes e inundações (FRYIRS; BRIERLEY, 2013).

A mudança climática é também uma forma de impacto humano indireto nos sistemas fluviais, pois interfere no ciclo hidrológico, resultando em modificações nas taxas de precipitação, evapotranspiração, escoamento, infiltração e por consequência nos regimes de fluxo e aspectos da cobertura vegetal. Esses impactos são generalizados, mas as tendências variam acentuadamente de região para região, em alguns locais, as mudanças climáticas potencializaram o desenvolvimento agrícola, acentuando impactos da mudança no uso da terra. Outras formas indiretas de perturbações fluviais abrangem a pastagem, ação das ondas induzida por barcos e alterações nas condições ecológicas - por exemplo, inserção de vegetação exótica (FRYIRS; BRIERLEY, 2013).

É pertinente conhecer o que pode ocorrer no sistema fluvial diante de possíveis cenários de perturbação já que a disponibilidade e mobilidade dos sedimentos pode afetar diretamente na forma como os efeitos de perturbação serão transmitidos (POEPPL *et al.*, 2020). A variabilidade das respostas fluviais à perturbação humana em diferentes partes do mundo reflete: a variabilidade natural inerente dos sistemas fluviais, as formas, escala e intensidade da perturbação humana, no passado e no presente e ainda a sensibilidade relativa à perturbação de um sistema fluvial. Alguns rios estão quase excedendo o seu limiar que o levará a uma mudança, já outros são mais resistentes a alterações externas (FRYIRS; BRIERLEY, 2013).

Felizmente, já se pode observar uma maior preocupação com os sistemas fluviais em diversas partes do mundo, com medidas de recuperação da saúde de rios impactados pela

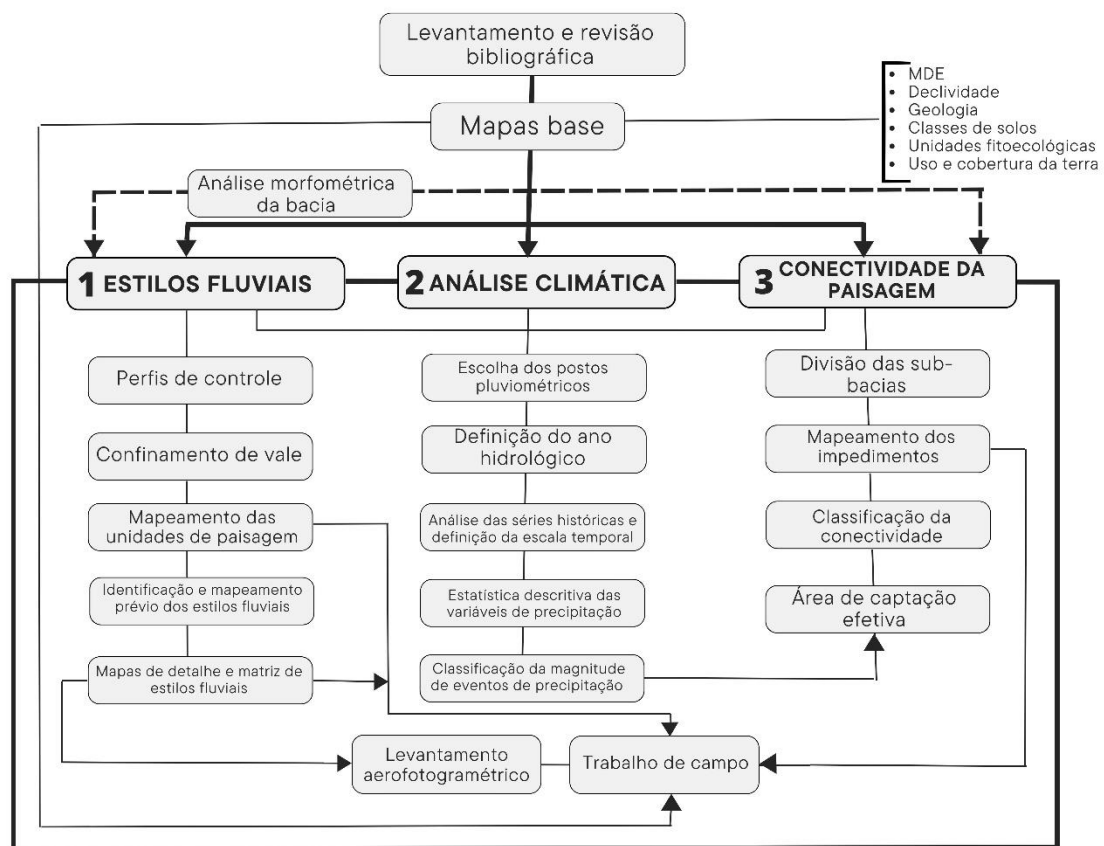
atividade antrópica. As intervenções para a restauração fluvial incluem recriação de *habitats*, reconstituição da vegetação ripária, uso de defletores de fluxo para aumentar a rugosidade do canal, reconstituição da cobertura aluvial de fundo, supressão de açudes, remeandramento, dentre outros (FRYIRS; BRIERLEY, 2013; MEURER, 2011).

Nesse contexto, destaca-se a importância de práticas de gerenciamento baseadas no trabalho sobre as causas dos problemas em vez das consequências, já que a prevenção é mais barata e eficaz o que a reparação dos danos. A detecção precoce de sinais de degradação é fundamental em sistemas fluviais de terras secas, onde a condição degradada pode ser difícil de reverter (POEPPL *et al.*, 2020; SACO *et al.*, 2020).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

Para o desenvolvimento do presente trabalho, inicialmente foi realizado levantamento e revisão bibliográfica a partir de livros e artigos científicos de cunho nacional e internacional, a fim de solidificar o embasamento teórico-metodológico. Subsequentemente, para cumprir os objetivos aqui propostos foram realizados os seguintes procedimentos metodológicos descritos detalhadamente a seguir e expressos na figura 01.

Figura 1- Fluxograma da metodologia da pesquisa.



Fonte: Elaborado pela autora.

3.1 Mapas básicos

A produção de mapas básicos foi imprescindível para todas as etapas de desenvolvimento dessa pesquisa. Inicialmente foram úteis para o levantamento das condições físico-ambientais da área. Em um segundo momento, foram peça chave para o desenvolvimento da metodologia de *River Styles*, possibilitando identificar diferentes unidades de paisagem e estilos de rio na bacia. Posteriormente, deram suporte à análise climática, especialmente considerando a influência geomorfológica sobre os mesoclimas locais. Por fim, tais mapas

foram úteis para classificar a conectividade considerando os impedimentos de ordem natural na área.

Os mapas foram obtidos através de geoprocessamento com o uso do *software* ArcGIS 10.8. Infelizmente não foi possível trabalhar com uma base de dados homogênea no que se refere a escala espacial, isso porque, a área de estudo ainda carece de dados cartográficos em uma escala mais detalhada. Os mapas básicos são apresentados no quadro 01 e descritos subsequentemente.

Quadro 1- Mapas básicos utilizados na pesquisa.

MAPA	ESCALA	FONTE
Modelo Digital de Elevação	Resolução espacial de 30 m.	Topodata/SRTM (INPE)
Classes de declividade	Resolução espacial de 30 m.	Topodata/SRTM (INPE)
Geologia	1: 500 000	CPRM (2020)
Classes de solos	1: 250 000	IBGE (2015)
Unidades fitoecológicas	1: 50 000	Moro <i>et al.</i> (2015)
Uso da terra	1: 250 000	MapBiomass (2019)

Fonte: Elaborado pela autora.

Para o Modelo Digital de Elevação (MDE) utilizou-se a imagem de satélite *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), com resolução espacial de 30 metros, disponibilizada pelo projeto Topodata do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Do MDE derivou-se o mapa das classes de declividade, que teve por base a classificação da EMBRAPA (2006), que distingue seis classes de declividade do relevo: plano (0 a 3%), suave ondulado (3 a 8%), ondulado (8 a 20%), forte ondulado (20 a 45%), montanhoso (45 a 75%) e escarpado (acima de 75%). Os dados geológicos, especificamente litológicos e estruturais, foram obtidos junto à Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) na escala de 1: 500.000.

Os três mapas citados, tornaram possível a visualização do contexto geológico e geomorfológico, a partir de uma análise dos aspectos morfoestruturais e morfoesculturadores da bacia. Essa compreensão permitiu definir as unidades de paisagem e os estilos fluviais representativos, bem como ter um panorama geral das áreas que poderiam ser mais ou menos propensas a desconexão.

As classes de solos foram definidas a partir dos dados disponibilizados pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) através da Diretoria de Geociências (IBGE/DGC, 2015) na escala de 1: 250.000. O mapa das unidades fitoecológicas foi baseado na proposta de Moro *et al.* (2015), na escala 1: 50.000, o qual apresenta uma revisão dos tipos vegetacionais

do estado do Ceará considerando a sua diversidade paisagística, com enfoque para as condições climáticas e unidades geomorfológicas. Já o mapa de uso da terra, com escala de 1: 250.000, baseou-se nos dados disponibilizados pelo Projeto de Mapeamento Anual do Uso e Cobertura da Terra no Brasil (MapBiomas), do bioma Caatinga, coleção 5, ano de 2019.

Esses mapas foram relevantes para a interpretação da interação clima – vegetação – homem, por meio das atividades antrópicas expressas pelos diferentes tipos de uso da terra. Eles permitiram uma visão de processos predominantes na dinâmica superficial da bacia, tanto por propensão natural, quanto induzidos pela intervenção antrópica. Assim, foi possível compreender, por exemplo, áreas sujeitas a maiores ou menores taxas de escoamento, infiltração e erosão, seja pelo tipo de solo ou densidade da cobertura vegetal, ou por impactos causados por mudanças no uso da terra como desmatamento e atividades agropastoris.

3.2 Estilos Fluviais

Para identificar e classificar os diferentes estilos de rios presentes na bacia do rio Bastiões, foi necessário primeiramente um claro conhecimento das características morfométricas da bacia, que também foram importantes posteriormente, na análise da conectividade da paisagem.

Após essa análise, utilizando sempre como aporte os mapas temáticos produzidos na primeira fase, partimos para as etapas relacionadas especificamente à metodologia dos *River Styles*: a construção dos perfis de controle fluvial, a classificação do grau de confinamento do vale, a classificação da bacia em unidades de paisagem e a definição e mapeamento prévio dos estilos. Subsequentemente, realizamos trabalhos de campo para validação dos dados levantados na fase de gabinete, inclusive com levantamento aerofotogramétrico dos estilos de rio identificados, e por fim construímos os mapas de detalhe e matriz de estilos fluviais da área de estudo.

Análise morfométrica

A análise dos parâmetros morfométricos permite caracterizar os aspectos geométricos estabelecendo indicadores relacionados à forma, ao arranjo estrutural e à composição integrada entre os elementos da bacia hidrográfica. O cálculo desses parâmetros ainda é importante, pois pode revelar anomalias e alterações na paisagem, seja, por fatores tectônicos, estruturais, climáticos ou antrópicos (CHEREM *et al.*, 2020).

Neste trabalho analisamos apenas os parâmetros morfométricos que consideramos pertinentes à análise dos estilos fluviais e da conectividade da paisagem. São parâmetros relacionados a geometria da bacia e à rede de drenagem: Área (A), Perímetro (P), Comprimento da Bacia (L), Fator de Forma (Kf), Coeficiente de Compacidade (Kc), Índice de Circularidade (Ic), Densidade de drenagem (Dd), Comprimento do canal principal (Lp), padrão de drenagem e hierarquia fluvial. A metodologia para o cálculo dos parâmetros é baseada nos trabalhos de Villela e Mattos (1975) e Christofolletti (1980).

A área de drenagem de uma bacia hidrográfica (A) é o elemento básico para o cálculo dos parâmetros morfométricos e geralmente é medida em km². Já o perímetro (P) trata-se do comprimento total dos divisores de drenagem e é medido em km. Um método simples e eficaz para obtenção desses parâmetros é de forma automática através de *softwares* de geoprocessamento, que neste caso se deu pelo uso do ArcGIS 10.8.

O comprimento da bacia (L) conta com algumas formas para sua definição, o que pode resultar em valores um pouco diferentes para cada método. Dentre os métodos possíveis, utilizamos àquele que mede a distância em linha reta, paralelamente (na medida do possível) ao rio principal.

A relação entre a largura média da bacia ($\bar{L}$) e o comprimento axial da bacia (L) pode ser chamada de fator de forma (Kf). Para esse cálculo utilizamos as seguintes fórmulas:

$$Kf = \frac{\bar{L}}{L} \quad ; \quad \bar{L} = \frac{A}{L} \quad ; \quad Kf = \frac{A}{L^2}$$

Quanto menor for o valor de Kf, mais estreita e comprida é a bacia, o que significa que ela é menos sujeita à picos de enchente. Isso ocorre, pois, dada a sua forma, é mais difícil a ocorrência de chuvas intensas que possam atingir toda a área. Ademais, a contribuição dos tributários é desconcentrada, e é verificada em vários pontos espalhados ao longo do canal principal.

O coeficiente de compacidade (Kc) é a relação entre o perímetro da bacia (P) e o perímetro de um círculo de mesma área que a bacia, é dado pela seguinte fórmula:

$$Kc = 0,28 \times \frac{P}{\sqrt{A}}$$

O Kc será sempre um valor > 1, quanto menor o valor (mais próximo de 1), significa que mais circular é a bacia, e, portanto, mais susceptível às enchentes.

O índice de circularidade (Ic) é a relação entre a área da bacia e a área do círculo de mesmo perímetro. A fórmula para obter esse índice segundo a proposta de Schumm (1956) é:

$$Ic = 12,57 \times \frac{A}{P^2}$$

na qual A é a área e P é o perímetro. Segundo o autor valores maiores que 0,51 mostram que a bacia tende a ser mais circular, favorecendo os processos de inundação, já valores menores que 0,51 sugerem que a bacia é mais alongada, o que contribui para o escoamento.

A densidade de drenagem (Dd) é um parâmetro expresso pela relação entre o comprimento total dos canais de uma bacia (Lt) e a sua área total (A). É dada pela seguinte expressão:

$$Dd = \frac{Lt}{A}$$

Esse índice fornece uma visão sobre a eficiência da drenagem de uma bacia. Segundo Villela e Mattos (1975) este índice varia de 0,5 km/ km² para bacias pobremente drenadas a 3,5 ou mais para bacias bem drenadas.

O valor de Dd foi obtido de forma bastante simples, através do ambiente ArcGIS, especificamente com o uso das ferramentas *Calculate Geometry* e *Statistics*.

O padrão de drenagem é o arranjo espacial dos cursos fluviais e é definido neste trabalho a partir da análise visual da drenagem da bacia, comparando-a com os padrões de drenagem básicos apresentados por Christofletti (1980): dendrítico, treliça, radial, retangular, paralelo e anelar.

A hierarquia fluvial foi definida de forma automática no ArcGIS, utilizando a ferramenta *Stream Order* do ArcGIS *Hydrology*, escolhendo a classificação proposta por Strahler (1952).

Mapas temáticos

Foram utilizados alguns dos mapas temáticos descritos anteriormente, a saber: MDE, classes de declividade e mapa geológico. Tais mapas foram imprescindíveis à abordagem dos estilos fluviais e à análise multiescalar requerida por esta metodologia, permitindo um melhor entendimento da dinâmica fluvial na bacia.

Perfis de controles fluviais

Foi utilizado o MDE para extrair informações altimétricas e de acumulação de fluxo de pontos do canal principal e de dois grandes afluentes. O primeiro passo foi a extração e posterior correção de drenagem dos rios trabalhados. Isso foi feito através do *Google Earth Pro*. Em sequência, foram produzidas tabelas com informações sobre altimetria e acumulação de fluxo

(número de pixels), sendo os últimos dados posteriormente convertidos em área de captação efetiva (km²). Também foi feita a relação longitudinal entre o canal principal e as unidades geológicas dissecadas por ele.

Esses dados foram gerados a partir da ferramenta *Stack Profile*, do ArcGIS 10.8, associando os pontos do canal com os dados de altimetria e acumulação de fluxo do arquivo matricial. A ferramenta gera dados tabulares, que foram tratados em ambiente Microsoft Excel, gerando os perfis.

Ainda foi construído um gráfico com a relação entre o perfil longitudinal e o índice de energia de fluxo (*Stream Power Index-SPI*) do canal principal. O *stream power* trata-se de um indicativo de potencial de vazão de energia de fluxo em determinado trecho de rio e é expresso em *Watt* (W). Quando se encontra altos valores desse índice implica-se em melhores condições para o processo de erosão, por outro lado menores valores significam maior tendência a processos deposicionais. Neste sentido, o *stream power* é uma das variáveis importantes no que concerne ao padrão morfológico do canal (CAVALCANTE, 2018; RODRIGUES; SOUZA, 2020).

O SPI é construído a partir de atributos primários e secundários, como declividade, MDE, fluxo acumulado (*Flow Accumulation*) e índice de acumulação de fluxo (TWI) (RODRIGUES; SOUZA, 2020). De acordo com Rosa *et al.* (2019) o *Stream Power* pode ser obtido através da seguinte fórmula:

$$\Omega = p \cdot g \cdot Q \cdot S$$

onde Ω é o *Stream Power*, p é a densidade da água, g é a força da gravidade, Q é a descarga e S é a declividade em graus.

O valor da descarga é obtido através da multiplicação entre velocidade do fluxo e área molhada, expressa da seguinte maneira:

$$Q = A \cdot U$$

onde A é a área molhada no vale fluvial e U é a velocidade do fluxo.

O cálculo desse índice ocorre a partir da multiplicação da densidade da água, normalmente 1.000 kg por metro cúbico (kg/m³) pela aceleração devida à gravidade, que é de 9,81 metros por segundo ao quadrado (m/s²) ao nível do mar. O produto desses dois números é 9.810 kg por metro quadrado (kg/m²). Posteriormente esse resultado é multiplicado pela descarga hidráulica do fluxo, e por fim, o resultado é multiplicado pela inclinação do canal para obter a potência do fluxo (RODRIGUES, 2021).

Neste trabalho os dados utilizados foram da estação fluviométrica de nº 36125000 (Sítio Poço Dantas), disponíveis no Portal HidroWeb (ANA, 2020). Esta, foi escolhida em virtude da

sua localização na bacia, que se apresentou a mais satisfatória por estar há cerca de 2 quilômetros do exutório do rio Bastiões. Com os dados obtidos, foi feita a média da vazão de todos os anos disponibilizados na estação para o mês de março – pois de modo geral é o mês que apresenta o maior índice pluviométrico. O resultado foi aplicado na fórmula descrita acima, permitindo chegar aos valores de *stream power* para vários segmentos do canal.

Confinamento do vale

A partir do mapeamento das planícies de inundação da bacia, utilizando o *Google Earth Pro* e posterior processamento em ambiente SIG, foi possível definir o grau de confinamento do vale, o qual está relacionado à capacidade de ajuste lateral do canal. De acordo com Brierley e Fryirs (2005) o grau de confinamento do vale pode ser classificado em: confinado (quando a presença de planície de inundação é menor que 10%), parcialmente confinado (presença de 10 a 90% da planície de inundação de forma descontínua) e não confinado (apresenta mais de 90% de planícies de inundação contínuas).

Mapeamento das unidades de paisagem

A definição das unidades de paisagem da BHRB se deu tendo por base a proposta de Brierley e Fryirs (2000), compartimentando a paisagem de acordo com áreas fisiograficamente e fisiologicamente homogêneas. Considerando a relevância do contexto geológico-geomorfológico da bacia tanto em aspectos morfológicos quanto processuais, as unidades de paisagem compreendem padrões característicos de formas de relevo. Assim, foram classificadas considerando parâmetros como geologia, altimetria, declividade, topografia e posição na área de estudo, embora os aspectos geomorfológicos tenham tido maior peso. Ademais, às nomenclaturas dessas unidades, acrescentou-se o uso e cobertura da terra predominante em cada uma.

Identificação e mapeamento prévio dos Estilos Fluviais

Para identificar os estilos de rios presentes na bacia foram utilizadas imagens de satélite disponíveis no *Google Earth Pro*, onde também foram mapeadas as unidades geomórficas da planície aluvial e do canal como barras arenosas, ilhas fluviais, afloramentos rochosos e canais secundários. Através dessa ferramenta também foram analisados aspectos como textura do

leito, margens e planície de inundação, processos operantes, cobertura vegetal e intervenção antrópica na área. Após esse mapeamento, analisando os dados levantados, fizemos uma classificação prévia dos estilos de rios presentes na bacia, para posterior validação em campo.

Trabalhos de campo

Foram feitos trabalhos de campo em novembro de 2020, maio e outubro de 2021 abrangendo dois períodos distintos, um chuvoso e outro seco, a fim de visualizar os aspectos morfológicos e processuais presentes na área de estudo.

O objetivo principal dos primeiros campos foi validar o mapeamento previamente feito em fase de gabinete, e fazer um levantamento fotográfico das unidades de paisagem e dos trechos representativos de cada estilo fluvial inicialmente identificado. O último trabalho de campo teve como objetivo realizar o levantamento aerofotogramétrico dos estilos fluviais mapeados.

Levantamento aerofotogramétrico

O levantamento aerofotogramétrico dos estilos fluviais da BHRB, realizado em novembro de 2021, foi feito utilizando um DRONE DJI *Phantom 3 Advanced*, cedido pelo Grupo de Estudos de Ambientes Fluviais Semiáridos (GEAFS) da Universidade Federal da Paraíba. Os voos foram feitos à 100 metros de altitude com 70 e 75% de sobreposição frontal e lateral. As ortofotos foram geoprocessadas e transformadas em ortomosaicos através do *software* Agisoft Metashape, e posteriormente manipuladas no ArcGIS.

Construção dos mapas de detalhe e matriz de estilos fluviais

A partir dos dados geoprocessados e coletados em campo, associados em caráter especial ao grau de confinamento do vale, geologia e unidades da paisagem, foi possível definir os estilos fluviais da bacia, produzindo um mapa geral e mapas de detalhe de trechos representativos. Associado a cada um desses mapas, foi construída uma matriz de informação do estilo, o qual sintetiza o caráter e comportamento daquela tipologia de rio.

Realizadas as etapas até aqui descritas e identificando os estilos fluviais da área de estudo, foi possível ter conhecimento do padrão morfológico e processual dos rios, compreendendo sua distribuição espacial e a relação com os controles da bacia. Isso é

imprescindível para o desenvolvimento da proposta de conectividade da paisagem, que, no entanto, requer uma análise das condições climáticas da área face à necessidade de compreensão da magnitude dos eventos de precipitação, que representam o *input* dentro do sistema fluvial e controlam a conectividade.

3.3 Metodologia climática

Como dito, a pertinência da análise de dados climáticos, especialmente de precipitação, se dá pelo fato da chuva representar o principal *input* dentro do sistema fluvial. Essa adição de matéria e energia, será responsável por ativar, em diferentes graus e escalas, a conexão entre os compartimentos do sistema. Nesse sentido, diferentes magnitudes de eventos de precipitação geram respostas igualmente distintas, que dependerão além da magnitude do próprio evento, de fatores estruturais da bacia e da distribuição espacial de impedimentos.

Para a análise climática foram utilizados os dados diários de precipitação disponibilizados pela Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME). Foram analisados os dados de três postos pluviométricos representativos de cada tipo climático da BHRB. O primeiro foi o posto Brejinho (Id 295), inserido em clima subúmido; o segundo foi o posto Potengi (Id 120), em clima semiárido brando e o último foi o posto Assaré (Id 17), em clima semiárido.

Trabalhamos com os dados de precipitação dentro da perspectiva de ano hidrológico, utilizado em locais com distribuição temporal de precipitação desigual, onde a contagem do ano inicia no meio do período seco, evitando fragmentar esse período. Assim, iniciamos organizando os dados do ano meteorológico - ano normal do calendário, utilizado em análises onde a precipitação é uniformemente bem distribuída no decorrer do ano - em anos hidrológicos (SOUZA, 2014).

Como na área de estudo, os meses mais chuvosos estão entre janeiro e abril, o ano hidrológico aqui considerado se inicia no mês de setembro do ano anterior e se estende até o mês de agosto do ano corrente. De forma prática, cada ano hidrológico possui quatro meses do ano anterior, a saber os meses de setembro a dezembro. Por exemplo, o ano hidrológico de 2020 tem início no mês de setembro de 2019 e finda no mês de agosto de 2020.

Embora os dados de precipitação da bacia hidrográfica sejam de boa acessibilidade, infelizmente eles ainda apresentam muitas lacunas nos postos, já que estes nem sempre abrangem na íntegra toda a escala temporal correspondente ao período em que o posto foi inaugurado. Todos os postos apresentaram algum tipo de lacuna e/ou ausência de dados, seja

de dias, meses e até anos. Para resolver esse problema, tivemos que desconsiderar algumas ausências de dados, que felizmente estão em meses fora da quadra chuvosa, por isso provavelmente com valores baixos ou nulos.

O posto Brejinho foi implantado em 1988, no entanto, até o ano (meteorológico) de 2000, apresenta inúmeras lacunas/ausência de dados quanto aos totais pluviométricos. Para o recorte temporal avaliado, o posto não possui dados dos meses de agosto, setembro e outubro de 2013, e o mês de dezembro possui algumas lacunas, totalizando 100 dias com inexistência de dados. O posto Potengi possui dados incompletos nos meses de setembro de 2007, julho de 2008, dezembro de 2009, novembro de 2010, 2011 e 2020, totalizando 58 dias. O posto Assaré, possui dados incompletos dos meses de dezembro de 2010, outubro de 2011 e novembro de 2020, totalizando uma lacuna de 28 dias.

Diante dessa condição a sequência temporal analisada não é uniforme em todos os postos, pois enquanto nos postos Potengi e Assaré, a escala temporal analisada foi de 30 anos, no Brejinho foi de 20 anos. No quadro 2 essas informações são sintetizadas

Quadro 2- Dados dos postos pluviométricos analisados na área de estudo.

POSTO PLUVIOMÉTRICO	ALTITUDE DO POSTO	ANO DE INAUGURAÇÃO ¹	RECORTE TEMPORAL DISPONÍVEL ²	RECORTE TEMPORAL ANALISADO
Assaré	443 m.	1974	1975- 2023	1991 – 2020
Brejinho	597 m.	1988	2002- 2023	2001 - 2020
Potengi	568 m.	1974	1975- 2023	1991 - 2020

¹Ano meteorológico

²Anos hidrológico (mês de setembro a agosto).

Fonte: FUNCEME.

Foram compilados alguns dados com o objetivo de melhor visualizar o comportamento pluviométrico dentro da BHRB. Os gráficos de precipitação para anos considerados chuvosos, secos e de neutralidade, no que se refere a atuação do ENOS, permitiram avaliar o comportamento pluviométrico de cada um dos postos mensalmente para cada cenário. A normal climatológica do recorte temporal avaliado, foi primordial para a compreensão da média histórica para cada mês do ano do posto, apresentado os valores de chuva esperados. Os gráficos das séries históricas elucidaram os totais pluviométricos das últimas três décadas (duas, no caso de Brejinho), permitindo identificar os anos chuvosos e secos nos postos, permitindo a comparação do comportamento de cada um para um mesmo ano. Além disso, também sintetizamos a atuação dos fenômenos *El Niño* e *La Niña* nas últimas três décadas, a fim de contemplar o seu papel na determinação de anos chuvosos e secos.

Para a análise climática também foi feita a estatística descritiva, onde foram consideradas algumas variáveis de precipitação importantes para o comportamento do escoamento superficial e o transporte de sedimentos. Estas variáveis foram: Chuva Total (CT), Dias de Chuva (DC), Dias de Chuva Efetiva (DCE), Dias Consecutivos Sem Chuva (DCSC) e Dias Consecutivos Sem Chuva Efetiva (DCSCE), avaliando os valores máximo, mínimo, amplitude, média, mediana, soma e desvio padrão.

A primeira variável é a chuva total, o qual representa o *input* que vai gerar escoamento e (re)trabalhamento de sedimentos na bacia hidrográfica, sendo estes dependentes da distribuição espaço-temporal dessa chuva.

A segunda variável é a dos dias de chuva contabilizados a cada ano nos postos, e que reflete a quantidade de dias em que choveu, no entanto, não implicando necessariamente em escoamento superficial e consequente vazão para os canais fluviais, já que nessa variável são considerados todos os valores superiores a zero, ainda que sejam insuficientes para gerar fluxo superficial.

A terceira é a dos dias de chuva efetiva, o qual é bastante importante pelo fato de estar diretamente relacionada a geração de escoamento superficial. Pode ser compreendida como os eventos de chuva superiores a 10 mm, que exercem efeito evidente na recuperação da vegetação gramínea, sendo capaz de gerar escoamento mesmo no período seco. Precipitações abaixo desse valor tem pouco efeito sobre a água no solo em profundidade superior a 5 cm (AVIAD; KUTIEL; LAVEE, 2009).

A chuva efetiva é responsável pelo aumento rápido da vazão de um rio durante e após uma chuva, no entanto, nem toda a chuva efetiva gerada numa bacia chega imediatamente ao curso d'água, já que há um tempo de concentração. A partir de onde é gerado, o escoamento percorre um caminho, com velocidades variadas influenciadas por características como declividade, comprimento dos trechos percorridos, litologia, rugosidade do terreno, cobertura vegetal, etc. (COLLISCHONN; TASSI, 2010).

A quarta variável compreende os dias consecutivos sem chuva e revela o tempo em que aquela área ficou sem receber chuva por curtos ou longos períodos de tempo, sendo este último associado ao período seco.

A última variável se refere aos dias consecutivos sem chuva efetiva, o qual apresenta a quantidade de dias consecutivos com ausência de chuvas somados a dias com precipitação inferior a 10 mm, refletindo o período de tempo em que a área ficou ausente de eventos pluviométricos capazes de gerar escoamento superficial. Foi construída uma tabela sobre a

estatística descritivas das variáveis de precipitação da bacia, bem como gráficos representando esses mesmos dados.

A magnitude dos eventos de precipitação é um dos principais fatores que determinam a potência de fluxo no sistema fluvial, e conseqüentemente o grau de movimentação de sedimentos na bacia. Para a classificação da magnitude dos eventos ao longo da bacia do rio Bastiões, observou-se o maior total de precipitação dentro de cada ano hidrológico, calculando posteriormente a média e o desvio padrão do recorte temporal analisado. Para identificar um evento de alta magnitude somou-se a média e o desvio padrão, sendo que todos os valores acima desse limiar foram classificados como de alta magnitude. Para os de baixa magnitude subtraiu-se da média o desvio padrão, de modo que todos os eventos abaixo desse valor foram assim classificados. Por fim os eventos de moderada magnitude são aqueles entre os limiares de alta e baixa magnitude.

3.4 Conectividade da paisagem

A metodologia da conectividade da paisagem utilizada nessa pesquisa é baseada no trabalho de Fryirs *et al.* (2007a; 2007b) e Souza (2014) e é composta pelas etapas descritas a seguir.

Divisão das sub-bacias

Inicialmente, utilizando a delimitação da bacia hidrográfica e a drenagem dela extraída, foi produzido um mapa de sub-bacias para melhor avaliar a condição de conectividade em cada uma para cada magnitude de evento. A área foi dividida em 24 sub-bacias, cada uma ligada ao canal principal ou a um de seus principais afluentes.

Mapeamento dos impedimentos

Utilizando o *Google Earth Pro* foram mapeados os impedimentos capazes de interceptar o fluxo de água e sedimento ao longo da BHRB. Assim sendo, nem todos os impedimentos foram considerados, mas apenas àqueles que exercem maior impacto de retenção, sendo estes: barragens grandes, planícies de inundação contínuas e descontínuas, canais descontínuos e zonas urbanas com médio nível de impermeabilização. Posteriormente, esses impedimentos

mapeados foram tratados no ArcGIS para construir os mapas de elementos desconectantes, números de impedimentos e definir a área de captação efetiva.

Classificação da conectividade

Para a determinação da área de captação efetiva Fryirs *et al.* (2007b) considera o ângulo de inclinação (gradiente) como fator contribuinte no grau de transporte e deposição de sedimentos na bacia. Isso porque, apesar de haver outros fatores importantes na energia disponível para a erosão e transporte como a rugosidade da superfície, capacidade de infiltração, volume e duração do escoamento, etc., estes são mais difíceis de mapear devido a escala e variabilidade espaço-temporal.

O gradiente de inclinação junto a descarga é o principal determinante no *stream power* e, portanto, no transporte de sedimentos, e é uma variável constante espacial e temporalmente. São estabelecidos limiares de gradiente na qual abaixo o transporte é lento ou ineficiente, ocorrendo a deposição, ou acima deste o transporte é acentuado, aumentando, portanto, a conectividade. Abaixo de 0,5° o gradiente desconecta os compartimentos, entre 0,5° e 2° o gradiente diminui a transmissão, entre 5° e 25° o gradiente não é um fator limitante de transporte e acima de 25° a inclinação impulsiona o transporte funcionando como um *booster* (SOUZA; CORRÊA; BRIERLEY, 2016).

Na BHRB, os valores do gradiente nos exutórios das vinte e quatro sub-bacias estão entre 0° e 2°, induzindo, portanto em todas, à desconectividade. Nesse sentido, para determinar o grau de transmissibilidade de matéria e energia, partimos para a análise do arranjo dos impedimentos em cada sub-bacia. Assim, classificamos o grau de conectividade de cada impedimento identificado de forma isolada, para cada magnitude de evento. Depois, analisando o mapa de distribuição dos elementos de desconexão na bacia, avaliamos a conectividade para cada magnitude de evento, mas agora de forma conjunta, considerando a combinação de impedimentos, bem como a sua posição espacial.

Área de captação efetiva

Após a classificação da conectividade, foi possível identificar a área de captação efetiva para cada magnitude de evento. Isso foi feito através do ArcGIS, gerando três mapas, contendo a área de captação efetiva para eventos de baixa, moderada e alta magnitude. Gerados os mapas,

foi possível calcular a área espacial e a porcentagem da área de captação efetiva com relação a área total da bacia em cada um dos cenários.

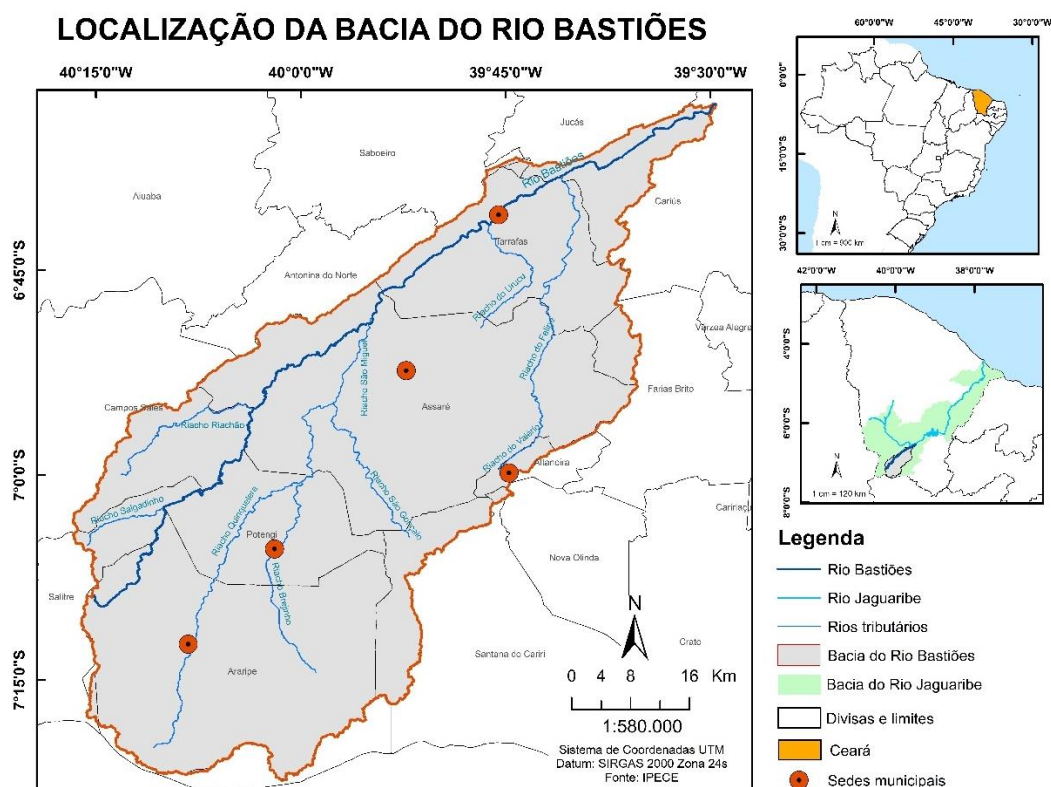
3.5 A área de estudo

A seguir é apresentada a localização e o panorama populacional e socioeconômico, seguido de uma breve caracterização do contexto geológico-geomorfológico e climático regional que envolve a área de estudo.

Localização e panorama demográfico e socioeconômico

A bacia hidrográfica do rio Bastiões está localizada na porção sul do estado do Ceará (figura 2), e abrange quatorze municípios da região do Cariri e Centro-Sul cearense. A maioria destes possui entre 10 e 25 mil habitantes, sendo que apenas três possuem população menor que 10 mil pessoas, e somente o município de Campos Sales possui mais que 25 mil habitantes (Tabela 1). A predominância de cidades de pequeno porte sugere que, o nível de intervenção antrópica na bacia seja menor se comparado a regiões que comportam cidades médias e grandes.

Figura 2- Mapa de localização da BHRB.



Fonte: Elaborado pela autora.

Tabela 1- Dados demográficos e espaciais da BHRB.

Município	População total	Densidade demográfica (hab./km ²)	Área total (km ²)	Área na BHRB (km ²)	Área na BHRB (%)
Altaneira	6.856	93,54	87,25	29,93	0,8
Antonina do Norte	6.984	26,85	249,55	0,36	0,01
Araripe	20.685	18,81	1.037,41	961,63	27
Assaré	22.445	20,11	1.121,74	1.117,95	31,3
Campos Sales	26.506	24,48	1.088,07	207,24	5,8
Cariús	18.567	17,49	1.050,41	165,03	4,6
Farias Brito	19.007	37,74	474,53	47,81	1,3
Jucás	23.807	25,40	935,87	3,99	0,1
Nova Olinda	14.256	50,13	289,16	4,09	0,1
Potengi	10.276	30,34	333,67	333,67	9,3
Saboeiro	15.752	11,39	1.347,69	2,59	0,07
Salitre	15.453	19,21	792,38	90,05	2,5
Santana do Cariri	17.170	20,07	802,66	155,07	4,3
Tarrafas	8.910	19,61	449,04	446,97	12,5

Fonte: IBGE, Censo Demográfico (2010).

Altaneira é o município que apresenta maior densidade demográfica, pois apesar da população pequena possui uma das menores dimensões espaciais, sendo o menor em extensão territorial da BHRB. Os municípios que apresentam maior extensão espacial dentro da BHRB são Assaré, Araripe e Potengi.

Todos esses municípios dentro do contexto da hierarquia urbana são centros locais, cuja economia é movimentada basicamente pelas atividades agropecuárias, comerciais e funcionalismo público, e possuem forte vínculo socioeconômico com as capitais regionais como Crato e Juazeiro do Norte e o centro sub-regional de Iguatu.

Contexto geológico-geomorfológico regional

A BHRB está inserida na bacia Alto Jaguaribe. Das cinco subunidades que compõem a bacia hidrográfica do rio Jaguaribe (Alto, Médio e Baixo Jaguaribe, Banabuiú e Salgado), o Alto Jaguaribe é a que possui maior região hidrográfica, sendo, também, a maior do estado (SANTANA, 2009).

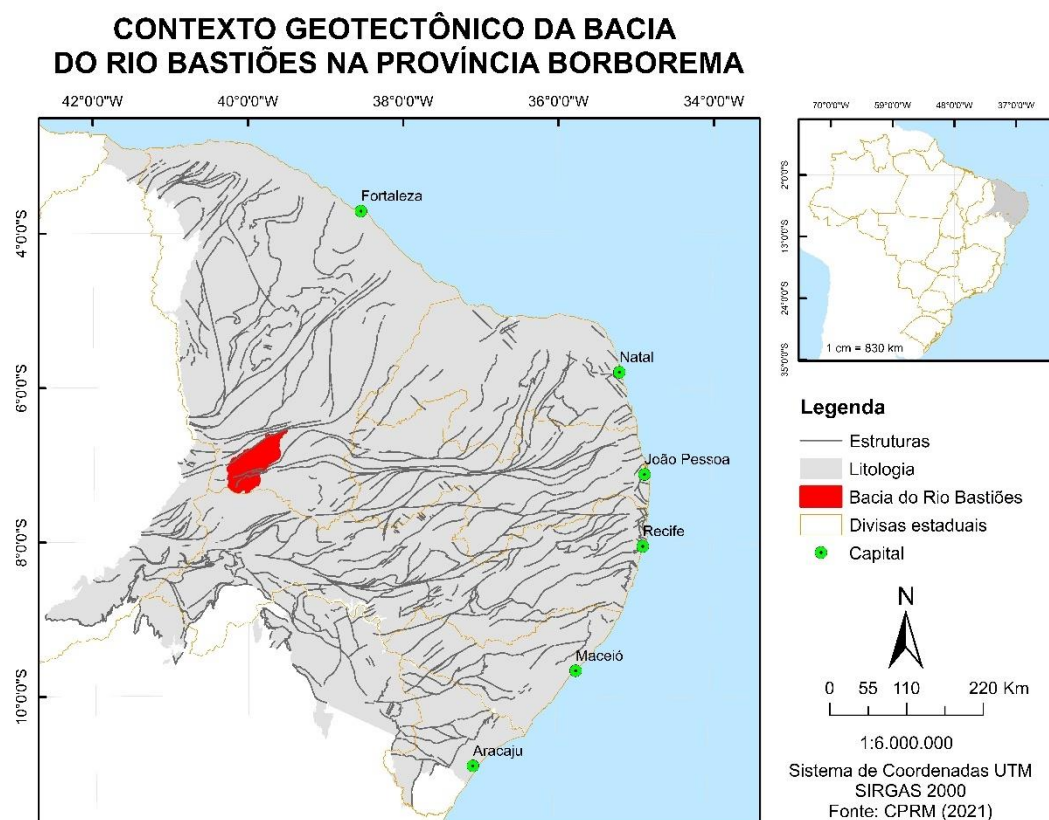
O rio Jaguaribe, com extensão de cerca de 610 km e 74.000 km² de área de captação, desde as nascentes à sudoeste até o litoral à nordeste, é considerado o maior rio seco do mundo. Ele e seus tributários percorrem uma região dominada por relevo dissecados com diversos níveis de aprofundamento. Predominam relevos com topos convexizados a aguçados com encostas retilíneas a convexas, bem como cristas de grandes dimensões. Em toda a bacia Alto Jaguaribe podem ocorrer áreas planas, porém isoladas entre si, e conjuntos de serras com níveis

altimétricos que podem alcançar até 1.000 m (CAVALCANTE; CUNHA, 2012; GATTO, 1999).

Em termos mega-morfoestruturais a BHRB se insere no contexto geotectônico da Província Borborema (figura 3), enquadrada em maior proporção na Subprovíncia Setentrional. Dentre os terrenos tectono-estruturais, faz parte especificamente do terreno Jaguaribeano, sendo este pertencente ao Domínio Rio Grande do Norte (ALMEIDA *et al.*, 1977; BRANDÃO; FREITAS, 2014; BRITO NEVES *et al.*, 1995; MAIA; BEZERRA, 2014).

O panorama geológico-geomorfológico regional que envolve a área de estudo é composto pelo domínio da Chapada do Araripe e da Depressão Sertaneja II. O primeiro, é comandado por fatores topográficos típicos de um planalto sedimentar elevado de topo tabuliforme. Já o segundo, faz parte do contexto das grandes depressões interplanálticas semiáridas do Nordeste Brasileiro. A Depressão Sertaneja no estado do Ceará se divide em duas subunidades de acordo com as variações altimétricas: enquanto as superfícies aplainadas da Depressão Sertaneja I consistem possuem cotas entre 40 e 350 metros, a Depressão Sertaneja II se situa num nível altimétrico mais elevado e com topografia mais dissecada, com cotas altimétricas entre 250 e 550 metros (BRANDÃO; FREITAS, 2014).

Figura 3 – Contexto geotectônico BHRB na Província Borborema.

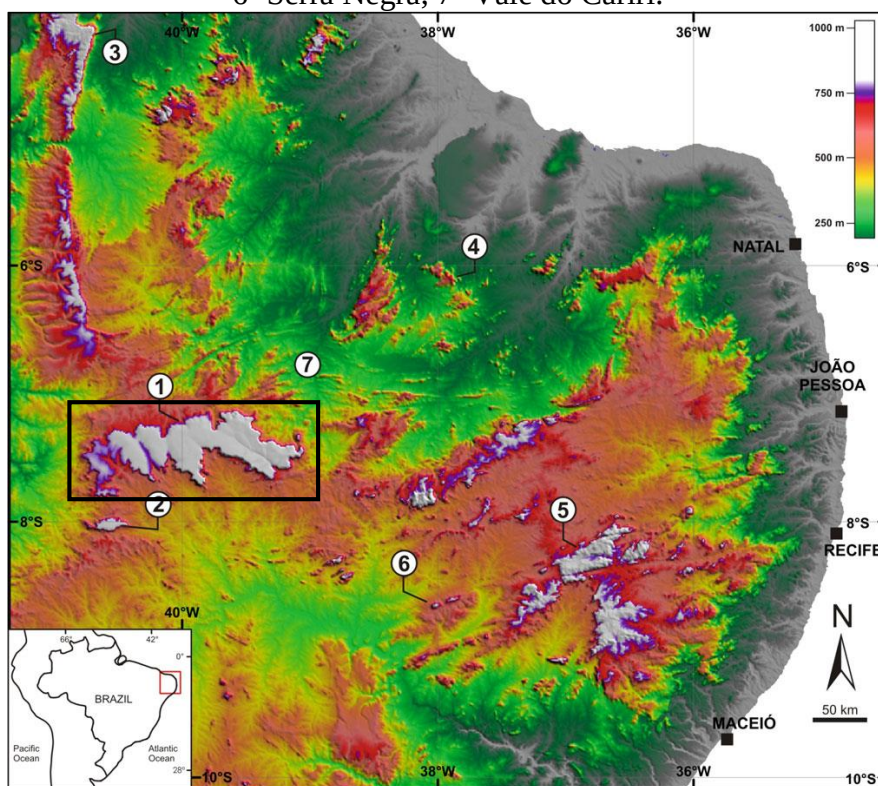


Fonte: Elaborado pela autora, com base em CPRM (2021).

Deste modo, a BHRB está numa região de dobramentos composta por um complexo de falhas, lineamentos e zonas de cisalhamento com direção preferencial NE-SW, com rochas bastante antigas, datadas do Proterozóico (ALMEIDA *et al.*, 1977; BRITO NEVES *et al.*, 1995; MAIA; BEZERRA, 2014).

Dentre as coberturas sedimentares existentes na região, se destaca a Bacia Sedimentar do Araripe, visto a sua representatividade espacial e influência direta sobre a dinâmica superficial da área. É considerada a mais importante e extensa das bacias interiores do Nordeste (figura 4), e está localizada entre os Lineamentos de Patos e Pernambuco. Sua geometria é fortemente controlada por estruturas do embasamento cristalino Pré-Cambriano, os quais foram reativadas por eventos tectônicos do Mesozoico que culminaram com o rifteamento Gondwana, a abertura do Atlântico Sul no Cretáceo e a deriva continental e consequente individualização da América do Sul e África em novos continentes (CAMACHO; SOUSA, 2017; CLAUDINO SALES *et. al.*, 2022; MORALES; ASSINE, 2015).

Figura 4- Planalto do Araripe em relação à fisiografia do Nordeste do Brasil. 1- Chapada do Araripe; 2- Serra do Inácio; 3- Serra de Ibiapaba; 4- Serra dos Martins; 5- Borborema platô; 6- Serra Negra; 7- Vale do Cariri.



Fonte: Morales; Assine (2015).

Este processo de ruptura continental induziu à formação de falhas que se espalharam no interior do continente. A reativação tectônica dos lineamentos pré-cambrianos de Patos e

Pernambuco deu origem à pequenas bacias sedimentares delimitadas por falhas, como a do Araripe. A arquitetura interna dessa bacia pode ser descrita por dois compartimentos superpostos e de estilos estruturais distintos, um inferior, caracterizado por bacias do tipo *rift*, divididas internamente por blocos estruturais (grábens e *horsts*), e um superior, representado pela cobertura tabular que constitui a Chapada do Araripe (CAMACHO; SOUSA, 2017; MORALES; ASSINE, 2015).

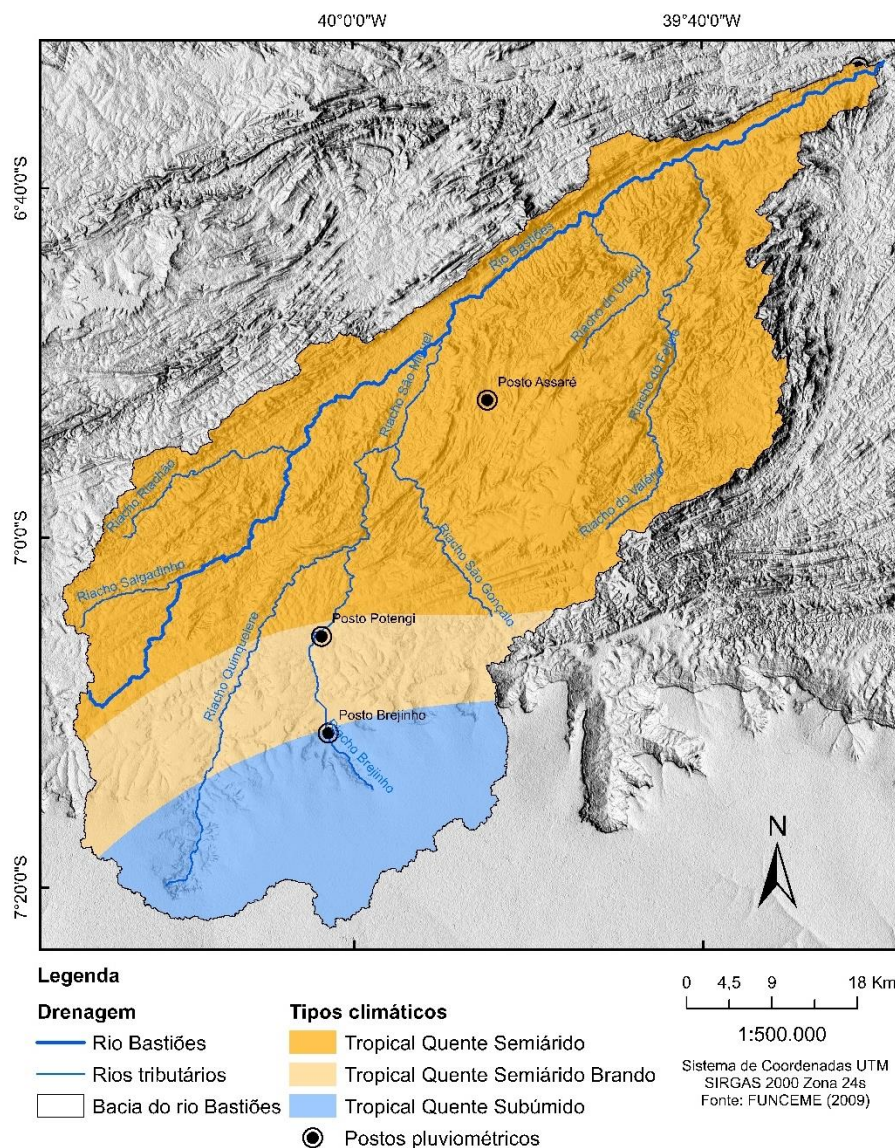
Contexto climático regional

O cenário climático da área de estudo é típico do semiárido nordestino brasileiro, marcado por irregularidade na distribuição espaço-temporal das precipitações, temperaturas médias anuais elevadas e baixa umidade relativa do ar (AB’SABER, 1974).

Alguns fenômenos de interação atmosfera-oceano são decisivos na pluviosidade da região semiárida do Brasil, como o *El Niño* Oscilação Sul (ENOS) e o Dipolo do Atlântico. O ENOS é uma oscilação acoplada entre oceano-atmosfera, que é capaz de produzir anomalias na Temperatura da Superfície do Mar (TSM), pressão, vento e convecção tropical no Oceano Pacífico Equatorial, mas que interfere diversas regiões do globo. Possui duas fases distintas, a fase fria (*La Niña*) e a fase quente (*El Niño*), responsáveis respectivamente pela maior e menor pluviosidade no semiárido brasileiro. Já o Dipolo do Atlântico é um fenômeno oceânico/atmosférico caracterizado por uma mudança anômala na TSM que influencia na posição latitudinal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), uma banda de nuvens convectivas que se estende ao longo da região equatorial. Além destes, outros mecanismos produtores de chuva são importantes no setor sul do Ceará como os Vórtices Ciclônicos de Ar Superior (VCAS) e as Frentes Frias (ALVES; DINIZ, 1992; GRIMM, 2009; MOLION; BERNARDO, 2002; NÓBREGA *et al.*, 2016).

A atuação conjunta desses sistemas atmosféricos associados aos condicionantes ambientais locais é responsável pela definição dos tipos climáticos apresentados na figura 5. Genericamente os três tipos de clima contemplados na área se caracterizam pela ocorrência de duas estações bem definidas, uma seca e outra chuvosa, como é comum no semiárido brasileiro.

Figura 5- Tipos climáticos da BHRB.

TIPOS CLIMÁTICOS DA BACIA DO RIO BASTIÕES

Fonte: Elaborado pela autora, com base em FUNCEME (2009).

A BHRB está condicionada à fatores orográficos que lhe proporcionam a existência de dois tipos climáticos além do semiárido mais severo (Tropical Quente Semiárido): o clima Tropical Quente Semiárido Brando e o clima Tropical Quente Subúmido, estes condicionados topograficamente pelo Planalto do Araripe ao sul e pelo Maciço do Quincuncá à sudeste.

4 RESULTADOS

4.1 Estilos Fluviais da bacia do rio Bastiões

A seguir serão apresentados os estilos fluviais identificados na BHRB, definidos a partir de uma análise multiescalar e de uma perspectiva integrada da paisagem. Apresentaremos de forma mais detalhada o contexto físico-ambiental, a partir das unidades de paisagem e dos controles fluviais que envolvem as cinco tipologias de rio encontradas na área de estudo.

4.1.1 Unidades de paisagem da bacia do rio Bastiões

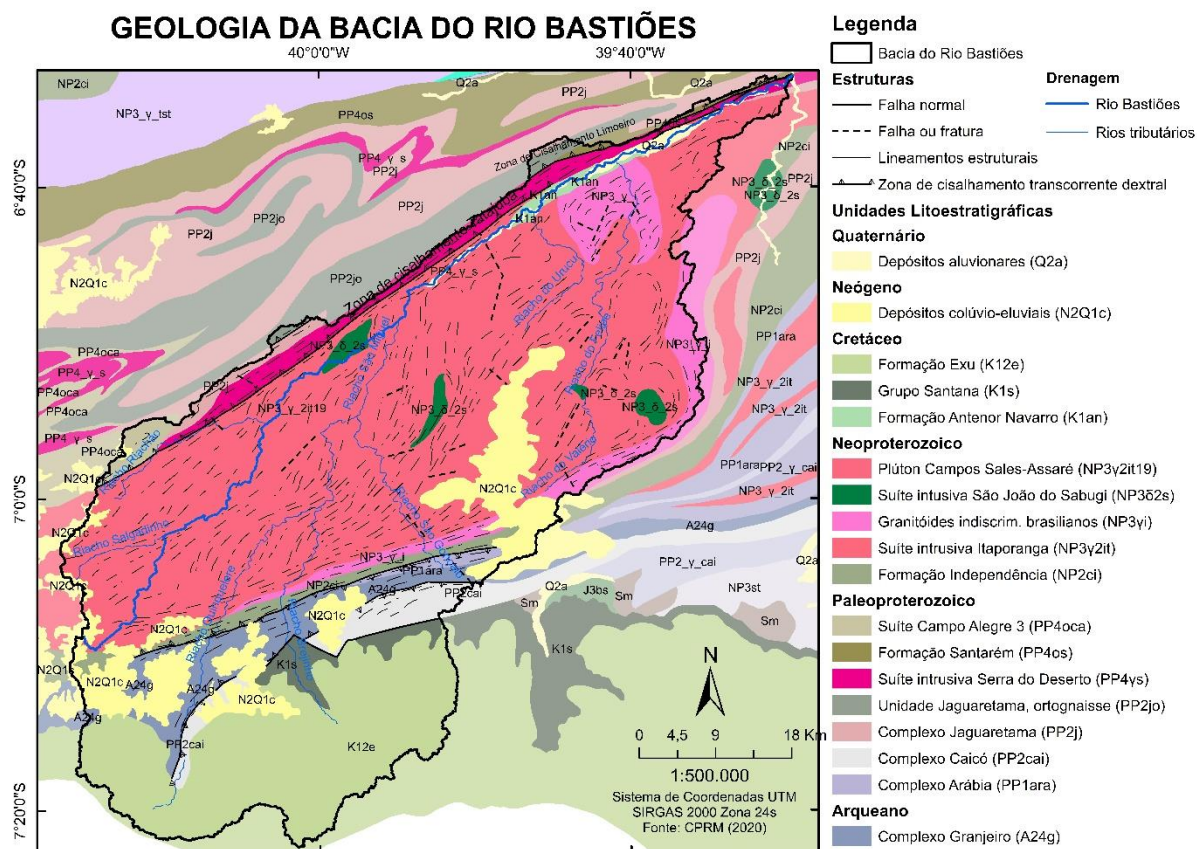
O arcabouço geológico da BHRB é marcado por um embasamento cristalino, pré-cambriano, com deformações rúpteis e dúcteis que compõem a sua maior área espacial. As coberturas sedimentares mais expressivas estão associadas além da Bacia Sedimentar do Araripe ao sul, aos depósitos colúvio-eluviais (nas adjacências do Planalto do Araripe e Maciço do Quincuncá) e depósitos aluvionares.

O fato da BHRB se encontrar em uma zona de transição geológica sedimentar - cristalino, interfere diretamente nos aspectos geomorfológicos e morfoesculturadores da área, construindo um padrão paisagístico muitas vezes antagônico. Essas dualidades, decorrentes dessa coexistência, podem ser expressas por exemplo: nos padrões de drenagem paralelo e treliça; nos climas subúmido e semiárido; nos relevos tabulares e dissecados ou na cobertura vegetal caatinga do sedimentar e do cristalino.

Tais características lito-estruturais (figura 06 e quadro 3), impõem a existência de diferentes feições topográficas com aspectos altimétricos e de declividade distintos (figura 7) que em conjunto definem a existência de diferentes unidades de paisagem (figura 8) que serão descritas adiante. Os aspectos pedológicos, vegetacionais - baseados nas unidades fitoecológicas propostas por Moro *et al.* (2015) - e de uso da terra podem ser observados na figura 9.

No limite sul da área, associadas às coberturas sedimentares mesozoicas da Bacia Sedimentar do Araripe se encontram a Cimeira Estrutural recoberta por caatinga (CEc) e o Topo Convexo recoberto por caatinga com uso agropecuário (TCca) (figura 10-C). A primeira unidade se configura no topo plano do Planalto do Araripe que apresenta uma altitude predominantemente acima dos 850 m com cota máxima de 902 m, e morfologia tabular expressa pela declividade predominantemente plana, o qual está diretamente associada ao substrato poroso arenítico da Formação Exu.

Figura 6- Mapa geológico da BHRB.



Legenda adicional (região adjacente): Formação Brejo Santo (J3bs); Complexo Acopiara (PP2a); Formação Mauriti (Sm); Formação Santana dos Garrotes (NP3st); Unidade Caicó –ortognaise (PP2_y_cai); Formação Santarém (PP4os); Complexo São Gonçalo (PRgn); Unidade Tamboril (NP3_y_tst).

Fonte: Elaborado pela autora, com base em (CPRM, 2020).

A segunda, é uma área de topo dissecado da chapada, cuja altitude está predominantemente entre 700 e 860 m, podendo alcançar cotas máximas em torno dos 890 m do lado leste e cotas mínimas em torno dos 630 m na área central da bacia. A declividade preponderante oscila entre plana a suave ondulada, pois há um processo de dissecação primário que o distingue da cimeira estrutural.

Ambas as unidades estão associadas quase unanimemente à Formação Exu que é composta por arenitos fluviais e representa uma importante fase da evolução geológica da Bacia do Araripe. Essa unidade geológica tem sido relacionada à fase pós-rift II, marcando o retorno às condições essencialmente continentais, com a deposição de arenitos fluviais (MORALES; ASSINE, 2015).

Quadro 3- Tabela cronoestratigráfica da BHRB.

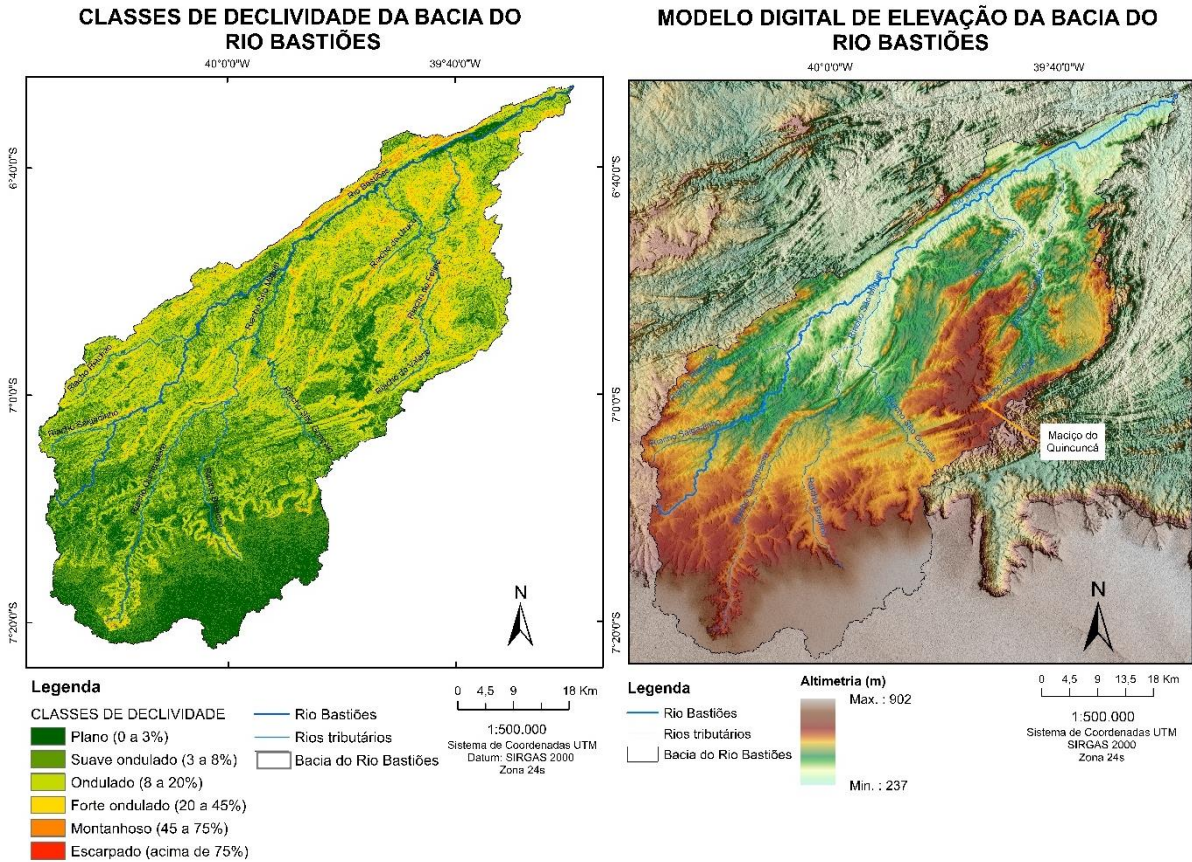
ÉON/ ERA/ PERÍODO	ÉPOCA	UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA	CLASSE	LITOTIPO 1 ¹	LITOTIPO 2 ²
QUATERNÁRIO (2,6 Ma-actual)	Holoceno	Depósitos aluvionares	Material superficial, Sedimentar	Areia, Areia arcoseana	Silte, Cascalho, Argila, Conglomerado polimítico
NEÓGENO (23 – 1,8 Ma)	Plioceno	Depósitos colúvio-eluviais	Material superficial		Cascalho, Argila, Areia
CRETÁCIO (145 - 66 Ma)	Superior	Formação Exu	Sedimentar	Arenito	Siltito, Pelito, Conglomerado, Arenito conglomerático
		Grupo Santana	Sedimentar	Calcilito	Calcário, Marga, Siltito calcífero
	Inferior	Formação Antenor Navarro	Sedimentar		Arenito arcoseano, Arenito, Conglomerado polimítico, Conglomerado
NEOPROTEROZOICO (1,0 Ga – 542 Ma)	Ediacariano	Plúton Campos Sales-Assaré	Ígnea		Monzonito, Granodiorito, Granito, Diorito
		Suíte intrusiva São João do Sabugi	Ígnea		Monzodiorito, Quartzodiorito, Quartzomonzodiorito, Gabronorito, Gabro, Diorito
		Granitóides indiscriminados brasileiros	Metamórfica, Ígnea		Monzogranito, Quartzodiorito, Quartzomonzonito, Granodiorito, Granitóide, Granito pórfiro, Sienogranito, Tonalito, Biotita granito, Metagranito
		Suíte intrusiva Itaporanga	Ígnea	Biotita granito porfirítico	Monzonito, Granodiorito, Granito, Gabro, Diorito
	Criogeniano	Formação Independência	Metamórfica	Xisto, Metacalcário	Gnaiss, Paragneiss, Ortogneiss, Metagabro, Quartzito, Mica xisto, Rocha calcissilicática, Mármore, Anfibolito
PALEOPROTEROZOICO (2,5 Ga - 1,6 Ga)	Estateriano	Suíte Campo Alegre 3	Metamórfica, Ígnea		Hornblendito, Rocha metavulcânica, Metachert, Rocha metaultamáfica, Metatufo, Metarriolito, Metadacito, Metabasalto, Anfibolito
		Formação Santarém	Metamórfica		Metachert, Metarcóseo, Quartzito, Rocha calcissilicática, Rocha metavulcânica, Mármore, Gnaiss, Filito, Xisto, Anfibolito, Metagrauvaca, Milonito
		Suíte intrusiva Serra do Deserto	Ígnea, Metamórfica	Granito, Granodiorito	Quartzomonzonito, Quartzosienito, Augen gnaiss, Metagranito
		Unidade Jaguaretama, ortogneiss	Metamórfica		Paragneiss, Ortogneiss, Rocha calcissilicática, Anfibolito

¹ Litotipos que representam mais de 10% da unidade litoestratigráfica, ou com representatividade não determinada.² Litotipos que representam menos que 10% da unidade litoestratigráfica.

Riaciano	Complexo Jaguaretama	Metamórfica	Paragnaisse, Ortognaisse	Xisto, Calcário cristalino, Metatexitito, Diatexitito
	Complexo Caicó	Metamórfica		Augen gnaiss, Paragnaisse, Ortognaisse, Rocha metaultramáfica, Metamáfica, Migmatito, Anfíbolito, Rocha calcissilicática, Mármore
	Complexo Arábia	Metamórfica, Ígnea		Hornblendito, Ortognaisse, Migmatito, Tremolitito, Metamafito, Metachert, Paragnaisse, Ortognaisse granodiorítico, Rocha metaultramáfica, Metabasalto, Quartzito, Rocha calcissilicática, Mármore, Talco xisto, Ortognaisse tonalítico
ARQUEANO (3.9 Ga-2.5 Ga)	Complexo Granjeiro	Metamórfica, Ígnea	Granodiorito, Tonalito, Ortognaisse, Gnaiss, Xisto	Metachert, Metapiroxenito, Metacalcário, Formação ferífera bandada, Metabasito, Paragnaisse, Rocha metaultramáfica, Metatufo, Quartzito

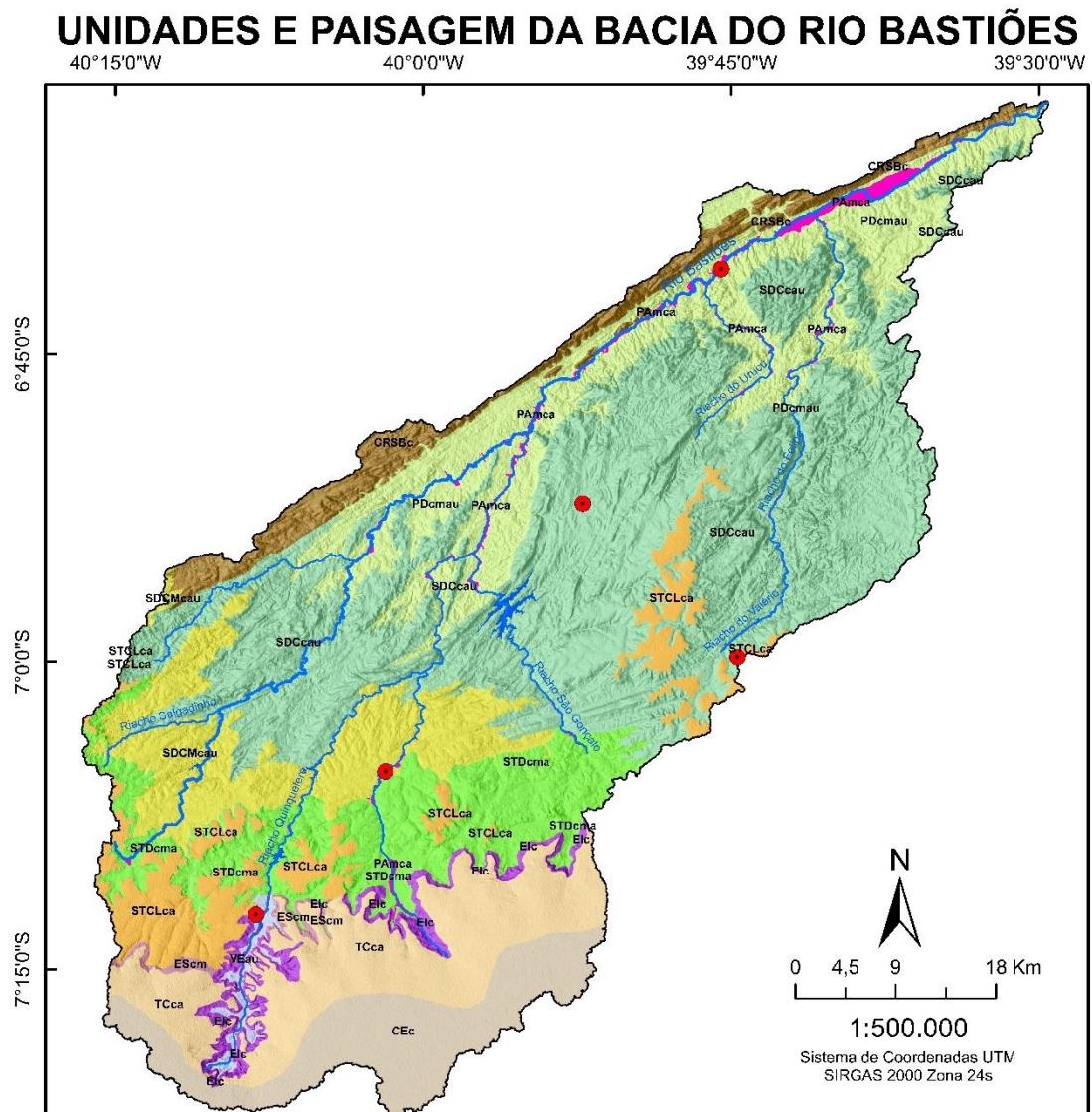
Fonte: CPRM (2020).

Figura 7- Modelo digital de elevação e classes de declividade da bacia do rio Bastiões.



Fonte: Elaborado pela autora, com base em Topodata/ INPE.

Figura 8- Unidades de paisagem da bacia do rio Bastiões.

**Legenda****UNIDADES DE PAISAGEM****Sedimentar**

- CEC Cimeira Estrutural recoberta por caatinga
- EIC Encosta Íngreme recoberta por caatinga
- ESCM Encosta Suave recoberta por caatingas e mata seca
- TCca Topo Convexo recoberto por caatinga com uso agropecuário
- VEau Vale Encaixado com uso agropecuário e urbano

Cristalino

- CRSBc Crista Residual Serra dos Bastiões recoberta por caatinga
- SDCMeau Sup. Dissecada em Colinas e Morrotes recoberta por caatinga com uso agropecuário e urbano
- PDcmou Pedimento dissecado recoberto por caatinga e mata seca com uso agropecuário e urbano
- SDCcau Sup. Dissecada em Cristas recoberta por caatinga com uso agropecuário e urbano
- STDcma Sup. Tabular Dissecada recoberta por caatinga e mata seca com uso agropecuário
- STCLca Sup. Tabulares com Coberturas Lateríticas recoberta por caatinga com uso agropecuário
- PAmca Planície aluvial com mata ciliar e uso agropecuário

Drenagem

- Rio Bastiões
- Rios tributários
- Corpos d'água
- Bacia do Rio Bastiões
- Sedes municipais

Fonte: Elaborado pela autora.

Figura 9- Mapas de classes de solos, unidades fitoecológicas e uso e cobertura da terra da BHRB.

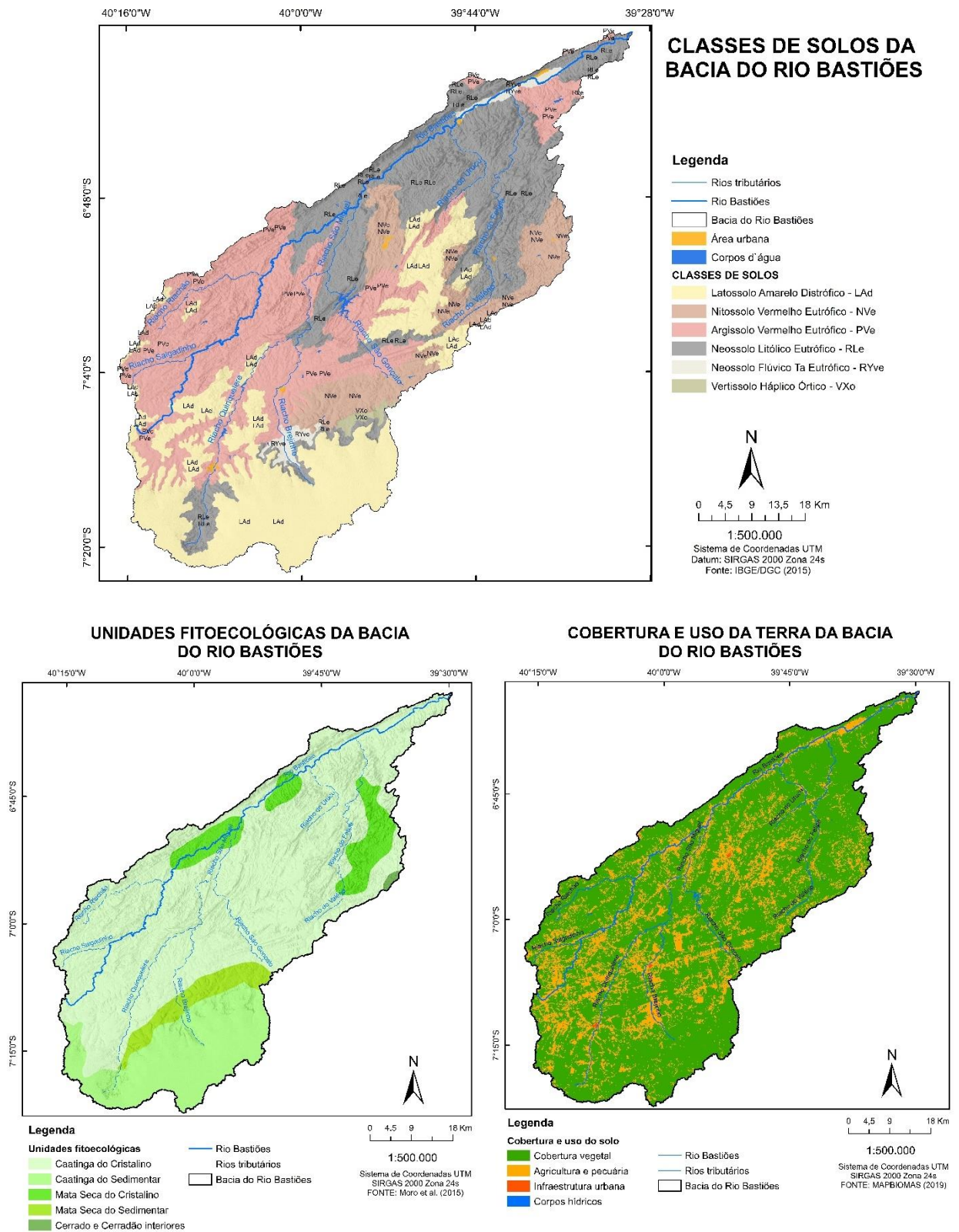
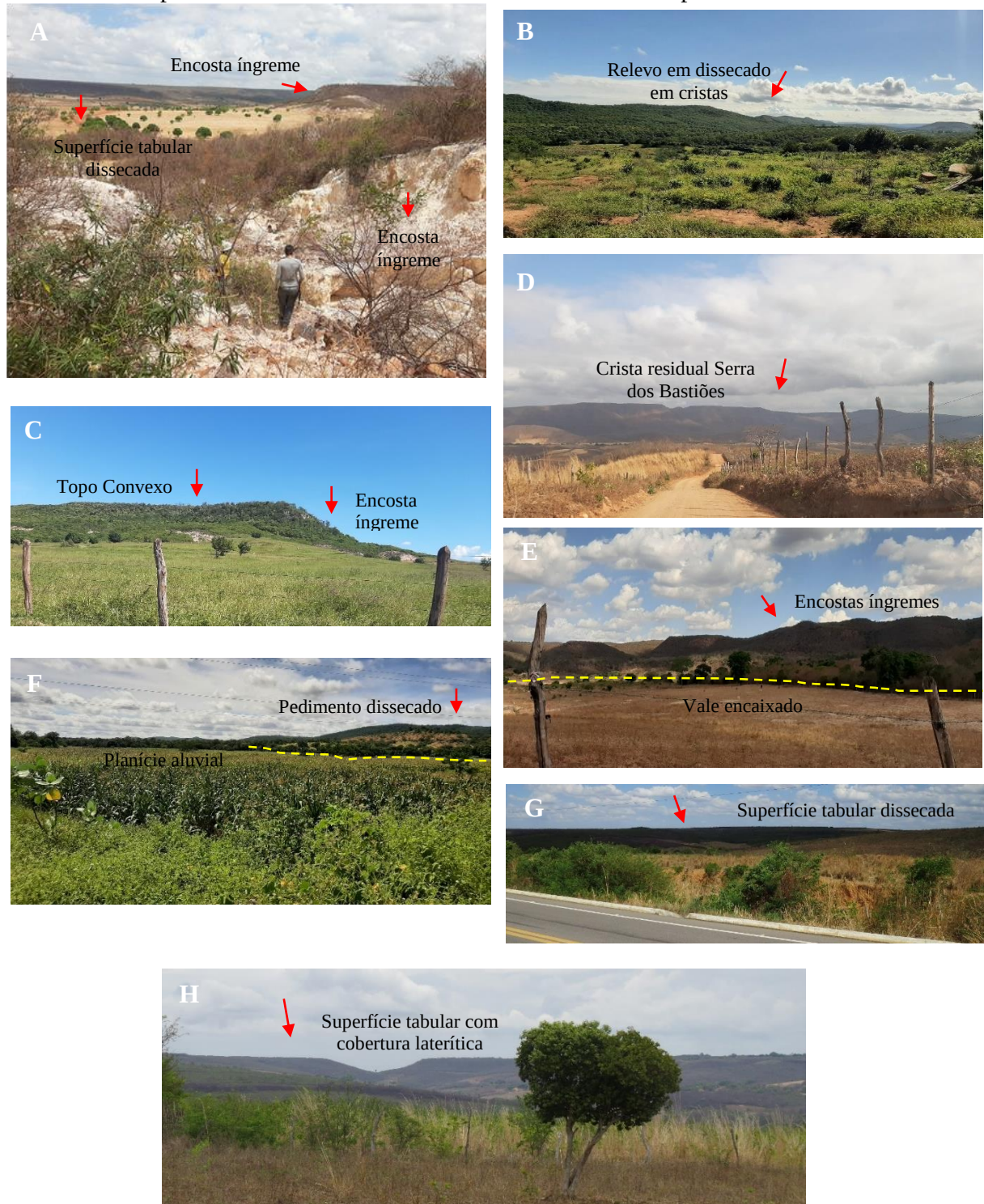


Figura 10- Unidades de paisagem da BHRB. A- Encostas íngremes da Chapada do Araripe, bordejada pela superfície tabular dissecada; B- área de superfície dissecada em cristas próximo à confluência do riacho Brejinho com o riacho Quinquelerê; C- topo convexo e encosta íngreme da Chapada do Araripe; D- crista residual Serra dos Bastiões no município de Tarrafas; E- área de vale encaixado bordejada por encostas íngremes no município de Araripe; F- planície aluvial do rio Bastiões bordejada por pedimento dissecado no município de Assaré; G- superfície tabular dissecada em trecho da CE-292 entre Assaré e Potengi e H- superfície tabular com cobertura laterítica no município de Altaneira.

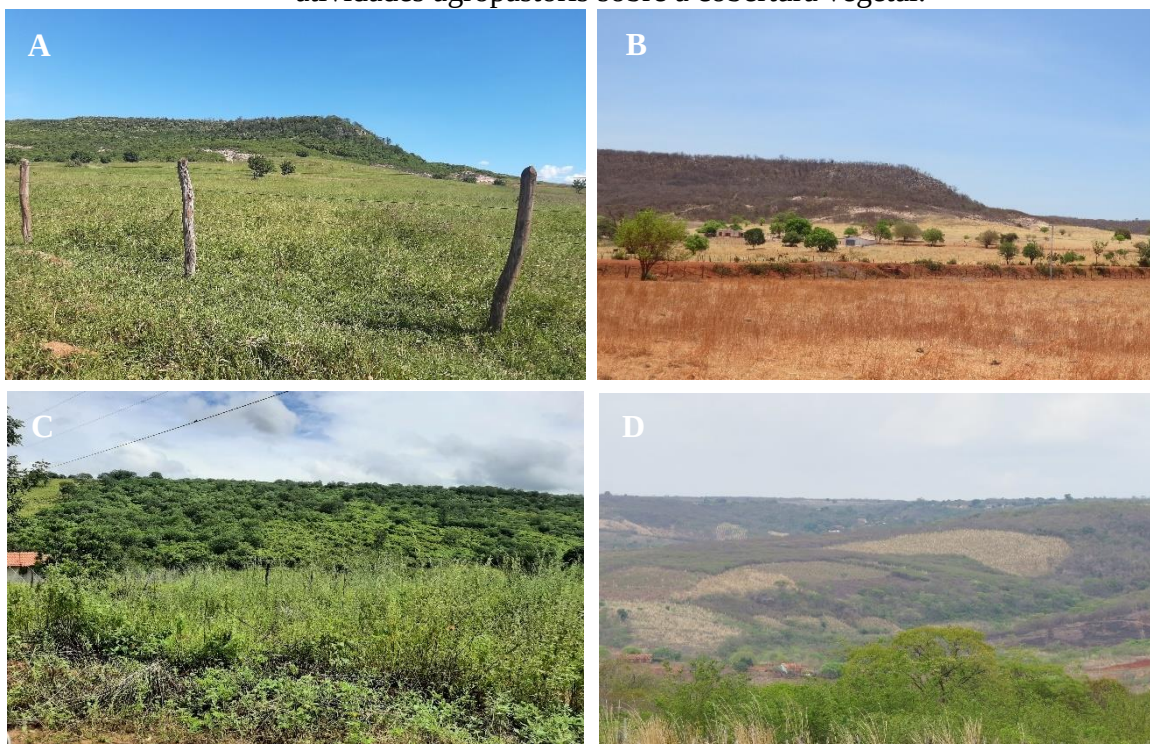


Fonte: A autora (2020; 2021).

Os aspectos morfológicos associados a essa litologia porosa colaboram para que essas unidades tenham um grande índice de infiltração, que alimenta as reservas hídricas subterrâneas da Chapada do Araripe, e a mantém como uma área de exceção (brejo de altitude) dentro do semiárido nordestino. No entanto, o comportamento dos canais associados a essa unidade é afetado por esse mesmo processo, pois a perda de fluxo por infiltração induzida por essa litologia, diminui as taxas de escoamento superficial e a vazão nestes canais.

Dado o substrato sedimentar, os solos encontrados nessas unidades são os latossolos amarelos distróficos, solos muito intemperizados, com homogeneidade entre os perfis, boa drenagem e permeabilidade e baixa fertilidade natural (IBGE, 2007; SANTOS; ZARONI; ALMEIDA, 2019). Esses solos associados ao clima subúmido condicionam a predominância da Caatinga do Sedimentar (figura 11- A e B), regionalmente denominada de “carrasco”, vegetação decídua e não espinhosa que ocorre no Planalto do Araripe e da Ibiapaba. Sua fisionomia é marcada pela presença de arbustos, arvoretas e muitas lianas (MORO *et al.*, 2015). A caatinga do sedimentar sofre forte pressão da agricultura tradicional, o qual representa junto com a pecuária o principal uso dentro dessas duas unidades.

Figura 11- Caatinga do Sedimentar em encosta da Chapada do Araripe em período chuvoso (A) e seco (B) e Caatinga do Cristalino no município de Potengi em período chuvoso (C) e no município de Altaneira em período seco (D). Pode se observar nas imagens o impacto das atividades agropastoris sobre a cobertura vegetal.



Fonte: A autora (2021).

Ainda associadas ao relevo da chapada, são encontradas as Encostas Suaves recobertas por caatingas e mata seca (EScm) e Encostas Íngremes recobertas por caatinga (Eic) (figura 10- A, C e E). Essas unidades bordejam o topo convexo e encontram-se em cotas altimétricas médias de 610 a 760 m, sendo que as encostas íngremes podem alcançar valores acima dos 800 m na área do vale encaixado. Enquanto nas encostas suaves a declividade oscila entre ondulada a forte ondulada, nas íngremes é bastante acentuada e varia de ondulada a montanhosa (entre 8 e 75%).

Ambas se configuram em unidades de dissecação, onde predominam os processos de erosão, remoção e transporte de sedimentos, todavia, pelos seus aspectos fisiográficos, isso ocorre de forma bem mais intensa nas encostas íngremes, sendo facilitado pela maior ação da gravidade, inclusive com a ocorrência de movimentos de massa. Além disso, é nessa unidade que ocorrem as duas maiores reentrâncias (vales) da bacia, que são cabeceiras de drenagem de dois importantes tributários do rio Bastiões, os riachos Quinquelerê e Brejinho.

São esculpidas nas áreas de transição da Formação Exu para outras litologias, como o Grupo Santana - o qual se destaca pela deposição sedimentar marinha expressa pelo conteúdo fossilífero do Cretáceo (ASSINE, 2007) - ou litologias cristalinas e de material superficial inconsolidado. De modo geral, as encostas íngremes se concentram do vale encaixado em direção a borda leste, nas áreas de contato da Formação Exu com o Grupo Santana, Complexo Granjeiro e Caicó. Já as encostas suaves se concentram nas áreas de contato entre a Formação Exu e os Depósitos Colúvio-Eluviais, e dada a natureza inconsolidada do material litológico, isso se reflete no ângulo de inclinação das encostas, menos acentuado.

De modo geral, nas EScm se destacam os latossolos amarelos, solos mais maduros e cuja existência nesse caso é condicionada além da litologia, pela menor inclinação das vertentes. Nas Eic ocorrem os neossolos litólicos eutróficos os quais compreendem solos rasos, cujo uso torna-se bastante restrito devido à sua pouca profundidade, presença marcante da rocha e declives acentuados, limitando assim o crescimento radicular, o uso de máquinas e elevando o risco de erosão (SANTOS; ZARONI; ALMEIDA, 2019).

Em ambas as unidades a cobertura vegetal é composta pela caatinga do sedimentar, caatinga do cristalino e mata seca do sedimentar, de modo que nas EScm há proporcionalidade entre os três tipos de vegetação e na Eic predomina a caatinga do sedimentar.

A Caatinga do Cristalino (figura 11- C e D) é a vegetação típica da Depressão Sertaneja, a caatinga *stricto sensu*, que ocorre em solos rasos e pedregosos, com média a boa fertilidade que, por sua profundidade não têm como manter água edáfica após as chuvas. É uma vegetação decídua, espinhosa e com poucas espécies perenifólias. Fisionomicamente engloba a caatinga

de porte arbóreo, arbustivo denso ou arbustivo aberto definidas por Figueiredo (1997) para o estado do Ceará (MORO *et al.*, 2015). Essa unidade fitoecológica é ameaçada pelo desmatamento e queimadas para atividades agropecuárias, extração de lenha e produção de carvão vegetal. Tais atividades podem desencadear ou agravar processos erosivos induzindo a formação de sulcos, ravinas e voçorocas, especialmente nas áreas de encostas, diminuir a disponibilidade de água subsuperficial, compactar e diminuir a fertilidade natural do solo.

A Mata Seca (Floresta Subcaducifólia Tropical Pluvial) observada nessa área, é típica de áreas de sotavento ou de áreas de relevo positivo, porém com altitudes não muito elevadas, como dentre outros casos, nos planaltos sedimentares à retaguarda da mata úmida. As matas secas das áreas sedimentares aparentam ser, em termos florísticos, um subtipo fisionômico de caatinga do sedimentar, já que a sua flora é muito relacionada à de outros locais de caatinga do sedimentar do Nordeste brasileiro (MORO *et al.*, 2015).

As áreas de EIC costumam ter sua cobertura vegetal menos afetada pela ação antrópica devido ao maior declive das vertentes, que atua como um fator limitante. Por outro lado, nas áreas de ESCm já se observa a intervenção antropogênica de forma mais proeminente por meio de atividades agropastoris.

Além da cimeira estrutural que se configura em um relevo tabuliforme, existem duas unidades em que esse mesmo atributo se destaca: a Superfície Tabular Dissecada recoberta por caatinga e mata seca com uso agropecuário (STDcma) e as Superfícies Tabulares com Coberturas Lateríticas recobertas por caatinga com uso agropecuário (STCLca) (figura 10- G e H).

A primeira margeia a segunda e as encostas suaves ou íngremes na região sul da área de estudo, e possui altitude superior a 540 m podendo chegar em torno de 680 m. Exibe um relevo de maior rugosidade, com declividade entre suave ondulada a forte ondulada, associada a uma litologia bastante diversificada, abrangendo tanto rochas sedimentares quanto cristalinas e ainda material inconsolidado.

Marcada por processos de remoção e transporte de material, a superfície tabular dissecada é considerada como a parte dianteira de intemperismo exumada por baixo da cobertura laterítica, ou seja, como uma superfície de ataque (*etch-surface*) resultante da degradação por rebaixamento (*downwearing*) da unidade de superfícies tabulares com cobertura laterítica. Acredita-se que a exumação e parcial destruição de paleosuperfícies provavelmente começou cedo em torno da Chapada do Araripe, durante o Paleógeno (PEULVAST; BÉTARD, 2015).

As STCLca encontram-se nas adjacências da Chapada do Araripe com altitude em torno de 610 – 700 m, e na região do Maciço do Quincuncá (figura 7) onde chega a ultrapassar os 720 m. A declividade é plana a suave ondulada conferindo-lhe um aspecto tabuliforme e pouco dissecado. Na borda oeste da Chapada além dos Depósitos colúvio-eluviais, litologia predominante, ela se assenta sobre a Formação Exu e Complexo Granjeiro, já no Quincuncá ela repousa uniformemente sobre os Depósitos colúvio-eluviais.

Os fragmentos de laterita atualmente presentes apenas no setor SW do Maciço do Quincuncá e na área situada a NW da Bacia do Araripe, se tratam de feições residuais de um capeamento laterítico contínuo antigo. Este capeamento foi parcialmente dissecado pela rede de drenagem atual, restando somente alguns testemunhos desconectados. O relevo esculpido sobre essas litologias é caracterizado por amplos tabuleiros, limitados por escarpas mais ou menos íngremes (CORDEIRO; BASTOS; MAIA, 2018; VASCONCELOS; GOMES, 1998).

No pós-Cenomaniano a Chapada do Araripe passou por um processo de retração, o qual levou à exumação, meteorização e laterização do embasamento cristalino no setor norte. O embasamento até então estava recoberto parcialmente pela Formação Exu, e formava uma ampla e fina camada de sedimentos com 100 metros ou menos (BÉTARD; PEULVAST; CLAUDINO SALES, 2005; PEULVAST; BÉTARD, 2015).

Segundo Cordeiro, Bastos e Maia (2018) os perfis lateríticos no Maciço do Quincuncá são autóctones e não há evidência de material coluvial e/ou aluvial nos perfis lateríticos, como consta no mapa geológico da CPRM adotado neste trabalho, cujas coberturas lateríticas foram tratadas como coberturas colúvio-aluviais e colúvio-eluviais. No entanto, como utilizamos a base cartográfica da CPRM (2020) e esse não é o cerne deste trabalho, continuaremos utilizando essa nomenclatura.

A área do Maciço do Quincuncá se restringe basicamente à ocorrência de latossolos, contudo, na região do Planalto do Araripe além deste, se verifica a existência dos seguintes tipos de solo: neossolos litólicos e flúvicos, vertissolos háplicos, e se destacando espacialmente, os argissolos e nitossolos vermelhos.

Os vertissolos possuem consistência plástica e pegajosa quando estão molhados e extremamente dura quando estão secos, como consequência da expansão e contração do material argiloso. Encontram-se sobretudo em baixadas planas ou na parte inferior de encostas, como na área onde se situa no sopé da chapada do Araripe, em sua borda leste (IBGE, 2007; LEPSCH, 2010).

Os argissolos são bem intemperizados, com diferenciação marcante entre os horizontes. Especificamente o vermelho possui essa cor devido a altos teores de óxidos de ferro presentes

no material originário, em ambientes bem drenados como na área de estudo onde ocorre em áreas mais elevadas e dissecadas. O caráter eutrófico o caracteriza como de boa fertilidade natural (LEPSCH, 2010; SANTOS; ZARONI; ALMEIDA, 2019).

Já os nitossolos são uma classe medianamente profunda, muito intemperizada e com baixa diferenciação entre os horizontes, de textura argilosa ou muito argilosa. Os perfis mais típicos possuem coloração vermelha como na área em questão, e antes eram denominados de “Terras Roxas Estruturadas”. Possuem grande importância agronômica, mas são susceptíveis a processos erosivos devido aos relevos acidentados aos quais estão associados conforme se nota na BHRB (LEPSCH, 2010; SANTOS; ZARONI; ALMEIDA, 2019).

Em todo o estado do Ceará a ocorrência do Nitossolo Vermelho tem sua ocorrência limitada à área de estudo deste trabalho e região adjacente como apresentado no levantamento de solos do estado elaborado pela FUNCEME (2018). As manchas de nitossolo na área ocorrem entre a borda leste da Chapada do Araripe e o Maciço do Quincuncá, nas adjacências leste/nordeste deste e ainda próximo à confluência do riacho São Miguel com o rio Bastiões, a noroeste do maciço.

A cobertura vegetal dessas unidades de paisagem, é constituída em maior proporção pela caatinga do cristalino, seguida da mata seca da sedimentar e pequena área de caatinga do sedimentar na borda oeste. O uso é basicamente associado à atividades agropecuárias extensivas, os quais são caracterizadas de forma genérica pela predominância do modelo extensivo de produção, ou seja, sem o uso marcante de tecnologias agrícolas e com baixa produtividade, predominando técnicas rudimentares ou tradicionais aplicadas sobretudo na cultura de sequeiro. Destacam-se o cultivo do milho e feijão, e a criação de bovinos, ovinos, caprinos, suínos e aves.

As Superfícies Dissecadas em Colinas e Morrotes recoberta por caatinga com uso agropecuário e urbano (SDCMcau) e Superfície Dissecada em Cristas recoberta por caatinga com uso agropecuário e urbano (SDCcau) (figura 10- B) localizam-se na área central da bacia e estão quase totalmente inseridas no Plúton Campos Sales- Assaré. No entanto, podem ser observadas em menor proporção sobre outras litologias cristalinas, especialmente nas áreas de bordas, a exemplo dos Granitóides Indiscriminados Brazilianos, ou pequenas faixas da Suíte intrusiva São João do Sabugi, dispersas na área central da unidade, além de depósitos colúvio-eluviais na região do Maciço do Quincuncá.

Essa unidade plutônica está associada aos Granitóides Cedo a Sin-Tectônico, de grande abrangência espacial, forma alongada e limitados por extensas zonas de cisalhamento, representadas na área de estudo pelas zonas de cisalhamento de Tatajuba e Farias Brito (ver

figura 6) e, por isso, dispõem-se paralelamente aos *trends* estruturais regionais. São corpos heterogêneos, fortemente foliados nas bordas, isotrópicos na parte central e, geralmente, apresentam mais de uma geração de magma. Acredita-se que tais granitóides representam um estágio de posicionamento sincolisional em relação à grande colagem brasileira (GOMES; VASCONCELOS, 2000). Essa unidade geológica tem forte expressão na dinâmica e morfologia dos estilos de rio rochosos presentes na BHRB.

As SDCMcau estão a uma altitude entre 500 e 650 m, com declividade predominantemente suave ondulada a ondulada. É uma unidade de dissecção formada por um relevo de colinas e morrotes, que marcam a transição de uma área com aspectos tabuliformes, porém com certo nível de dissecção, para uma área bastante dissecada (SDCcau).

A SDCcau compreende a unidade de paisagem mais extensa da bacia, e abrange a sua área central. A altitude varia de 300 a 700 m, sendo as maiores cotas altimétricas na área do Maciço do Quincuncá. O relevo é fortemente ondulado a montanhoso nas áreas de cristas, feições notadamente marcantes nessa unidade, já o restante da área apresenta relevo majoritariamente ondulado.

Esta é uma unidade altamente dissecada, dotada de nítido controle estrutural, visível pela presença de extensas cristas alongadas dispostas na direção preferencial NE-SW, com vertentes de declividade bastante forte que revelam a resistência litológica e erosão diferencial do substrato rochoso. Esse controle estrutural condiciona o delineamento de uma drenagem de padrão treliça com canais comumente rochosos e de alta energia dado o controle exercido pelo gradiente dos canais.

A Crista Residual Serra dos Bastiões recoberta por caatinga (CRSBc) (figura 12- D) é uma alongada crista que se sobressai e está alinhada no sentido NE-SW, sendo considerada uma unidade à parte pela sua expressiva dimensão espacial que limita a borda N-NE da bacia. Sua litologia cristalina é bastante diversa, e é controlada estruturalmente pela zona de cisalhamento Tatajuba, e em seu trecho final, também pela zona de cisalhamento Limoeiro. Sua altitude varia entre 240 e 695 m, sendo as menores cotas altimétricas próximas ao baixo curso do rio Bastiões. A declividade é predominantemente ondulada a montanhosa, e por volta do médio-baixo curso do rio Bastiões, as declividades no topo são maiores. Alguns quilômetros antes do exutório do rio Bastiões, o canal fluvial se encontra muito próximo a essas encostas.

Os solos predominantes na SDCMcau, SDCcau e CRSBc são os argissolos, neossolos litólicos e nitossolos. A cobertura vegetal é a caatinga do cristalino, mata seca do cristalino e cerrado e cerradão interiores. Essa última unidade fitoecológica ocorre na área como uma pequena mancha na borda leste da bacia. O cerrado é uma vegetação savânica com dois

componentes fisionômicos principais: o lenhoso e o herbáceo, já o cerradão é a fisionomia florestal do cerrado *lato sensu* e ocorre em locais onde há menos ocorrência de incêndios e o componente lenhoso vai se tornando mais denso (MORO *et al.*, 2015).

O uso da terra nessas três unidades também é voltado para a agropecuária extensiva, de modo similar à outras unidades de paisagens aqui já mencionadas, no entanto, é menos expressivo na CRSBc devido a limitação exercida pela declividade mais alta. Nas unidades SDCMcau e SDCcau, acrescenta-se o uso urbano, vinculado às cidades de pequeno porte, os quais incluem alterações nas taxas de infiltração e escoamento superficial decorrentes principalmente da perda da cobertura vegetal e impermeabilização do solo. Além disso, pode-se citar alterações na rede de drenagem decorrentes das edificações e sistema coletor das águas pluviais e esgoto, diminuição da qualidade dos recursos hídricos, descarte indevido de águas residuais e resíduos sólidos, contaminação do solo, dentre outros.

O Pedimento Dissecado recoberto por caatinga e mata seca com uso agropecuário e urbano (PDcmau) (figura 10-F) é, com exceção das planícies aluviais no baixo curso do rio, a unidade de paisagem mais rebaixada, ocupando a área N-NE da bacia. Apresenta altitude predominantemente abaixo dos 400 m com declividade predominantemente suave ondulada a ondulada. A litologia é bastante diversa sendo composta quase totalmente por rochas cristalinas, ficando as coberturas sedimentares restritas à Formação Antenor Navarro - sendo esta pertencente as Bacias Sedimentares Mesozoicas (Bacia Rio do Peixe) - e depósitos aluvionares.

O rebaixamento dessa unidade se deu pela ação de processos erosivos ao longo do tempo geológico, de modo que ela funciona, dentro de um contexto de escalonamento do relevo, como uma área receptora de sedimentos, transportados das unidades topograficamente mais elevadas e nela depositados. É recoberta em maior parte pela caatinga do cristalino, ocorrendo manchas de mata seca no médio curso do rio Bastiões, nas proximidades da confluência deste com o riacho São Miguel. O uso predominante é o agropecuário extensivo, e o uso urbano está vinculado a sede do município de Tarrafas.

O Vale Encaixado com uso agropecuário e urbano (VEau) (figura 10-E) se delineia como uma reentrância bastante expressiva no sul da área de estudo, cuja altitude se encontra entre 600 e 700 m. O substrato geológico é composto pelo Complexo Granjeiro e Caicó, e mais ao sul pela Formação Exu. Sua morfologia evidencia o poder da ação da erosão fluvial e o recuo de escarpas na dissecação da paisagem, pois o rio tem atuado na erosão regressiva entrecortando cada vez mais o pacote sedimentar da Chapada do Araripe, e expondo o substrato cristalino subjacente.

A declividade é predominantemente plana a suave ondulada, mas se observa um relevo mais ondulado nas proximidades das encostas íngremes. O vale encaixado corresponde a um vale preenchido, onde é marcante a ausência e/ou descontinuidade de canais fluviais, dado o caráter plano da unidade e o grande suprimento de sedimentos das áreas adjacentes. Posto isto, o VEau funciona como uma feição deposicional e condiciona os estilos de rio nele presentes.

As Planícies Aluviais com mata ciliar e uso agropecuário (PAmca) (figura 10- F) estão dispersas ao longo da bacia do rio Bastiões, bordejando os maiores rios, mas podem se apresentar como planícies ocasionais, isoladas ao longo de canais confinados em áreas de relevo dissecado. Possuem declividade predominantemente plana. A litologia é composta por depósitos aluvionares formados por sedimentos inconsolidados constituídos por seixos, areias finas a grossas, com níveis de cascalhos e argilas. Estes, repousam sobre substratos geológicos diversos que vão desde o embasamento cristalino às formações sedimentares. Nos médios e baixos cursos fluviais, esses depósitos se tornam cada vez mais amplos e desenvolvidos, como se observa do baixo curso do rio Bastiões (VASCONCELOS; GOMES, 1998).

Sendo uma unidade funcionalmente deposicional, é caracterizada além da preponderância de processos de aggradação, pela baixa energia do rio e maiores taxas de infiltração, que possibilitam boa disponibilidade hídrica subsuperficial e subterrânea nos pacotes sedimentares aluviais. Além disso, os rios dessa unidade costumam possuir unidades geomórficas aluviais como barras arenosas, dada a disponibilidade de material no leito do canal e a baixa competência do rio.

Enquanto na área de vale encaixado predominam os neossolos litólicos recobertos por caatinga do sedimentar e do cristalino, nas planícies aluviais predominam os neossolos flúvicos com a presença de mata ciliar, em alguns trechos extremamente degradada. Os neossolos flúvicos formam-se pela sobreposição de camadas de sedimentos aluviais recentes cuja espessura e granulometria é bastante diversificada, ao longo do perfil do solo, devido à diversidade e a formas de deposição do material originário (SANTOS; ZARONI; ALMEIDA, 2019).

Tanto no vale encaixado quanto nas planícies aluviais se destacam as atividades ligadas à agricultura e pecuária extensiva, sobretudo pela baixa declividade, boa disponibilidade hídrica e facilidade de acesso dessas unidades, o que implica num maior nível de degradação ambiental. Além disso, no VEau também ocorre o uso urbano e impactos socioambientais associados, que neste caso se vincula à sede do município de Araripe.

4.2.2 Análise morfométrica e controles fluviais da bacia do rio Bastiões

Com dimensão espacial de 3.568 km² e perímetro de 511,86 km, a BHRB possui um comprimento de 109 km. Os parâmetros morfométricos (quadro 4) fator forma (Kf) de 0,30, coeficiente de compactidade (Kc) de 2,39 e o índice de circularidade (Ic) de 0,17, indicam que a bacia possui forma mais estreita e alongada, o que significa menor propensão a picos de enchente.

Quadro 4- Parâmetros morfométricos da bacia do rio Bastiões.

PARÂMETROS MORFOMÉTRICOS DA BACIA DOS BASTIÕES		
GEOMETRIA	Área (A)	3568 km ²
	Perímetro (P)	511,86 km
	Comprimento da bacia (L)	109 km
	Fator Forma (Kf)	0,30
	Coeficiente de compactidade (Kc)	2,39
	Índice de circularidade (Ic)	0,17
REDE DE DRENAGEM	Padrão de drenagem	Dendrítico, paralelo e treliça
	Hierarquia fluvial	7ª ordem
	Densidade de drenagem (Dd)	1,17 km/km ²
	Comprimento do canal principal (Lp)	145 km

Fonte: Elaborado pela autora.

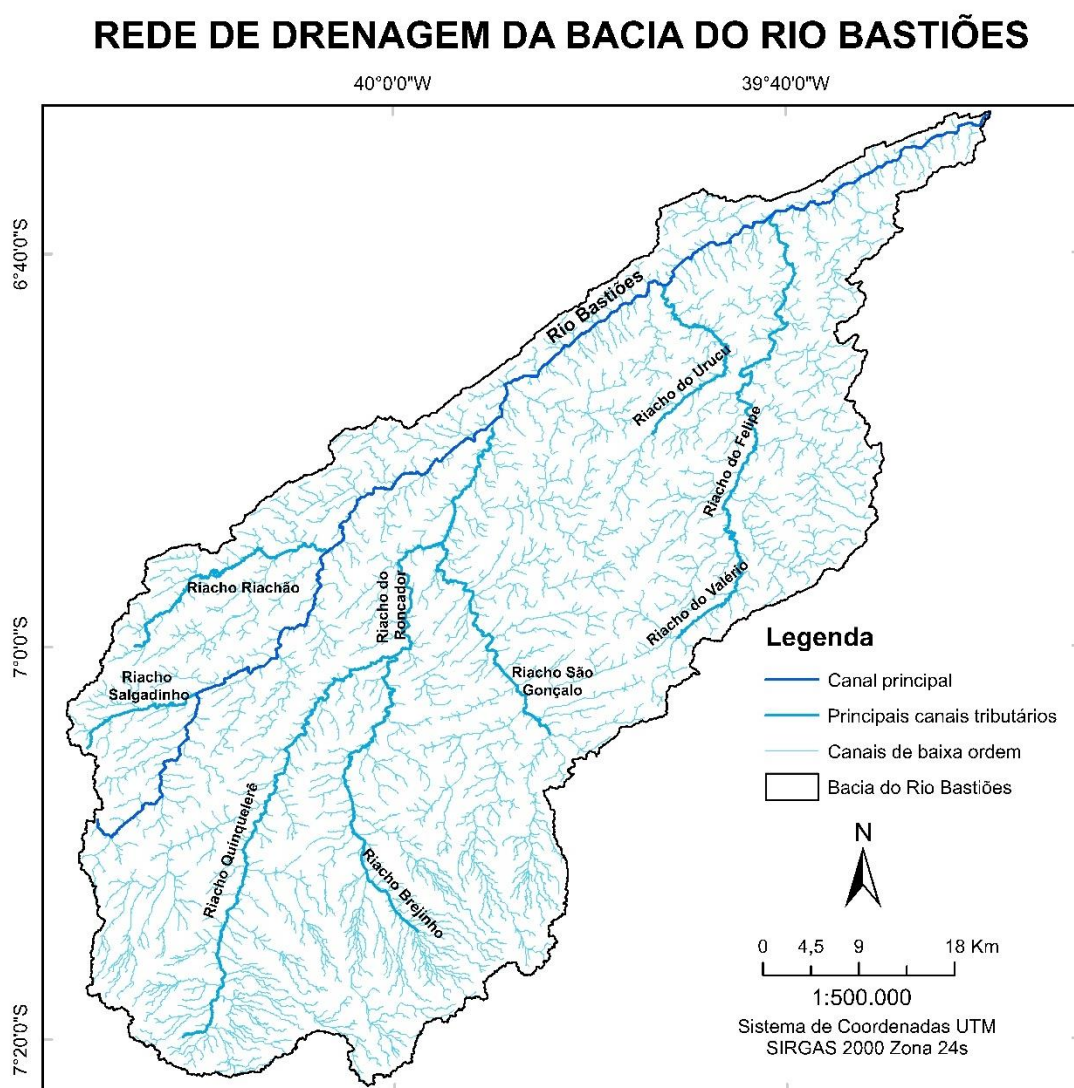
A forma que uma bacia hidrográfica exhibe está diretamente relacionada com o tempo de concentração de fluxo, isto é, o tempo que a água leva para infiltrar no solo ou escoar após uma precipitação. Bacias de forma mais circular, experimentam fluxos de pico maiores e de duração mais curta, enquanto as de forma alongada apresentam fluxos de pico menores e de maior duração. Isso ocorre porque em bacias alongadas, os afluentes entram em contato com o canal principal em diversos locais durante o fluxo, já em bacias circulares, a concentração do deflúvio ocorre em um só ponto, diminuindo o tempo de concentração e aumentando as possibilidades de enchentes (SINGH; GUPTA; SINGH, 2014).

Um fator adicional é que em bacias de forma mais alongada, a possibilidade de chuvas intensas ocorrerem em toda sua extensão simultaneamente, é muito baixa (LORENZON *et al.*, 2015). No entanto, é importante salientar que, os tipos de solo e de uso e ocupação da terra, podem interferir sobre o tempo de concentração. Quanto maior a intervenção antrópica sobre o uso e ocupação, aumentando as taxas de erosão e escoamento, e diminuindo a infiltração, menor o tempo de concentração (LOPES; PINHEIRO, 2013).

Na BHRB destacam-se três padrões de drenagem: dendrítico, paralelo e treliça (figura 12). No padrão dendrítico os canais tributários se distribuem em todas as direções e se unem

formando ângulos agudos. É um padrão típico de litologias de resistência uniforme ou estruturas sedimentares horizontais (CHRISTOFOLETTI, 1980). Autenticando os requisitos citados para sua gênese, na área de estudo esse padrão se encontra disperso, abrangendo especialmente a porção média e inferior da bacia, abarcando uma litologia uniformemente cristalina em que se destaca o Plúton Campos Sales-Assaré.

Figura 12- Rede de drenagem da BHRB.



A drenagem paralela é caracterizada pelo escoamento dos canais quase paralelamente um ao outro e tipicamente se localiza em áreas com vertentes com declividades acentuadas ou onde há controles estruturais que motivam a ocorrência de espaçamento regular, quase paralelo das correntes fluviais (CHRISTOFOLETTI, 1980). Na BHRB se localiza expressivamente na

porção sul, quase unanimemente sobre as formações sedimentares da Bacia Sedimentar do Araripe, abrangendo a área de cimeira estrutural, topo convexo e encostas íngremes e suaves.

No padrão treliça as confluências ocorrem em ângulos retos, visto o alto controle estrutural (CHRISTOFOLETTI, 1980). Na área, esse padrão ocorre condicionado pela orientação das principais estruturas de lineamentos e zonas de cisalhamento, sendo bastante evidente na região do riacho São Gonçalo sob a influência da zona de cisalhamento Farias Brito.

A densidade de drenagem (Dd) correlaciona o comprimento total dos canais com a área da bacia. Para Villela e Mattos (1975) valores próximos a 0,5 km/km² são de bacias com drenagem pobre, e valores próximos a 3,5 ou mais, são de bacias bem drenadas. A Dd é muito relevante na análise morfométrica pois representa o grau de dissecação topográfica da bacia, já que o comportamento hidrológico das rochas repercute diretamente sobre esse parâmetro.

Rochas de granulometria mais grosseira, que permitem maior infiltração possuem menores valores de Dd e por consequência menor dissecação do relevo. Já rochas menos permeáveis, com granulometria mais fina, possuem maiores valores de Dd, pois ao permitir um maior escoamento superficial, possibilitam igualmente uma maior esculturação de canais e dissecação da paisagem (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Na área de estudo, o valor de Dd é 1,17 km/km² e denota que a bacia é medianamente drenada, sendo a origem desse valor explicada pela marcante presença do substrato sedimentar, que abrange uma proporção de cerca de 28% da bacia. Assim sendo, um fator limitante para o aumento da densidade de drenagem na área é a litologia mais permeável dos setores sedimentares, que exerce menor poder de dissecação da paisagem. Isso se reflete nos estilos de rios ali presentes, como é notório na região do Planalto Sedimentar do Araripe, onde os canais são marcados pela descontinuidade e pouca incisão, e há maior tendência à desconexão entre os compartimentos.

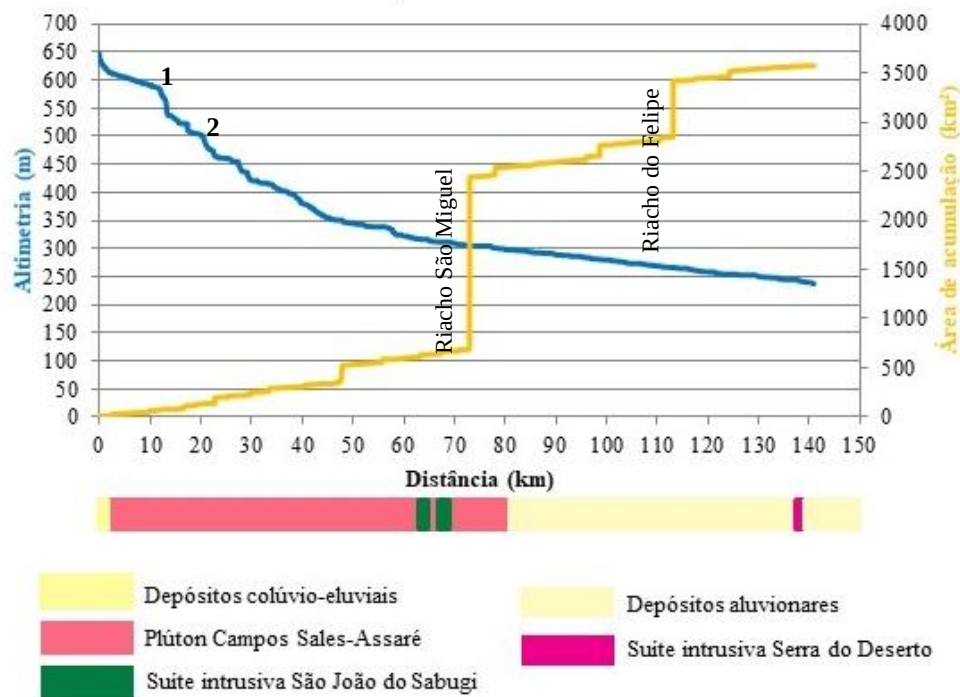
O comprimento do canal principal (Lp), representado pelo rio Bastiões é de 141 km. O canal, é de 7ª ordem na classificação de Strahler (1952), e apresenta altitude de 647 metros em sua nascente, inserida na unidade de paisagem superfície tabular dissecada, e 237 metros em seu exutório, inserido no pedimento dissecado.

O rio Bastiões diseca até o quilômetro 80 quase exclusivamente rochas ígneas intrusivas (monzonito, granodiorito, granito e diorito) do Plúton Campos Sales – Assaré. Essa litologia condiciona os aspectos fisiográficos do seu alto curso, visíveis no perfil longitudinal do rio (figura 13), dando origem à superfícies mais dissecadas.

A análise do perfil longitudinal de um rio é importante pois representa suas variações topográficas no que tange à altimetria e declividade da sua nascente até a foz (RODRIGUES;

SOUZA, 2020). No perfil longitudinal do rio Bastiões, em seu alto curso, observa-se duas rupturas de declive (*knickpoints*) mais proeminentes. Na primeira (ponto 1), por volta dos primeiros 12 quilômetros, há uma quebra de altitude de 45 metros em um segmento de 1,5 quilômetros. Na segunda (ponto 2), verificado em torno dos primeiros 20 quilômetros, a altitude cai 23 metros em um trecho de 1,5 quilômetros.

Figura 13- Perfil longitudinal e área de acumulação do rio Bastiões.



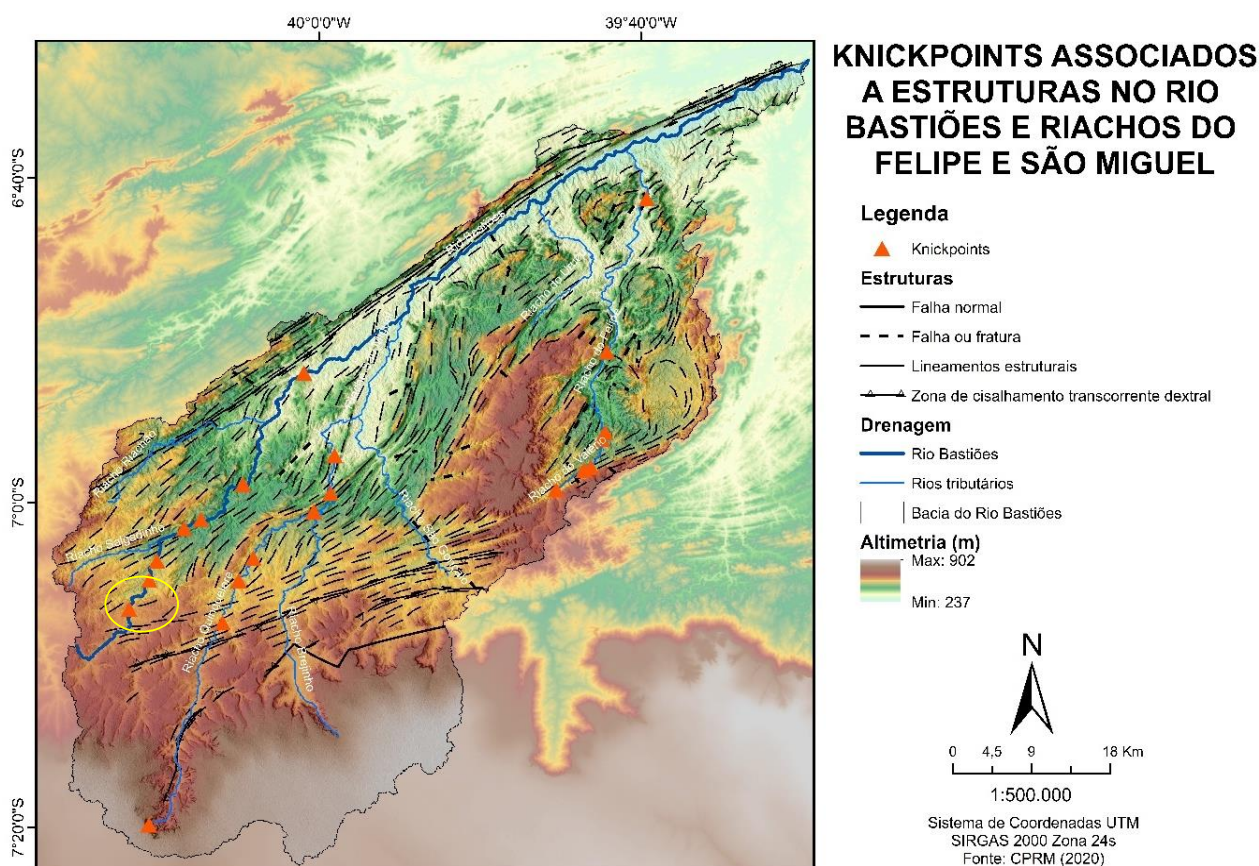
Visão em planta do rio Bastiões



Fonte: Elaborado pela autora.

Não há mudança na litologia dominante das áreas onde ocorrem tais quebras, apenas de unidade de paisagem no segundo ponto (de superfície dissecada em colinas e morrotes para superfície dissecada em cristas). No entanto, em ambos os casos, esses *knickpoints* estão localizados entre lineamentos estruturais, indicando que a sua gênese deve estar relacionada a tais estruturas (figura 14).

Figura 14- *Knickpoints* associados à estruturas no rio Bastiões e riachos do Felipe e São Miguel. O círculo amarelo indica os pontos 1 e 2, citados no texto.



Fonte: Elaborado pela autora, com base em CPRM (2020).

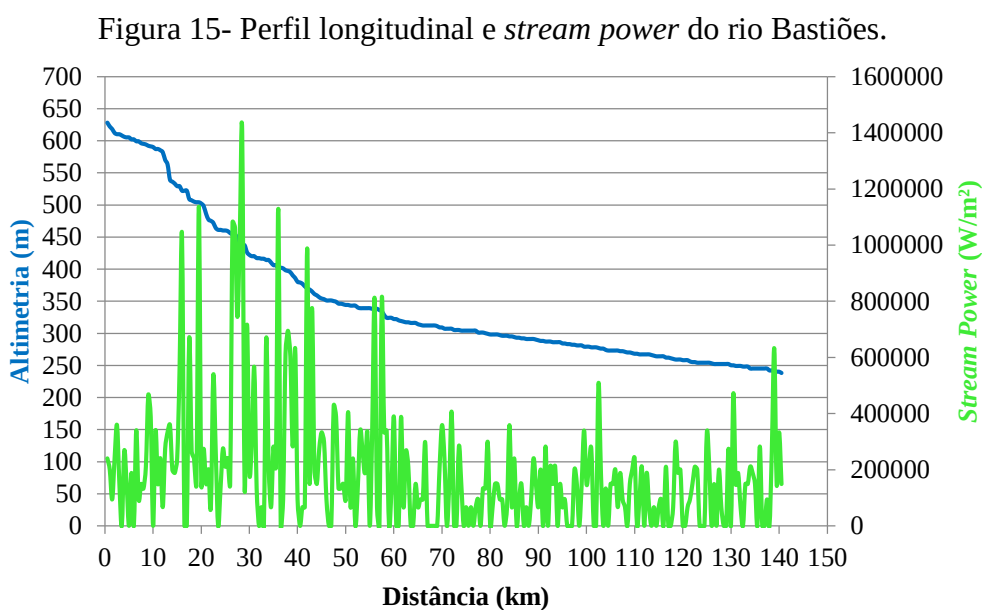
Dada a resistência intempérica das rochas na área de cabeceira cujo substrato é cristalino, estas unidades de paisagem, além de elevadas, são dissecadas e acidentadas. Isso é especialmente verdade na superfície dissecada em cristas, cuja declividade é visivelmente maior, fato que interfere na morfologia e comportamento do rio. Os estilos fluviais confinados e parcialmente confinados, controlados pelo substrato rochoso tendem a se encontrar nessas unidades. Além disso, por ser considerada a zona de produção e de maior energia de fluxo, as planícies tendem a ser ocasionais ou descontínuas e de menor proporção, se comparadas às planícies bem desenvolvidas de seu baixo curso.

A área de acumulação total da bacia é de 3.567,5 km², e a entrada de afluentes vão ditar as mudanças no caráter e comportamento do rio. No quilômetro 73, a contribuição do maior tributário da bacia (riacho São Miguel) eleva a área de acumulação de 680,57 km² para 2.434,16 km². Nota-se que a partir daí as planícies começam a ser contínuas e bem desenvolvidas, e o rio

passa, um pouco mais a frente, a esculpir os depósitos aluvionares e não mais a litologia ígnea do Plúton Campos Sales- Assaré.

Entre o quilômetro 98 - onde ocorre a confluência com o riacho do Urucu, que altera a área de acumulação de 2.657,52 para 2.756,75 km² -, e o quilômetro 113 - onde a área de acumulação passa de 2.983,4 km² para 3.412,47 km², pela entrada do riacho do Felipe, segundo maior tributário em termos de contribuição -, o rio Bastiões percorre uma área de depósitos aluvionares que repousam sobre a Formação Antenor Navarro. Esta formação é composta por conglomerados e arenitos como o arcoseano, rico em feldspato e típico de terrenos graníticos e metamórficos rapidamente erodidos. A partir da confluência com o riacho do Felipe, a área mostra claramente um caráter deposicional, visto o considerável alargamento da planície de inundação, em virtude do aumento da carga de sedimentos disponível.

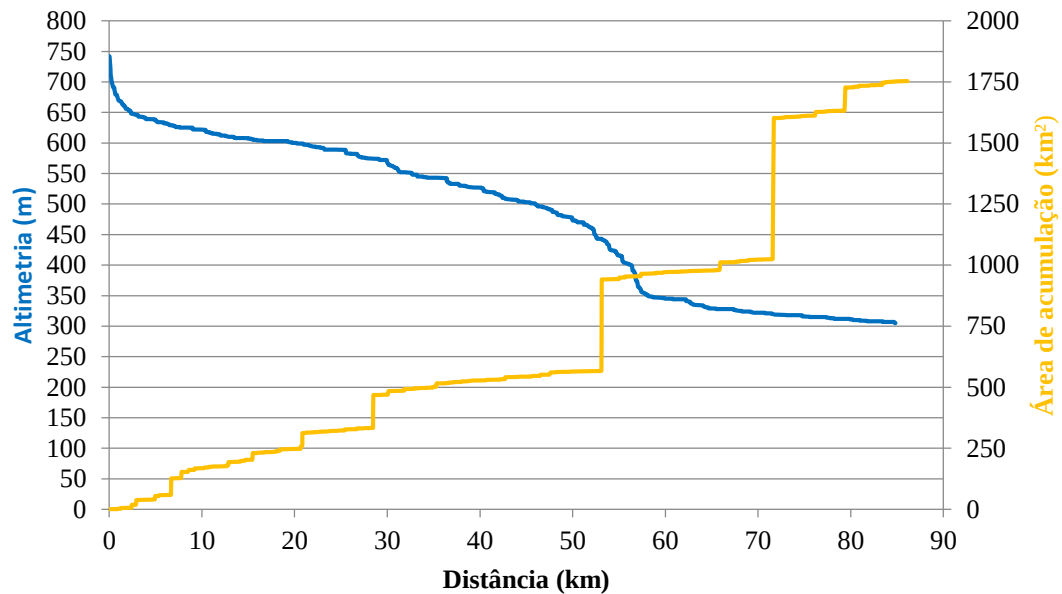
A figura 15, apresenta a relação entre o perfil longitudinal do rio e o *stream power* (energia do rio), o qual define a aptidão do fluxo fluvial para a erosão e transporte de sedimentos. Nela, podemos observar que os maiores picos de energia se encontram nas áreas de altitude entre 550 e 350 metros, correspondente em maior parte à superfície dissecada em colinas e morrotes e superfície dissecada em cristas, os quais por sua maior declividade e gradiente do canal têm um potencial natural para apresentar maior energia de fluxo. À medida que esse gradiente vai se tornando mais plano e sem rupturas de declive, o *stream power* se torna mais baixo e estável, com exceção de alguns pontos onde o rio recebe a entrada de outros pequenos afluentes, o que acentua seu poder energético.



Fonte: Elaborado pela autora.

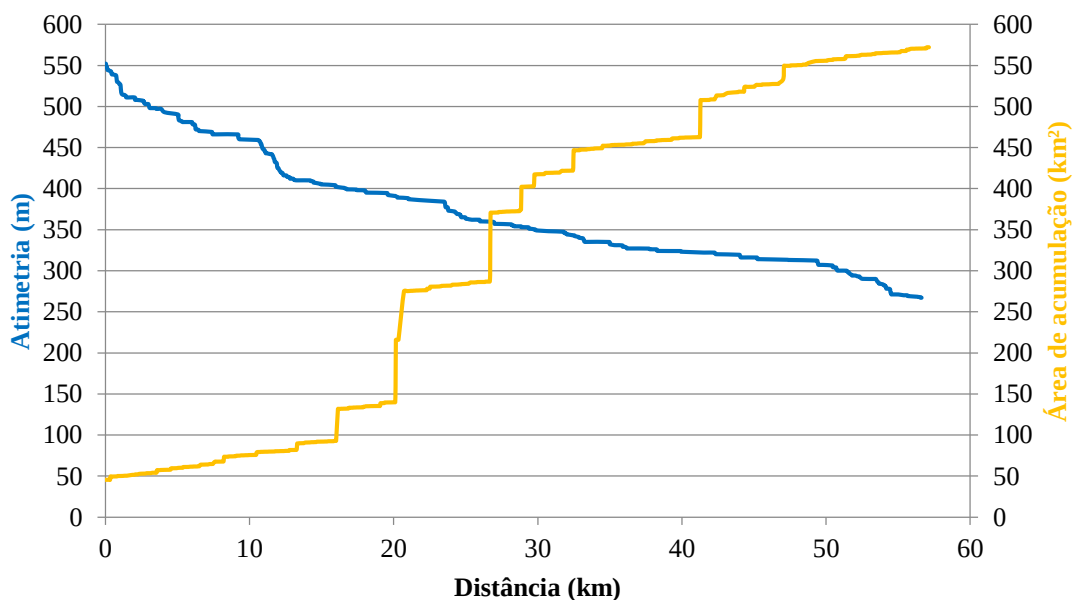
Os perfis de controle longitudinal e de acumulação dos principais afluentes do rio Bastiões, riachos São Miguel e do Felipe, respectivamente, são apresentados a seguir (figuras 16 e 17).

Figura 16- Perfil longitudinal e área de acumulação do riacho São Miguel.



Fonte: Elaborado pela autora.

Figura 17- Perfil longitudinal e área de acumulação do riacho do Felipe.



Fonte: Elaborado pela autora.

No perfil longitudinal do riacho São Miguel (nesse trabalho, considerado de forma conjunta ao riacho Roncador e Quinquelerê), se observa um *knickpoint* entre os quilômetros 50

e 57, com uma quebra de ruptura de mais de 100 metros, trecho em que o rio superimpõe uma alongada crista residual de direção NE-SW. O canal apresenta altimetria inicial de 742 m e de 305 m em seu exutório. Sua área de acumulação cresce gradativamente com alguns picos consideráveis de descarga por volta dos quilômetros 53 e 71, totalizando uma área de acumulação de 1.753,56 km², fato que o torna principal afluente do rio Bastiões. As unidades geológicas sob esse canal de montante para jusante são a Formação Exu, Complexo Caicó, Complexo Granjeiro, Formação Independência e Plúton Campos Sales- Assaré.

O riacho do Felipe (que inclui o riacho do Valério) possui altitude inicial de 552 m e de 267 m em seu exutório. Apresenta alguns *knickpoints* sendo os maiores observados na superfície dissecada em cristas onde o canal percorre os seus primeiros 30 quilômetros. A área de acumulação total deste canal é de 572 km², com picos de descarga maiores nos quilômetros 20 e 26. O rio drena a superfície dissecada em cristas, o pedimento dissecado e possui algumas planícies aluviais ao longo de seu percurso. O substrato geológico é bem diverso e é formado de montante para jusante pelos Granitóides Indiscriminados Brasileiros, Plúton Campos Sales-Assaré, Suíte Intrusiva São João do Sabugi (um pequeno núcleo no interior do plúton), Granitóides Indiscriminados Brasileiros, Formação Antenor Navarro e Depósitos Aluvionares.

4.2.3 Estilos Fluviais da bacia do rio Bastiões

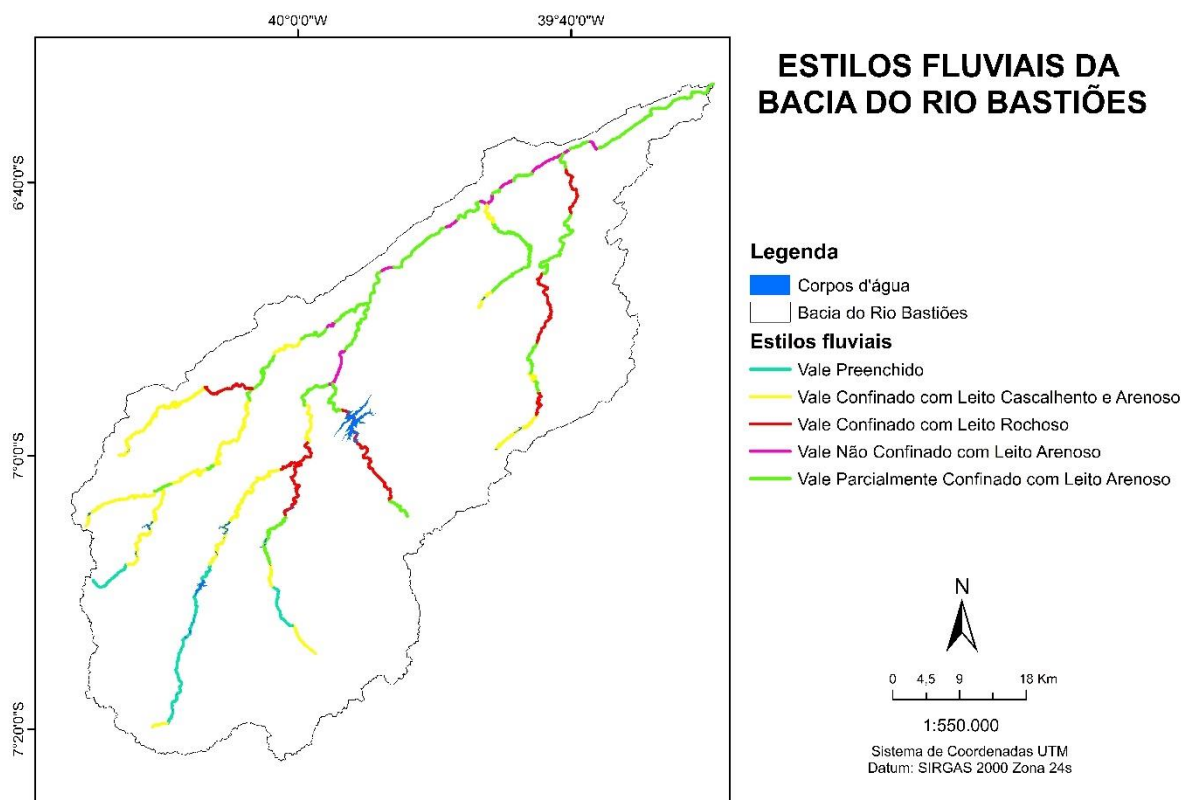
Na figura 18 é apresentada a distribuição espacial dos cinco estilos fluviais encontrados na BHRB. No quadro 5 estão sintetizadas as características gerais desses estilos, incluindo informações importantes como comprimento total e porcentagem de cada um na bacia.

O Estilo Fluvial Vale Preenchido (EFVP) se encontra situado abaixo e subsequentemente às unidades de paisagem topograficamente mais elevadas do substrato sedimentar, abarcando áreas de transição de litologias sedimentar-cristalino. Os trechos assim classificados localizam-se quase que unanimemente nas unidades de paisagem superfície tabular dissecada e vale encaixado, ou seja, em zonas de maior produção e disponibilidade de sedimentos, o que condiciona a predominância de um caráter deposicional.

O Estilo Fluvial Vale Confinado com Leito Cascalhento e Arenoso (EFVCLCA), está presente especialmente nas áreas mais elevadas e dissecadas da bacia, e englobado em maior proporção nas unidades de paisagem da superfície dissecada em colinas e morrotes e superfície dissecada em cristas. Está em cotas altimétricas bastante variadas, mas concentradas entre 600 e 320 m, localizado, portanto, nas áreas de cabeceiras de drenagem, ao longo de vales mais ou

menos encaixados, cujo nível de incisão está relacionado ao grau de resistência litológica e a energia de fluxo disponível para o entalhamento do canal.

Figura 18- Distribuição dos estilos fluviais BHRB.



Fonte: Elaborado pela autora.

O Estilo Fluvial Vale Confinado com Leito Rochoso (EFVCLR), se encontra disperso ao longo do substrato cristalino da bacia entre 550 e 270 m, e se concentra nas áreas de maiores cotas altimétricas, inserido nas unidades de paisagem superfície dissecada em colinas e morrotes e superfície dissecada em cristas. No entanto, também pode ser encontrado em altitudes mais baixas, nas áreas de pedimento dissecado. Engloba rochas ígneas e metamórficas do Plúton Campos Sales- Assaré e Granitóides Indiscriminados Brazilianos, os quais lhe conferem alta resistência litológica.

Quadro 5 - Síntese das principais características dos estilos fluviais da bacia do rio Bastiões.

ESTILOS FLUVIAIS DA BACIA DO RIO BASTIÕES								
Estilo Fluvial	Comp. total do EF na bacia (km)	% do EF na bacia	Unidade de paisagem	Configuração de vale	Unidades geomórficas	Geometria do canal	Material de leito	Vegetação associada e uso da terra
Vale Preenchido (EFVP)	40,6	9 %	VEau, STDcma, SDCMcau	Não confinado	Vale preenchido, áreas alagadiças/ <i>backswamps</i>	Canal descontínuo ou ausente	Areia	MSS, CS, CC Agricultura, pecuária e ocupação urbana
Vale Confinado com Leito Cascalhento e Arenoso (EFVCLCA)	142	32%	EIc, VEau, STDcma, SDCMcau, SDCcau, PDcmau	Confinado	Encosta íngreme, afloramentos rochosos, matacões, planície de inundação ocasional, pontualmente pode haver barras laterais e longitudinais.	Canal contínuo, baixa sinuosidade, simétrico e com boa estabilidade lateral	Areia Cascalho	CS, CC, MSS, MSC Agricultura, pecuária e ocupação urbana
Vale Confinado com Leito Rochoso (EFVCLR)	76	17%	SDCMcau, SDCcau, PDcmau	Confinado	Afloramentos rochosos, matacões, soleiras rochosas, marmitas de dissolução, <i>rapids</i> , <i>rifle-pools</i> , <i>step-pools</i> , planícies de inundação ocasionais.	Canal contínuo, baixa sinuosidade, de forma irregular e com alta estabilidade lateral	Substrato rochoso Areia Cascalho	CC, MSC, Agricultura e pastagem
Vale Não Confinado com Leito Arenoso (EFVNCLA)	25,1	6%	PDcmau	Não confinado	Planície de inundação contínua, barras longitudinais, laterais, transversal e de pontal, ilhas, múltiplos canais.	Pode apresentar trechos de canal descontínuo e multicanais, sinuosidade de baixa a média, simétrico e de baixa estabilidade lateral.	Areia	CC, MSC Agricultura, pecuária, ocupação urbana
Vale Parcialmente Confinado com Leito Arenoso (EFVPCLA)	159	32%	STDcma, SDCMcau, SDCcau, PDcmau	Parcialmente confinado	Planície de inundação descontínua, afloramentos rochosos, barras longitudinal, lateral, transversal e de pontal, múltiplos canais, ilhas, terraços fluviais.	Pode apresentar trechos de canal descontínuo e multicanais, baixa a média sinuosidade, assimétrico.	Areia	CC, MSC Agricultura, pecuária e ocupação urbana

Unidades de paisagem: VEau - Vale Encaixado com uso agropecuário e urbano; STDcma - Superfície Tabular Dissecada recoberta por caatinga e mata seca com uso agropecuário; SDCMcau- Superfície Dissecada em Colinas e Morrotes recoberta por caatinga com uso agropecuário e urbano, EIc- Encostas Íngremes recoberta por caatinga, SDCcau- Superfície Dissecada em Cristas recoberta por caatinga com uso agropecuário e urbano e PDcmau- Pedimento dissecado recoberto por caatinga e mata seca com uso agropecuário e urbano. Unidades fitoecológicas: Mata Seca do Sedimentar- MSS, Mata Seca do Cristalino – MSC, Caatinga do Sedimentar- CS, Caatinga do Cristalino – CC, Mata Seca- MS.

Fonte: Elaborado pela autora.

O Estilo Fluvial Vale Parcialmente Confinado com Leito Arenoso (EFVPCLA), está exclusivamente associado ao substrato cristalino e aos depósitos aluvionares, em cotas altimétricas entre 570 e 237 m. Caracteriza-se pela presença alternada ou descontínua de planícies de inundação e o canal confinando em alguns trechos diretamente com encostas íngremes ou suaves, ou com materiais mais coesos.

Por fim, o Estilo Fluvial Vale Não Confinado com Leito Arenoso (EFVNCLA) está em áreas mais rebaixadas, marcadas por topografia mais suave e maior disponibilidade de material sedimentar, que propiciam a formação de planícies de inundação em ambas as margens do canal

fluvial. Assim, se localiza no setor do médio e baixo curso, em cotas abaixo dos 320 m, correspondente ao pedimento dissecado.

Apesar da distinção das cinco tipologias de rio, com um conjunto de unidades geomórficas e processos hidrogeomorfológicos distintos, é importante salientar que, nos trechos de transição há uma mudança gradativa das características fluviais. Nos segmentos onde os dois tipos de rios se interseccionam, pode se observar aspectos morfológicos e morfoesculturais de ambos, que vão evoluindo gradativamente até compor um estilo fluvial específico.

A seguir é feita uma descrição e discussão mais detalhada de cada um dos estilos fluviais da BHRB, acompanhada de ilustrações, mapas de detalhe e matriz de estilos fluviais.

Estilo Fluvial Vale Preenchido (EFVP)

Os trechos classificados como vale preenchido situam-se abaixo e subsequentemente às unidades de paisagem topograficamente mais elevadas (rever figura 8). Assim, esse estilo pode ser encontrado numa altitude entre 650 m e 570 m, com gradiente entre 2 e 4 m/km, coincidindo com as áreas onde há domínio do padrão de drenagem paralela.

Como é notável na visão em planta e no MDE (figura 19), é caracterizado como uma área de vale geralmente largo, comumente acima de 200 metros de largura. Trata-se de um tipo de vale não confinado preenchido por sedimentos, que se diferencia do EFVNCLA devido aos seus aspectos morfológicos e processuais. Diferente do EFVNCLA, que possui canal inciso e de modo geral contínuo, além de unidades geomórficas específicas como barras arenosas, o EFVP apresenta a predominância de canal descontínuo e pouco inciso ou ausente, além de menor diversidade de unidades geomórficas.

Na BHRB o processo de preenchimento do fundo de vale se dá por sedimentos advindos da intemperização e erosão dos latossolos fornecidos pelas porções superiores (figuras 19 e 20), associado à ausência de canal inciso para esculpi-lo e à declividade majoritariamente plana. Tais características fazem com que o vale seja conservado, isto é, pouco dissecado. A presença de canal inciso fica restrita a pequenos trechos onde ocorrem de forma descontínua e pouco saliente, fato que também se justifica pela menor área de captação efetiva desse setor.

Vários fatores assinalam esse estilo como uma área de deposição e estocagem de sedimentos de longo prazo. A sua posição na bacia é um fator determinante, pois trata-se de uma área topograficamente rebaixada com relação aos setores adjacentes. Por estar numa área de transição sedimentar-cristalino, há fornecimento de sedimento em abundância para ser

depositado, já que a litologia sedimentar é menos resistente ao intemperismo. A declividade plana permite que esse material seja depositado e permaneça estocado por um longo período de tempo. Já a ausência de um canal inciso, relacionado à fatores como a baixa energia de fluxo e à pequena área de captação efetiva, também colaboram para manter a dominância de processos deposicionais.

Figura 19- Visão em planta e MDE do Estilo Fluvial Vale Preenchido (riacho Brejinho).

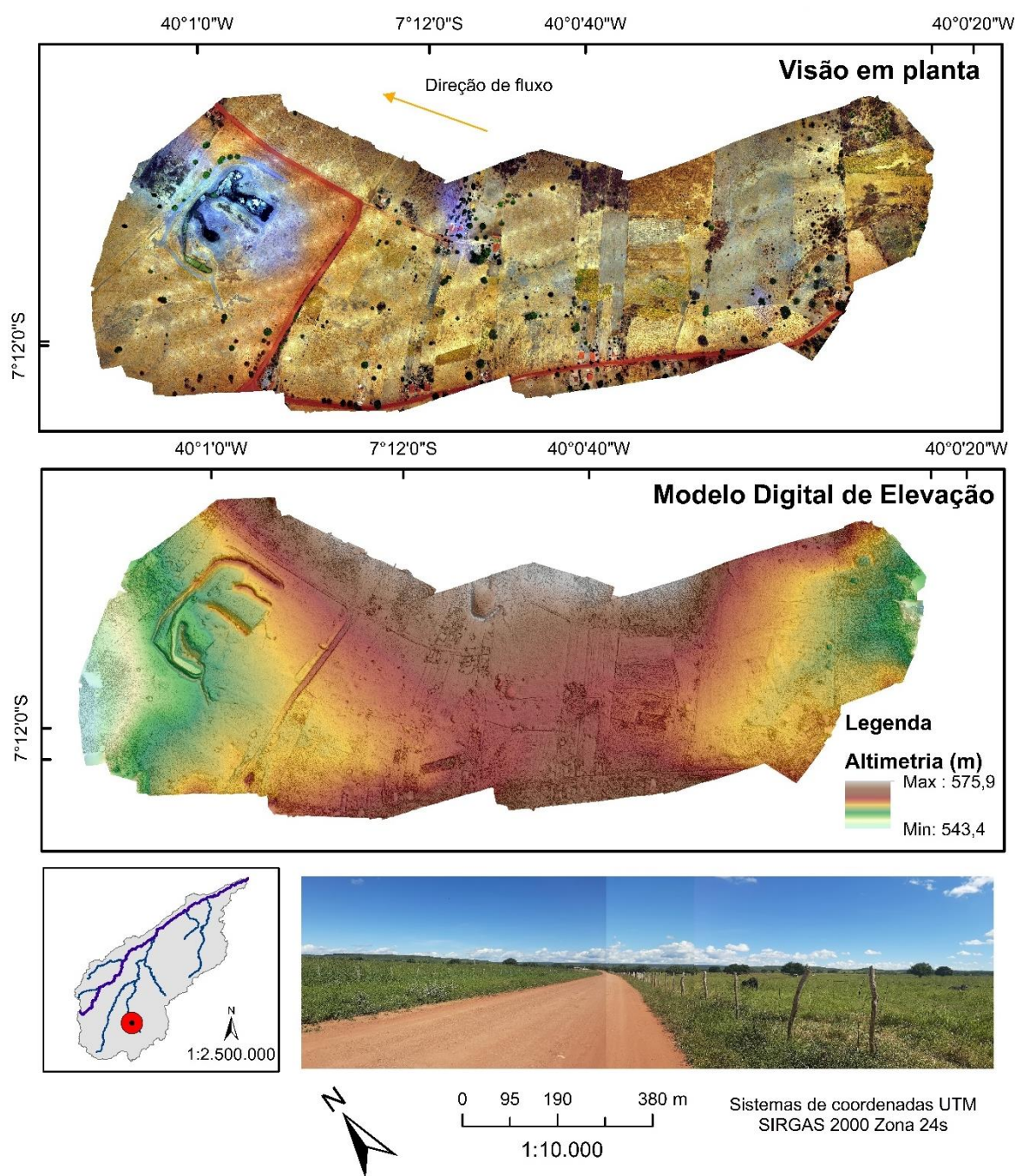
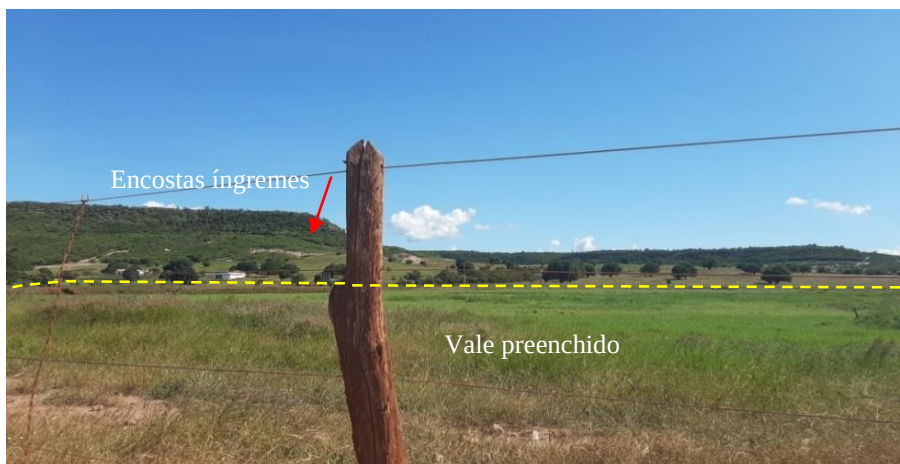


Figura 20- Trecho de vale preenchido em posição subsequente às encostas íngremes da Chapada do Araripe.



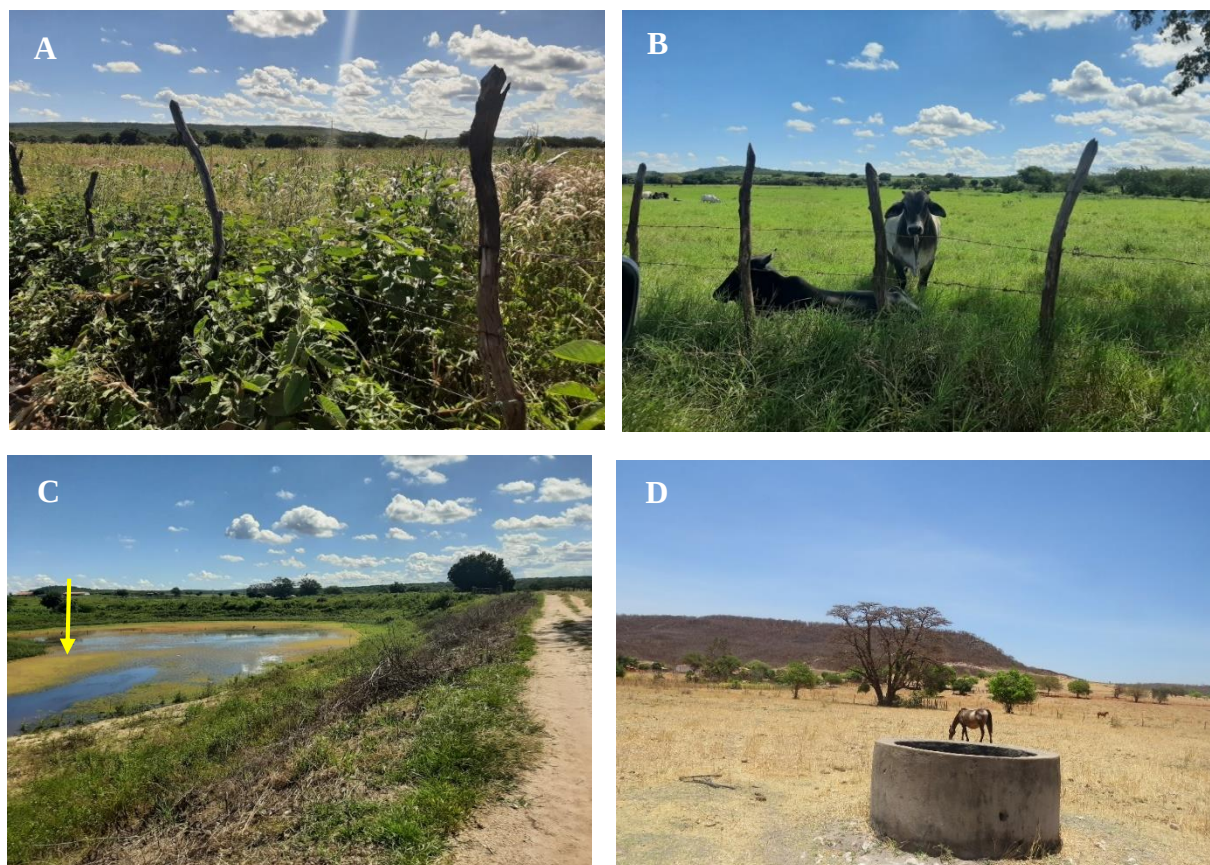
Fonte: A autora (08 de maio de 2021).

Além disso, os aspectos fisiográficos citados junto à litologia local, colaboram para altas taxas de infiltração, aumentando a disponibilidade hídrica subsuperficial deste estilo e potencializando o desenvolvimento de atividades agrícolas (figuras 21- A e B).

No vale preenchido é comum a ocorrência de áreas naturalmente mais deprimidas que ficam alagadas durante certo tempo (*backswamps*). Por outro lado, como fruto da ação antrópica, é recorrente também o acúmulo de água em “barreiros” ou barragens rudimentares (figura 21- C). Em alguns casos, essas estruturas podem estar associadas ao lançamento de efluentes de áreas urbanas, como ocorre por exemplo na cidade de Araripe. Esse fato se torna um problema preocupante pois, esses dejetos além de poluir o corpo hídrico superficial em si, podem contaminar as águas subsuperficiais, solos, plantações e a população que utiliza direta ou indiretamente essa água.

Nos períodos de baixa vazão a água superficial se restringe às áreas de depressões (*backswamps*), barragens e barreiros. Subssuperficialmente há boa disponibilidade de água no lençol freático ao longo do ano, o qual é explorada por meio da perfuração de poços (figura 21- D). Na média vazão, aumentam as áreas alagadas que são alimentadas através de um fluxo superficial difuso. Por fim, na alta vazão, as áreas alagadas aumentam espacialmente e podem se conectar. Canais descontínuos também podem ser formados através da incisão vertical promovida pelo maior potencial energético do fluxo.

Figura 21- Diferentes usos associados à disponibilidade hídrica em área de vale preenchido na região do riacho Brejinho. A e B- utilização para fins agrícolas; C- barragem rudimentar com processo de eutrofização (indicado na seta amarela); D- poço do tipo amazonas.



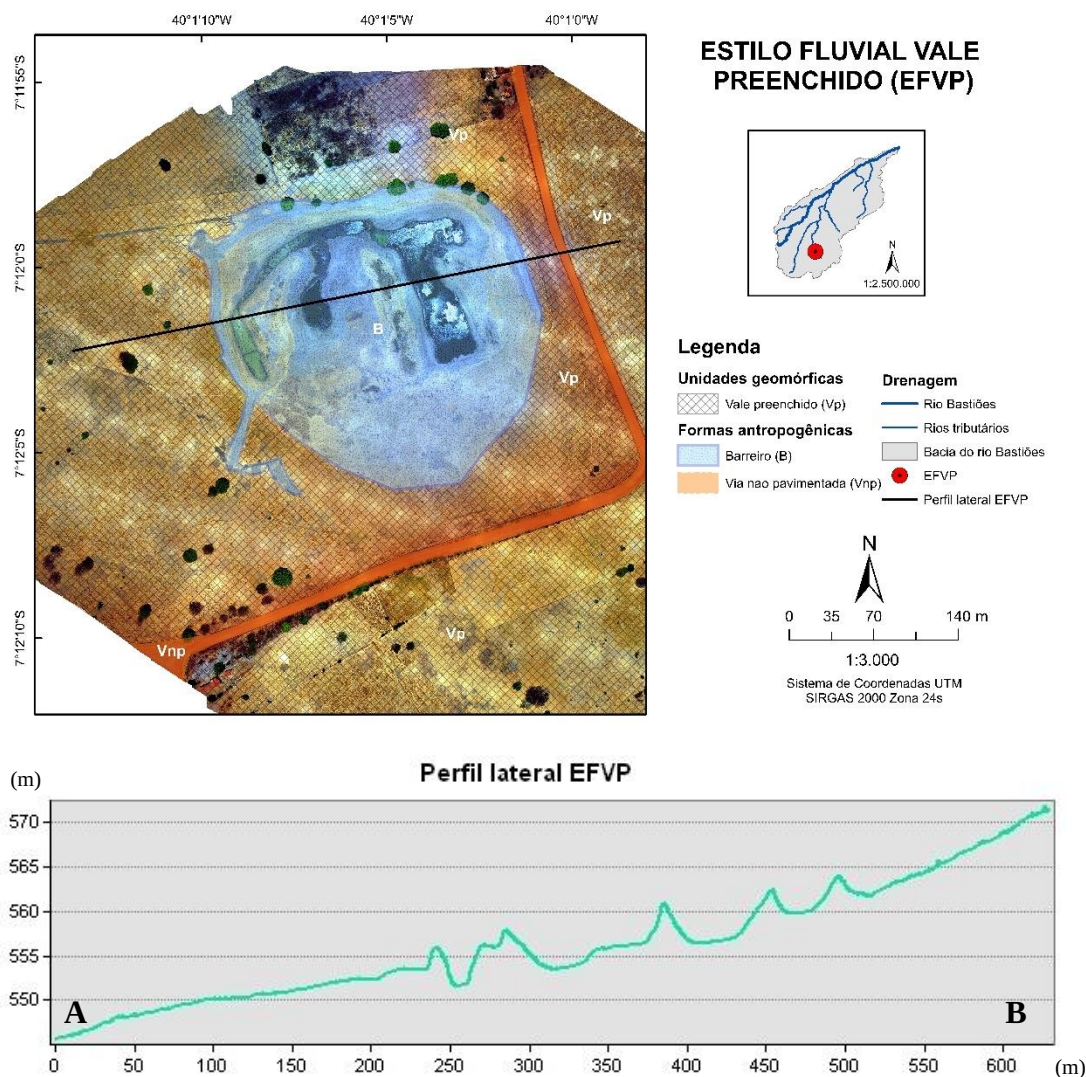
Fonte: A autora (maio e outubro de 2021).

Esse estilo pode ser considerado conservado nas áreas onde o vale é menos dissecado, porque não há a presença do fluxo concentrado em um canal esculpindo o vale. No entanto, é importante destacar que seus aspectos fisionômicos podem variar de acordo com a magnitude dos eventos de precipitação, responsáveis pelo seu caráter e comportamento. Assim, enquanto predomina eventos de baixa magnitude, os processos deposicionais são mais proeminentes. Por outro lado, com a ocorrência de um evento de magnitude suficientemente elevada para romper o limiar de estabilidade, processos erosivos irão esculpir canais descontínuos no vale. Posteriormente, esses canais serão entulhados, mediante a disponibilidade de material sedimentar e a baixa energia para o transporte.

Souza (2014) ao analisar essa mesma tipologia fluvial em uma bacia hidrográfica pernambucana, destaca que mudanças temporárias nos aspectos morfológico desse estilo fazem parte de seu comportamento, que é marcado pela alternância de processos de incisão e preenchimento, decorrentes de variações hidrológicas de anos chuvosos e secos.

A associação dos fatores mencionados acima, colabora para a formação de pacotes sedimentares em que, como dito anteriormente, o processo de infiltração se sobressai, e cujo tempo de residência dos sedimentos pode ser bastante longo. De tal modo, este estilo funciona como um elemento desconectante na paisagem. Um panorama geral do EFVP pode ser observado no mapa de detalhe (figura 22) e na matriz de estilos fluviais (quadro 6).

Figura 22- Mapa de detalhe do EFVP.



Fonte: Elaborado pela autora.

De modo geral a intervenção antrópica nesse estilo ocorre através de ações associadas às atividades agropastoris como o desmatamento, mas também pela construção de casas, cercas e estradas, perfuração de poços, construção de barragens e barreiros. Além disso, experimenta em alguns trechos impactos associados às atividades urbanas, a exemplo de Araripe e de seu distrito municipal Brejinho.

Quadro 6- Matriz de Estilos Fluviais: EFVP.

ESTILO FLUVIAL VALE PREENCHIDO- EFVP	
CARACTERÍSTICAS FLUVIAIS	
Configuração do Vale	Não confinado
Configuração em Planta	Vale largo e simétrico
Geometria do Canal	Canal ausente ou descontínuo
Textura de Materiais	Areia
Unidades Geomórficas	<i>Vale preenchido</i>: larga planície de inundação preenchida por sedimentos e pouco dissecada. <u>Formas associadas ao vale</u>: ▪ <i>Áreas alagadiças/Backswamps</i>: áreas de depressões no vale onde ocorre o acúmulo de água superficial por certo período de tempo.
Vegetação associada	Arbustiva e herbácea, com árvores esparsadas ao longo do vale.
COMPORTAMENTO DO RIO	
Baixa vazão	Sem fluxo, há disponibilidade de água subsuperficial, explorada através de poços e a água superficial fica restrita as áreas de depressões, barragens e barreiros.
Média vazão	As áreas alagadiças aumentam, havendo um fluxo difuso que alimenta essas depressões do vale.
Alta vazão	O fluxo preenche a área do vale, conectando as áreas alagadiças, remobilizando sedimentos e escavando canais descontínuos.
CONTROLES	
Bacia a montante	Áreas de topo convexo e encostas íngremes e suaves
Geologia	Grupo Santana (Cretáceo)
Unidade de Paisagem	Superfície Tabular Dissecada recoberta por caatinga e mata seca com uso agropecuário (STDcma)
Zona Processual	Zona de deposição
Morfometria do Vale	Vale simétrico com largura média de 6,2 km
Declive do Vale	Baixo Gradiente (0,001 m/m)
Competência do Fluxo	Baixa competência de fluxo
Intervenção Antrópica	Desmatamento e queimada associados a atividades agropecuárias, construção de vias, casas, cercas, barragens e barreiros, perfuração de poços, e impactos decorrentes de ocupação urbana.

Fonte: A autora.

Outros trabalhos no semiárido brasileiro nos estados de Pernambuco, Paraíba e Alagoas (ALMEIDA, 2017; 2021; MAIA, 2016; SANTOS, 2021; SOUZA, 2014), também identificaram estilos de vale preenchido com unidades geomórficas e padrão fisiológico bastante semelhantes aos da bacia do rio Bastiões.

Estilo Fluvial Vale Confinado Com Leito Cascalhento e Arenoso (EFVCLCA)

O estilo fluvial vale confinado com leito cascalhento e arenoso está presente em cotas altimétricas bastante variadas, porém concentradas entre 600 e 320 m, com gradientes entre 1m/km e 40m/km, sendo este último valor associado às áreas de encostas íngremes. Deste modo, este estilo de rio está aglomerado nas áreas de cabeceiras de drenagem, ao longo de vales mais ou menos encaixados, cujo nível de incisão está relacionado além do grau de resistência litológica, à quantidade de energia disponível para o entalhamento. Logo, os canais menos escavados estão associados às áreas de menor área de captação efetiva.

Pode apresentar basicamente dois padrões distintos. No primeiro caso, o canal é inciso e encaixado em vales estreitos, confinando diretamente em encostas íngremes, como ocorre nas áreas de cristas e nas encostas da Chapada do Araripe. Neste contexto, o canal costuma ser bem definido, apesar de não ser muito largo. No segundo caso, o canal é confinado em vales mais largos com declividade suavemente ondulada (como na superfície tabular dissecada), e geralmente é menos inciso.

De modo geral, nas áreas superiores da bacia os canais fluviais são ainda pouco incisos (figura 23-A e B) e majoritariamente efêmeros devido à pequena área de captação efetiva e consequente baixa descarga - com exceção dos canais de primeira ordem alimentados pelas nascentes da Chapada, como é o caso do riacho Brejinho em seu trecho inicial. No entanto, à medida que essas variáveis aumentam, há uma mudança no caráter e comportamento do rio, pois o aumento espacial da área de captação efetiva, da descarga e da energia de fluxo, sobretudo, em áreas de maior gradiente, amplia o seu poder erosivo mudando a geometria do canal, especialmente sua largura e profundidade.

A visão em planta e o MDE são apresentados na figura 24, onde é possível notar que no trecho mapeado, o canal retém certa umidade no leito, decorrente do barramento do fluxo por estruturas artificiais e naturais, já que o trecho conta com dois barramentos, um a montante e outro aparentemente de origem natural, a jusante. Há um aspecto de fluxo lântico e de remanso, visível tanto na visão em planta da figura 24, quanto em campo, pela presença de espécies aquáticas no espelho d'água (figura 25-B).

Os impedimentos citados causam neste e em outros trechos, um comportamento fluvio-lagunar, de modo que, em momentos média e alta vazão predominam processos fluviais e em momentos de baixa vazão, os processos lagunares se destacam. Tal comportamento dá gênese à depósitos tecnogênicos cuja origem – e não somente a natureza e composição dos depósitos - está diretamente relacionada à ação antrópica por meio da construção especialmente de barragens, mas também de passagens molhadas e pontes. Nesses casos a continuidade do fluxo do canal foi parcial ou totalmente interrompida e os sedimentos induzidos ao processo agradacional.

Figura 23- EFVCLCA no riacho Brejinho. A- Canal efêmero e pouco inciso na superfície tabular dissecada; B- passagem molhada à montante de uma barragem e à jusante do ponto 23-A, nota-se que a incisão e largura do canal, é um pouco maior; C e D- trecho à jusante das encostas íngremes com textura de leito composta por cascalho e seixos.

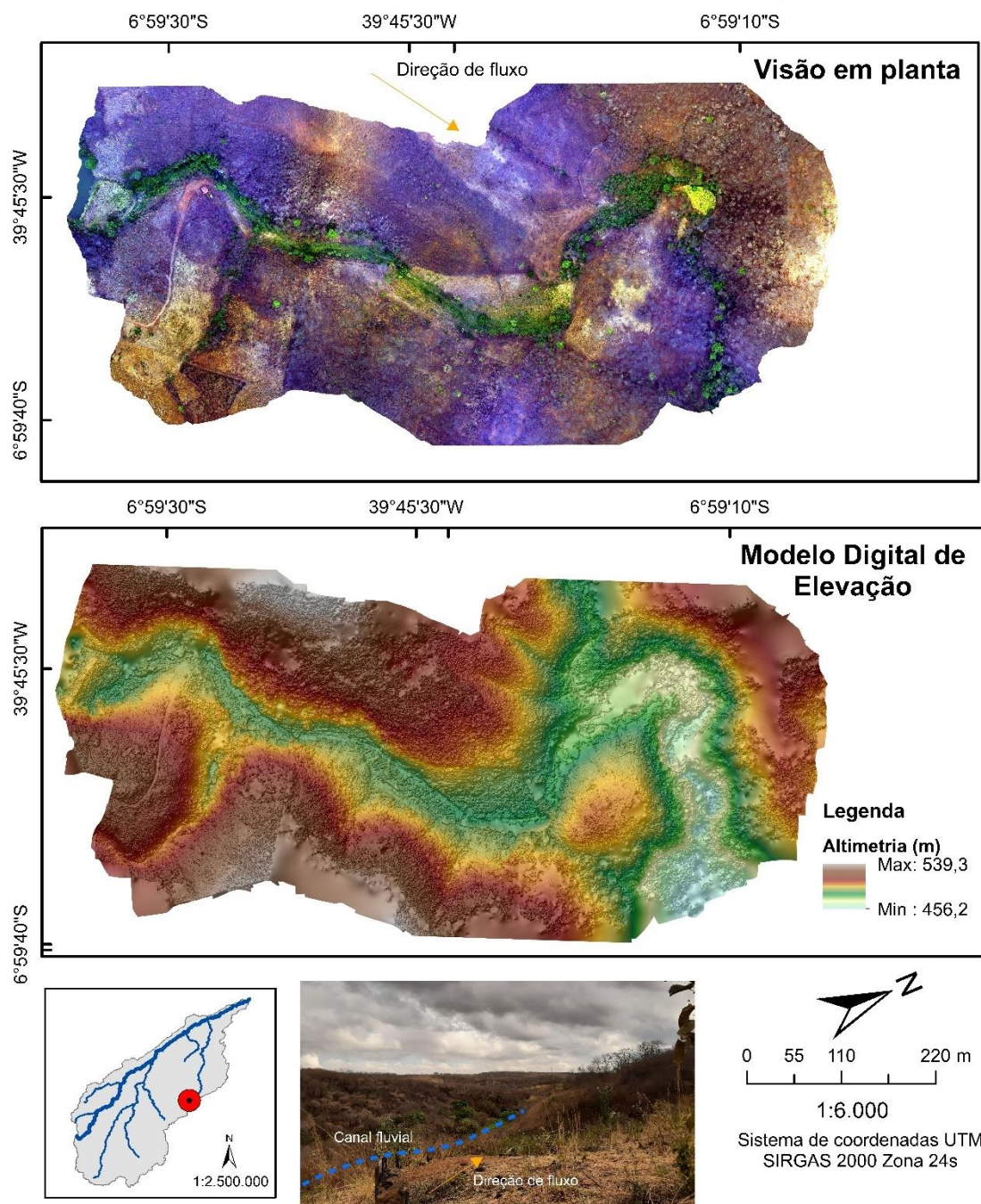


Fonte: A autora (maio de 2021).

Observando o MDE se nota que na parte montante do trecho o vale é mais encaixado, e à medida que se direciona à jusante ocorre o seu alargamento, o que dissipa a energia de fluxo. O mapa de detalhe (figura 26) e a matriz de estilos fluviais (quadro 7) trazem um maior detalhamento do EFVCLCA. No mapa, observamos um trecho localizado a jusante de uma barragem pequena, na qual defronte ocorre um depósito plano na qual ocorrem atividades agropecuárias (figura 25-A).

Nesse estilo pode haver a presença de formas deposicionais como barras arenosas formadas pela acumulação local de sedimento no interior do canal, e planícies de inundação ocasionais (*foodplain pockets*), cuja origem está associada à condicionantes locais como declividade plana e disponibilidade de material para deposição.

Figura 24- Visão em planta e MDE do Estilo Fluvial Vale Confinado com Leito Cascalhento e Arenoso (riacho do Felipe).



Fonte: Elaborado pela autora.

Como dito, também podem ocorrer depósitos de sedimentos associados à impedimentos de ordem natural ou antrópica no interior do canal. Os impedimentos de ordem natural, como matacões e afloramentos rochosos, originam depósitos de menor proporção espacial, já os de origem antrópica como barramentos, permitem a formação de depósitos tecnogênicos mais amplos espacialmente, pois interceptam o fluxo do canal causando um comportamento fluvio-lagunar. Essas áreas de remanso, que compartilham processos fluviais e lagunares, se formam

quando a descarga do canal não é suficiente para romper os impedimentos, favorecendo processos de agração.

Figura 25- EFVCLCA no riacho do Felipe. A- Pequena barragem com depósito de sedimento a jusante; B- vegetação aquática no leito do rio em área de comportamento flúvio-lagunar.

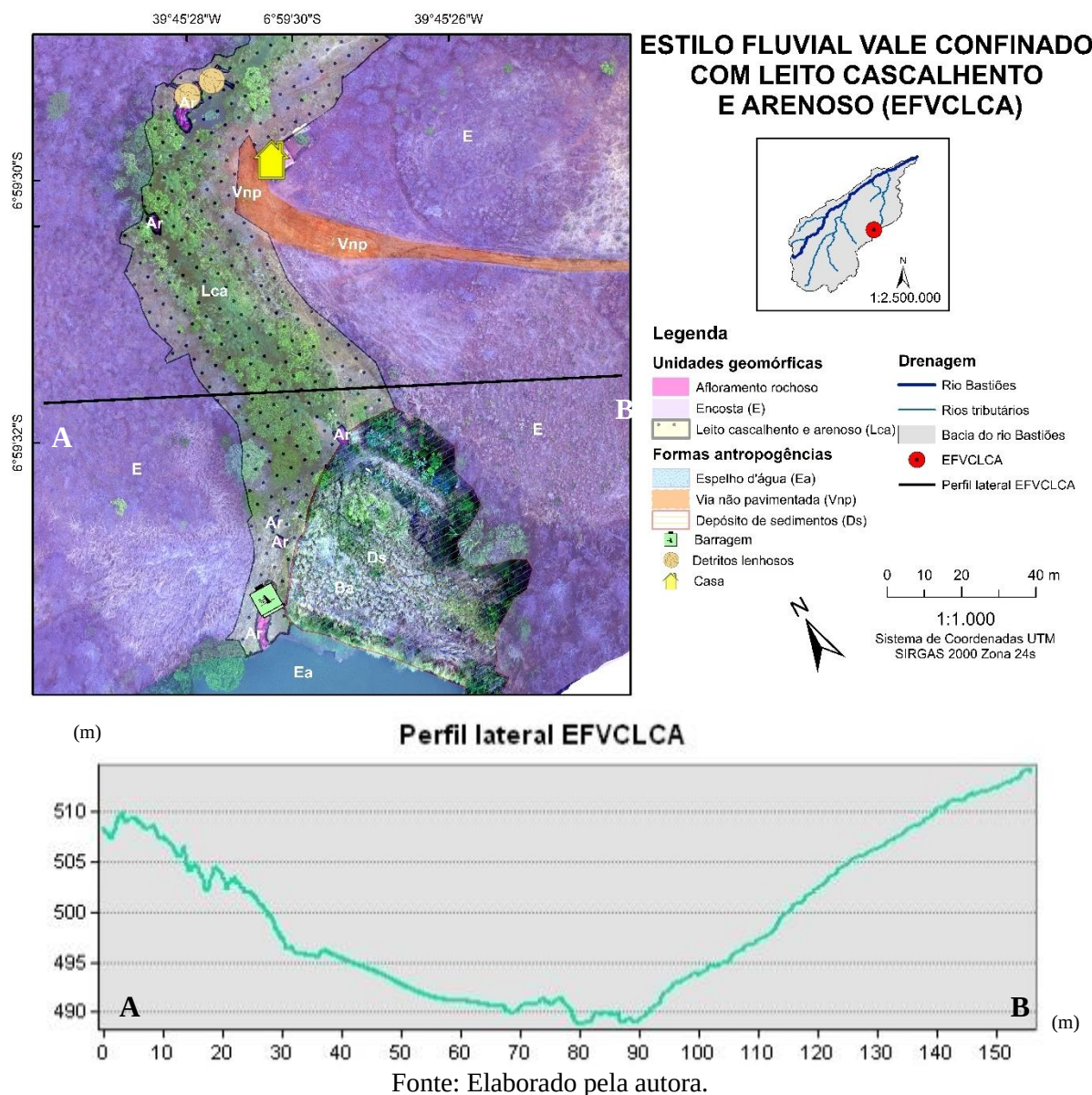


Fonte: A autora (outubro de 2021).

Apesar das formas deposicionais serem predominantes, esse estilo pode apresentar trechos com unidades geomórficas de rios rochosos tais como afloramentos e soleiras rochosas, blocos e matacões, apresentando inclusive feições similares à *step-pool*.

A textura do leito além de arenosa, especialmente nas áreas de cabeceira da bacia pode ser cascalhenta e com seixos, os quais revelam uma maior energia de fluxo nos momentos média e alta vazão. Na figura 23-C e D, podemos observar essa textura em um trecho nas proximidades das encostas íngremes da Chapada do Araripe. Nos momentos de maior vazão no canal, devido especialmente à condicionante declividade, há energia suficiente para transportar uma carga sedimentar mais grossa, composta por seixos, cascalhos e areias. No entanto, o canal, em virtude dos fatores anteriormente mencionados, também é pouco entalhado.

Figura 26 - Mapa de detalhe do EFVCLCA.



Esse estilo é muito subordinado ao controle geológico, possui margens estáveis, e sua mobilidade lateral é limitada, já que seu percurso é definido pelos aspectos litoestruturais. Em períodos de baixa vazão, o canal fica sem fluxo e a água fica represada nas áreas de poças, depressões e barramentos do leito. No momento de média vazão, o fluxo escorre no leito e consegue ultrapassar alguns impedimentos menores no interior do canal, como afloramentos e detritos lenhosos. Já em momentos de alta vazão há grande energia de fluxo, capaz de transportar materiais de grande porte como blocos e matacões, além de aumentar o grau de incisão do canal e a conectividade longitudinal nesse estilo.

Quadro 7 - Matriz de Estilos Fluviais: EFVCLCA.

ESTILO FLUVIAL VALE CONFINADO COM LEITO CASCALHENTO E ARENOSO – EFVCLCA	
CARACTERÍSTICAS FLUVIAIS	
Configuração do Vale	Confinado
Configuração em Planta	Baixa sinuosidade, único e contínuo
Geometria do Canal	Estreito e simétrico.
Textura de Materiais	<u>Leito:</u> arenoso e rochoso <u>Margens:</u> textura fina e rochosa
Unidades Geomórficas	<u>Formas associadas ao canal:</u> ▪ <i>Afloramentos rochosos:</i> ocorrem no interior do canal e funcionam como pequenos impedimentos do fluxo de sedimento e água especialmente em momento de baixa vazão. ▪ <i>Blocos e matacões:</i> podem ser de origem <i>in situ</i>, fruto da desagregação do substrato rochoso, ou <i>ex situ</i> sendo transportados pela corrente em momentos de maior fluxo no canal. ▪ <i>Barras arenosas:</i> ocorrem pontualmente, preferencialmente em trechos onde há algum pequeno impedimento que permite o acúmulo de material. ▪ <i>Depósitos fluvio-lagunares de origem tecnogênica:</i> áreas de acúmulo de sedimento decorrente do barramento do fluxo, que nesses setores atuam como áreas de remanso durante a baixa vazão. <u>Formas associadas às margens:</u> ▪ <i>Afloramentos rochosos</i> ▪ <i>Blocos e matacões</i> Planície de inundação ocasionais (<i>foodplain pockets</i>)
Vegetação associada	<u>Leito:</u> herbácea e aquática. <u>Margens:</u> arbóreo-arbustiva e herbácea.
COMPORTAMENTO DO RIO	
Baixa vazão	Fluxo ausente e acúmulo de água nas poças, depressões e barramentos no leito do rio.
Média vazão	Fluxo escoando no leito superando alguns impedimentos do canal como afloramentos e detritos lenhosos, e com competência de transporte para materiais de granulometria mais grossa (areias e cascalho).
Alta vazão	Fluxo escoando pelo leito maior, com alta competência e capacidade de transporte, removendo materiais maiores como blocos e matacões das margens e leitos. A maior energia implica em maior poder de incisão do canal.
CONTROLES	
Bacia a montante	Áreas dissecada em cristas e de superfícies tabuliformes com coberturas lateríticas.
Geologia	Margem direita: Granitóides Indiscriminados Brasileiros (Neoproterozoico) Margem esquerda: Plúton Campos Sales – Assaré (Neoproterozoico)
Unidade de Paisagem	Superfície Dissecada em Cristas recoberta por caatinga com uso agropecuário e urbano (SDCcau)
Zona Processual	Zona de erosão e transporte
Morfometria do Vale	Vale simétrico com largura média de 3,4 km
Declive do Vale	Alto gradiente (0,03m/m)
Competência do Fluxo	Alta competência de fluxo.
Intervenção Antrópica	Barramentos no canal, desmatamento e queimadas associados a atividades agropastoris, construção de estradas, cercas e casas.

Fonte: A autora.

A intervenção antrópica sobre esse estilo de rio se dá através de ações relacionadas à agricultura e pecuária nas adjacências do canal, sendo bem expressiva nas áreas encostas mais suaves e ínfima nas regiões de encostas íngremes. Também se observa construções dispersas

nas áreas rurais adjacentes a esse estilo, cercas e estradas, bem como intervenções diretas no canal, tais como barramentos, pontes e passagens molhadas.

Estilos semelhantes também foram identificados em outras áreas do semiárido nordestino (ALMEIDA, 2021; MAIA, 2016; RODRIGUES, 2021; SANTOS, 2021), podendo apresentar algumas variações específicas, mas de modo geral, com muita similaridade quanto às formas e processos observados na BHRB.

Estilo Fluvial Vale Confinado com Leito Rochoso (EFCVLR)

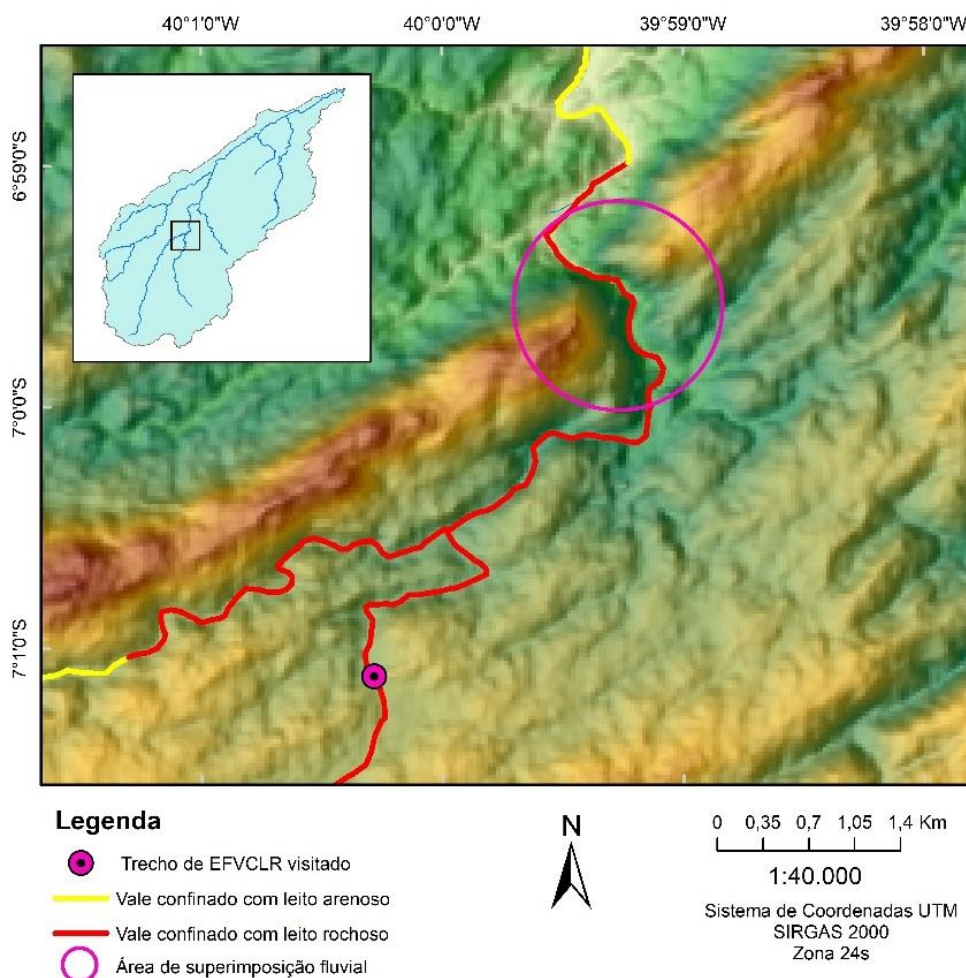
Esse é um estilo de rio rochoso, que se encontra disperso exclusivamente ao longo do substrato cristalino da bacia, sobretudo nas áreas de maiores cotas altimétricas, predominantemente acima dos 350 m. Com gradiente entre 4 e 10m/km, é condicionado pela presença comum de *knickpoints* e unidades geomórficas rochosas, e tende a se concentrar nas áreas de domínio do padrão de drenagem treliça, devido ao maior controle estrutural. Pode ser associado em maior proporção à unidade de paisagem Superfície Dissecada em Cristas, que litologicamente engloba rochas ígneas e metamórficas do Plúton Campos Sales - Assaré e Granitóides Indiscriminados Brazilianos.

O EFCVLR se destaca na região de confluência do riacho Brejinho com o riacho Quinquelerê/São Miguel onde o rio superimpõe uma crista residual de direção NE-SW bastante expressiva (figura 27), e ocorre um desnível de mais de 150 metros entre o topo da encosta e o talvegue do canal. Também é expressivo no riacho São Gonçalo, à montante do Açude Canoas. O coroamento dessa barragem foi construído nessa mesma crista residual, dado o favorecimento litoestrutural ali presente. Além disso, o EFCVLR também pode ser encontrado no riacho do Felipe e no riacho Riachão.

Caracteriza-se pela preponderância e regularidade de leito rochoso e unidades geomórficas associadas, externando a alta resistência litológica nesses segmentos que por vezes confinam em encostas bastante íngremes. Tal resistência litológica proporciona um alto grau de estabilidade ao canal, lhe conferindo capacidade bastante limitada para ajustes.

As unidades geomórficas rochosas associadas a esse estilo (figura 28), podem ser encontradas dentro ou nas margens, comumente rochosas do canal, ou ainda na forma de afloramentos rochosos nas áreas adjacentes. No leito é comum a presença de soleiras e afloramentos rochosos, blocos e matações (figura 28-A) de diversos tamanhos, em sua maioria de origem *in situ*, porém, os de menor diâmetro podem ter sido transportados dos trechos à montante em momentos alta vazão e maior energia de fluxo.

Figura 27- Superimposição fluvial no riacho Quinquelerê/ São Miguel.



Fonte: Elaborado pela autora.

Frequentemente ocorrem soleiras rochosas expressivas no canal (figura 28-B), os quais são esculpidas pela ação da erosão fluvial, através do processo de abrasão, evidente pela presença de marmitas de dissolução de tamanhos diversos (figura 28 - C e D). Estas são produto direto da ação do turbilhonamento das águas, juntamente com material sólido como seixos e areias, que formam cavidades circulares, normalmente localizadas após quebras abruptas de gradiente (GUERRA, 1993).

Figura 28- Unidades geomórficas do EFVCLR nos riachos São Gonçalo e Brejinho. A- Blocos e matacões, B- soleira rochosa, C e D- marmitas de dissolução no leito do canal, E e F- trecho de *step-pool* e G- trecho de *pool*.



Fonte: A autora (abril de 2021).

Também se destacam feições do tipo *step-pools*, *rifle-pools*, *rapids*, *cascade* e *waterfalls* (figura 28 - E, F e G) marcadas geralmente pela presença de *knickpoints*, que atuam no nível de base local e ditam o comportamento do fluxo no canal. Devido à notável quebra de gradiente, nos trechos de degrau (*step*), o fluxo ganha maior velocidade e turbilhonamento, portanto maior poder energético. Já a jusante, nos setores de poça (*pool*) o fluxo apresenta comportamento mais lento e estável, devido ao menor gradiente.

Apesar da majoritariedade do caráter rochoso, podem ocorrer pontualmente trechos arenosos, inclusive com a presença planícies de inundação ocasionais (*foodplain pockets*) e unidades geomórficas menos estáveis como barras fluviais. As barras, por estarem presentes em um estilo caracterizado de modo geral pela alta energia e, portanto, maior competência, possuem textura mais grossa com seixos, cascalho e areia grossa.

Pelo seu caráter e comportamento, este estilo é bastante estável, sendo condicionado pelo substrato geológico com margens comumente rochosas confinando o canal. O controle litoestrutural condiciona um maior escoamento e menores taxas de infiltração, significando menos perdas hídricas e maior energia para o transporte.

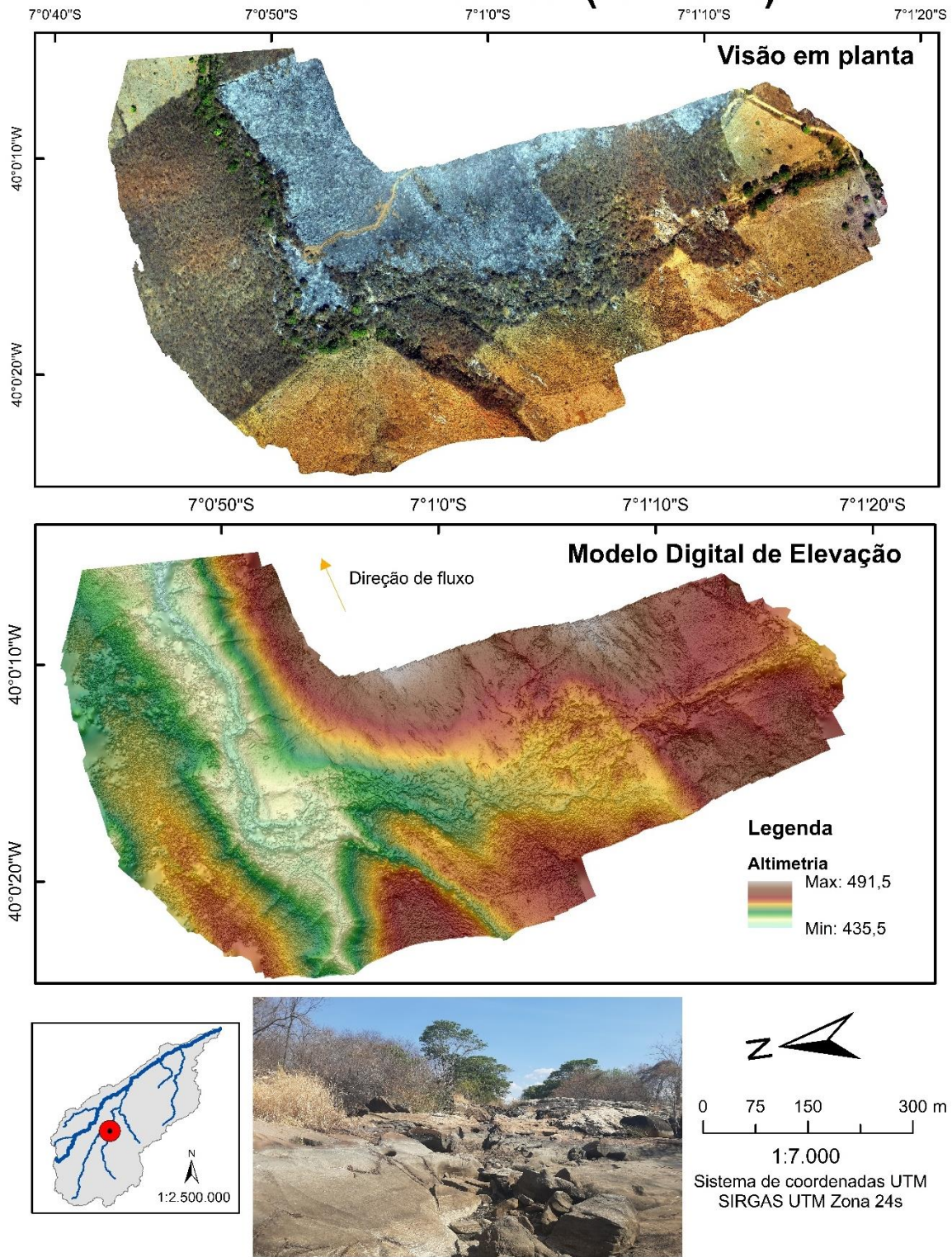
No entanto, as diversas unidades rochosas ao longo do curso fluvial funcionam muitas vezes como pequenos impedimentos do fluxo, especialmente de sedimentos, causando assim em escala local, certo grau de desconexão longitudinal. Além destes impedimentos naturais desconectantes, também existem barragens artificiais de diversos tamanhos, inclusive de maior porte como o Açude Canoas (capacidade de 69.250.000 m³), interceptando o fluxo e promovendo grande deposição, especialmente de carga de fundo.

O levantamento mais detalhado através de aerofotogrametria de um trecho de EFVCLR no riacho Brejinho é apresentado na visão em planta e MDE na figura 29. Nela, é possível notar o alto controle estrutural e litológico e a baixa sinuosidade, considerando que o curso do rio acompanha o formato do vale e há ausência de planície aluvial. A área é a mesma exposta na figura 28- E e F e no mapa de detalhe da figura 30, e se localiza à jusante de uma passagem molhada, apresentando vale irregular e diversas unidades geomórficas rochosas, já mencionadas anteriormente, e também explanadas na matriz de estilos fluviais (quadro 8).

Na figura 28 - E observa-se um trecho localizado entre dois pequenos barramentos, onde o fluxo apresenta comportamento mais lento por se tratar de uma feição do tipo *pool*, devido ao gradiente suave imposto pela litoestrutura. Na figura 28-F, à jusante do ponto da figura anterior, o gradiente do canal impõe a formação de um degrau (*step*) cujo fluxo se dá de maneira mais rápida e turbulenta, fato perceptível em período de média e alta vazão. Ao fundo dessas duas

imagens pode-se notar a crista residual, a qual o rio superimpõe mais adiante, como mencionado anteriormente.

Figura 29- Visão em planta e MDE do estilo fluvial Vale Confinado com Leito Rochoso (riacho Brejinho).



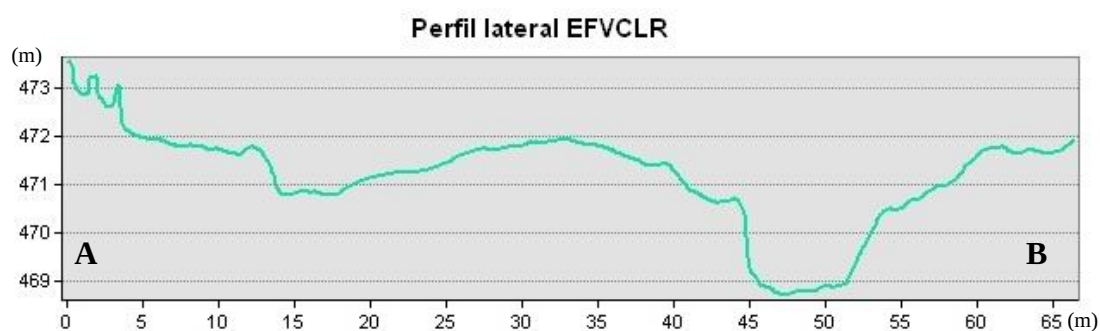
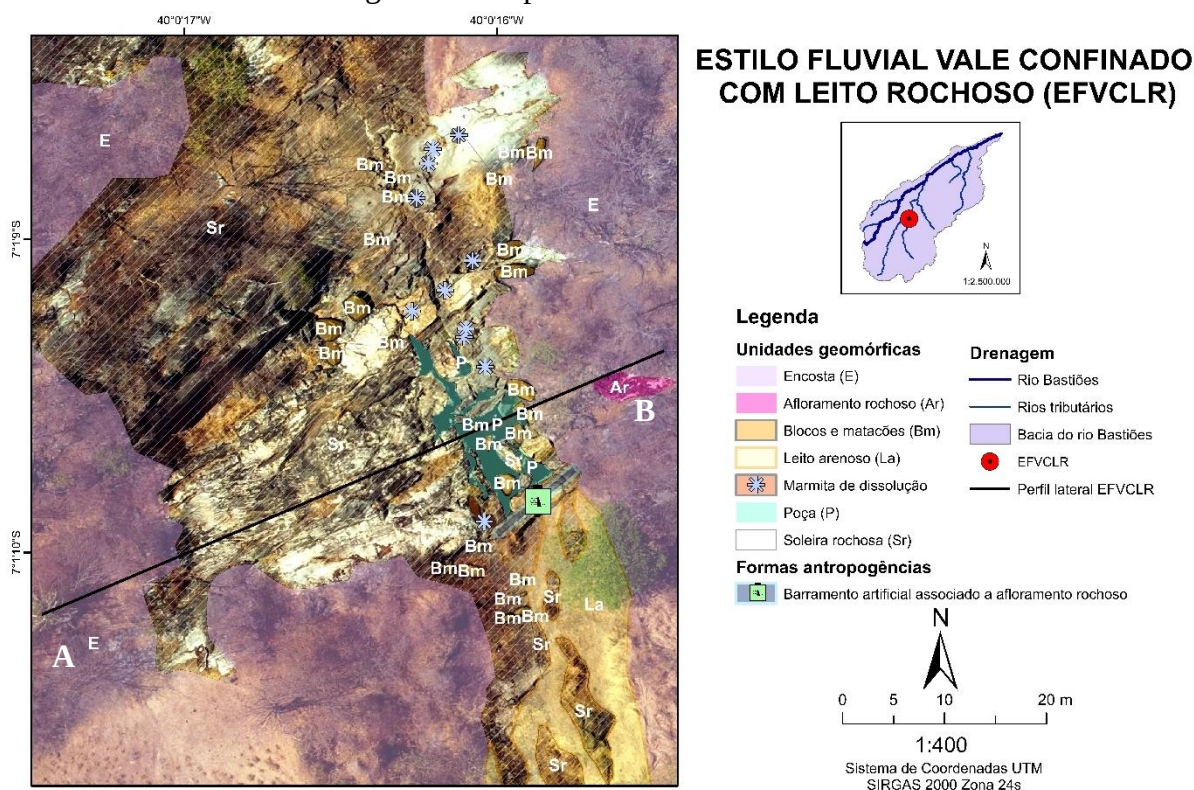
Fonte: Elaborado pela autora.

Quadro 8- Matriz de Estilos Fluviais: EFVCLR.

VALE CONFINADO COM LEITO ROCHOSO – EFVCLR	
CARACTERÍSTICAS FLUVIAIS	
Configuração do Vale	Confinado
Configuração em Planta	Baixa sinuosidade, único e contínuo
Geometria do Canal	Irregular de largura variável
Textura de Materiais	<u>Leito</u> : Rochoso com a presença de blocos e matacões e sedimentos grosseiros como cascalho e areia. <u>Margens</u> : Rochosas
Unidades Geomórficas	<u>Formas associadas ao canal</u>: ▪ <i>Soleiras rochosas</i>: apresentam largura variável e podem se encontrar mais ou menos fraturadas. ▪ <i>Afloramentos rochosos</i>: presentes no interior do canal com dimensões variadas. ▪ <i>Blocos rochosos</i>: de tamanhos variados podem estar presentes dentro do canal, e em graus diversos de intemperização/fraturamento. ▪ <i>Cachoeiras (waterfalls)</i>: quebras de declive de aproximadamente 5 metros, formando degraus que acentuam a velocidade e a energia do fluxo. ▪ <i>Sequencia degrau-piscina (step-pool)</i>: nos trechos de maior gradiente o fluxo assume maior velocidade e turbilhonamento, já nos trechos de menor gradiente associados a blocos e afloramentos rochosos que funcionam como impedimentos, o fluxo torna-se mais lento ou a água fica totalmente parada, caracterizando as piscinas. ▪ <i>Marmitas de dissolução</i>: ocorrem no leito do canal e possuem diâmetros variados armazenando material grosseiro em seu interior (areia e cascalho). É muito comum se observar feições de formato arredondado ou subarredondados no leito sugerindo o processo de formação dessas feições. ▪ <i>Depósitos fluvio-lagunares de origem antropogênica</i> <u>Formas associadas às margens</u>: ▪ <i>Afloramentos rochosos</i> ▪ <i>Blocos rochosos</i>
Vegetação associada	Arbóreo-arbustiva.
COMPORTAMENTO DO RIO	
Baixa vazão	Fluxo ausente e acúmulo de água somente nas áreas de depressão no leito.
Média vazão	Fluxo escoando de forma concentrada no talvegue, formando cascatas nas áreas onde há rupturas causadas por soleiras ou matacões. A competência de fluxo dentro desse contexto é limitada, no entanto pode haver o transporte de sedimentos de granulometria arenosa.
Alta vazão	Fluxo preenchendo todo o canal podendo alcançar as margens rochosas, com alta energia e competência para transportar materiais maiores como seixos, blocos e matacões.
CONTROLES	
Bacia a montante	Áreas de cabeceira dissecada em colinas e morrotes
Geologia	Plúton Campos Sales- Assaré (Neoproterozoico)
Unidade de Paisagem	Superfície Dissecada em Cristas recoberta por caatinga com uso agropecuário e urbano (SDCcau)
Zona Processual	Zona de transporte
Morfometria do Vale	Vale simétrica de largura média de 1,3 km
Declive do Vale	Alto gradiente (0,02m/m)
Competência do Fluxo	Alta competência de fluxo.
Intervenção Antrópica	Barramentos de pequeno e grande porte, construção de casas, estradas e cercas. Nas áreas de encosta cuja topografia permite, ocorre desmatamento e queimada para prática da pecuária e agricultura.

Fonte: A autora.

Figura 30- Mapa de detalhe do EFVCLR.



Fonte: Elaborado pela autora

Observando o MDE (figura 29) vemos como nesse segmento o rio esculpe uma paisagem de diferentes níveis altimétricos que vão diminuindo longitudinalmente de forma gradativa, de modo que há uma amplitude de 26 metros entre a cota inicial de 463 m e a final de 437 m do canal fluvial. Além disso conforme se observa, na porção superior do trecho se nota um alto grau de confinamento com maior desenvolvimento e aprofundamento do talvegue do canal, o que implica maior concentração de fluxo e energia para o transporte de sedimentos, sugerindo, portanto, maior conectividade longitudinal local.

O trecho do riacho Brejinho representado no mapa de detalhe (figura 30) é caracterizado pela expressiva presença de afloramentos e soleiras rochosas com diversos níveis de fraturamento devido ao grau de resistência das rochas e a exposição ao intemperismo físico e

químico. Sendo um segmento de alta energia é muito comum a presença de blocos e matacões nas margens e no leito do canal, este de geometria bastante irregular. Esses blocos e matacões permanecem entulhados até a ocorrência de um evento de alta magnitude, com energia suficiente para removê-los.

A estrutura rochosa por si só favorece a formação de depressões no leito, cujo armazenamento de água se prolonga até o período seco. No mapa, podemos observar que foi construída uma estrutura artificial de blocos associada à própria formação rochosa natural, que funciona como uma pequena barragem (figura 31- A e B).

Figura 31- EFVCLR no riacho Brejinho. Pequena barragem associada à afloramento rochoso (círculo amarelo), em momento de média vazão (A), com fluxo extravasando a estrutura e baixa vazão (B), com armazenamento hídrico apenas nas depressões do leito (seta vermelha); trecho à jusante em momento de média (C) e baixa vazão (D).



Fonte: A autora (maio/outubro de 2021).

O comportamento do rio, de extrema relevância para a modelagem do sistema fluvial, pode ser comparado em visitas a um trecho em dois períodos distintos: chuvoso e seco, com média e baixa vazão respectivamente (figura 31- C e D). No período de baixa vazão há ausência de fluxo no canal, no entanto, há água armazenada em depressões mais profundas (figura 31- B). Na média vazão o fluxo escoava continuamente no talvegue, exibindo maior velocidade e

turbilhonamento nas áreas de degraus (*steps*) e mais lentidão nas áreas de poça (*pools*). Já na alta vazão o fluxo pode alcançar as margens e há alta energia de fluxo, capaz de transportar materiais muito grosseiros, como matacões.

De modo geral, a intervenção antrópica se destaca - tais como em outros estilos de rio - por meio de ações relacionadas à atividade agropecuária. As “brocas” e “coivaras”, conforme denominação das comunidades locais, referem-se às práticas de desmatamento e queimada, e são muito comuns no fim do período seco a fim de preparar o solo para a plantação no período chuvoso. A prática pode ser observada na encosta da margem direita do rio (figura 29), e impacta negativamente o sistema fluvial pois, dentre outros fatores, as primeiras chuvas encontram o solo totalmente exposto, aumentando as taxas de erosão pluvial. Outras intervenções antrópicas se dão através da construção de cercas, estradas, pontes e passagens molhadas.

Rios rochosos são bastante comuns no semiárido brasileiro. São observados diversos estilos fluviais de nomenclaturas variadas cujo controle litoestrutural se sobressai: canal confinado em vale de leito rochoso (SANTOS, 2021), estilo fluvial confinado rochoso (RODRIGUES, 2021), canal em cabeceira (SOUZA, 2014) ou canal em garganta (MAIA, 2016; SOUZA, 2014), apesar deste último ter como principal característica o canal encaixado em vales estreitos entalhados em linhas de fraqueza, fato que não é padrão no EFVCLR da BHRB. No entanto, em todos esses estilos de rios, o controle litológico e estrutural é bastante evidente e as unidades geomórficas presentes são análogas às identificadas na área de estudo deste trabalho.

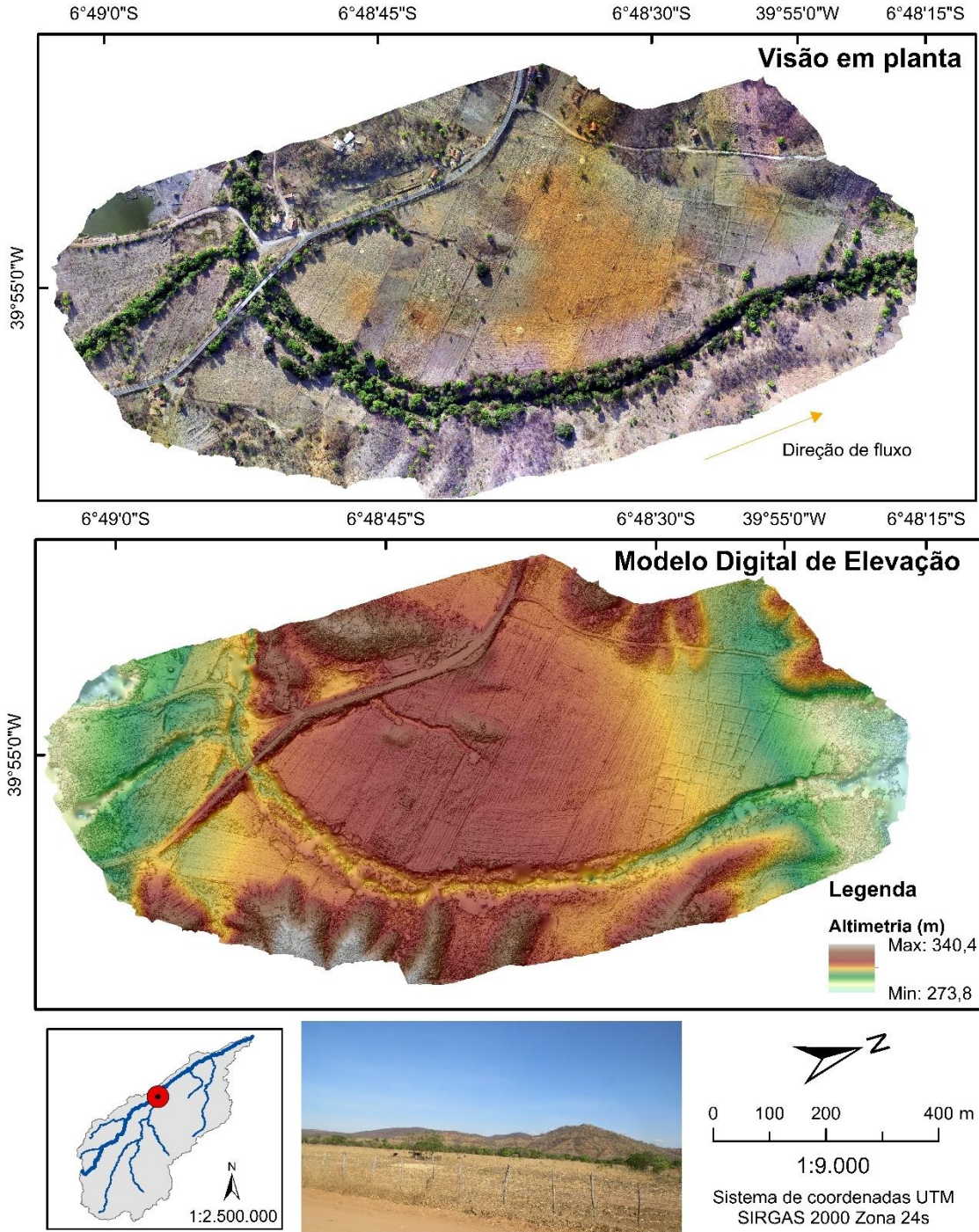
Estilo Fluvial Vale Parcialmente Confinado com Leito Arenoso (EFVPCLA)

O EFVPCLA se encontra disperso na bacia, sobre o substrato geológico cristalino, esculpindo diversas litologias, sendo a de maior dimensão espacial o Plúton Campos Sales-Assaré. Também está associado à diversas unidades de paisagem. O seu gradiente varia entre 0,5 e 1 m/km no canal principal, devido a sua ocorrência no médio e baixo curso do rio e ao tipo do modelado que ele diseca. Nos tributários varia de 2 a 5m/km, pois estes drenam uma topografia mais dissecada, na qual este estilo antecede ou sucede trechos de vale confinado, geralmente de leito rochoso.

Conforme é visível na figura 32, por ser classificado como parcialmente confinado, caracteriza-se pela presença alternada ou descontínua de planícies de inundação (figura 33-A). Essas planícies podem se apresentar mais ou menos desenvolvidas, em uma margem ou em

ambas. As margens em pequenos trechos devem ter um mínimo de 10 e um máximo de 90% de presença naquele segmento.

Figura 32- Visão em planta e Modelo Digital de Elevação do Estilo Fluvial Vale Parcialmente Confinado com Leito Arenoso (rio Bastiões).



Fonte: Elaborado pela autora.

Figura 33- EFVPCLA (rio Bastiões). A e B- canal confinado na margem direita por material coeso, C- canal confinado na margem direita com encosta rochosa, D e E - confluência do riacho São Miguel com o rio Bastiões.



Fonte: A autora (maio e outubro de 2021).

O trecho mapeado na figura 32 fica após a confluência do riacho São Miguel com o rio Bastiões (figura 33 - D e E). Nessa área o canal fluvial possui uma ampla planície de inundação na margem esquerda e a direita está confinada com uma encosta bastante degradada por processos erosivos de ravinamento (figura 34). Esse processos erosivos associados à cobertura vegetal reduzida da encosta, já como resultado do processo de ravinamento, fornece uma grande

quantidade de sedimento para o canal e a planície aluvial nos períodos de chuva. Assim, no trecho observado esse processo induz à formação de unidades geomórficas deposicionais como as barras arenosas, contribuindo para o aumento da desconectividade.

Situações como a verificada na figura 34, elucidam que a degradação em encostas semiáridas pode estar ligada a efeitos de *feedback* entre processos erosivos e vegetação, e atuam em mudanças na conectividade (MAXWELL *et al.*, 2021; SACO *et al.*, 2020).

Figura 34- Processo de ravinamento em encosta na margem direita do rio Bastiões.



Fonte: Google Earth; a autora (outubro de 2021).

O canal fluvial nesse estilo pode estar confinado em alguns trechos diretamente com encostas íngremes ou suaves, com margens rochosas (figura 33- C), ou com materiais mais coesos, geralmente de textura mais fina (figura 33- A e B). Sua sinuosidade pode variar de baixa a média em alguns trechos. O canal, predominantemente contínuo, pode por vezes se apresentar descontínuo, em virtude da baixa declividade em alguns trechos, associado à alta disponibilidade de sedimento e a menor competência de transporte.

O EFVPCLA pode apresentar trechos com a presença de canais secundários, contornando ilhas ou barras arenosas fixas com certo grau de cobertura vegetal (Figura 35- A, B e E). Essa configuração é mais frequente no baixo curso do canal principal.

Na planície de inundação podem ocorrer áreas de *backswamp*, ou seja, áreas mais depressivas e mal drenadas. Essas unidades, é onde se depositam os materiais de textura fina em momentos de maior vazão, quando o fluxo extravasa as margens do canal e alcança amplamente a planície aluvial.

Figura 35-Unidades geomórficas do EFVPCLA no rio Bastiões e riacho São Gonçalo. A - Canal secundário (seta laranja) contornando ilha vegetada, B- ilha, canal secundário e barra arenosa lateral, C- Canais secundários (linhas vermelhas) D- Canal secundário em período de baixa vazão no riacho São Gonçalo, E- barra arenosa longitudinal.



Fonte: Google Earth; a autora (abril e maio de 2021).

Também se destaca nesse estilo a presença de múltiplos canais, ativados nos momentos de maior vazão, ou seja, que funcionam de forma efêmera ou curtamente intermitente (figura 35- C). De extensões variadas, podem se apresentar como trechos pequenos ou mais extensos (da ordem de alguns quilômetros), bem como com forma em planta paralela ao canal principal ativo ou trechos de múltiplos canais.

O mapa de detalhe (figura 36) e a matriz de estilos (quadro 9) detalham os aspectos do EFVPCLA e as unidades geomórficas associadas a ele. O leito é predominantemente arenoso e é comum feições típicas de rios aluviais como barras arenosas laterais, longitudinais, transversais ou de pontal (Figura 35- B e E), apontando o seu potencial deposicional, impulsionado pela grande disponibilidade de material sedimentar, menor energia de transporte e baixo gradiente. A própria descontinuidade do canal em alguns trechos, corrobora o peso e associação desses três fatores. A perda de competência de transporte também é responsável pela formação de diques marginais em alguns trechos, que apresentam diferença positiva de alguns metros entre as margens do canal e planície.

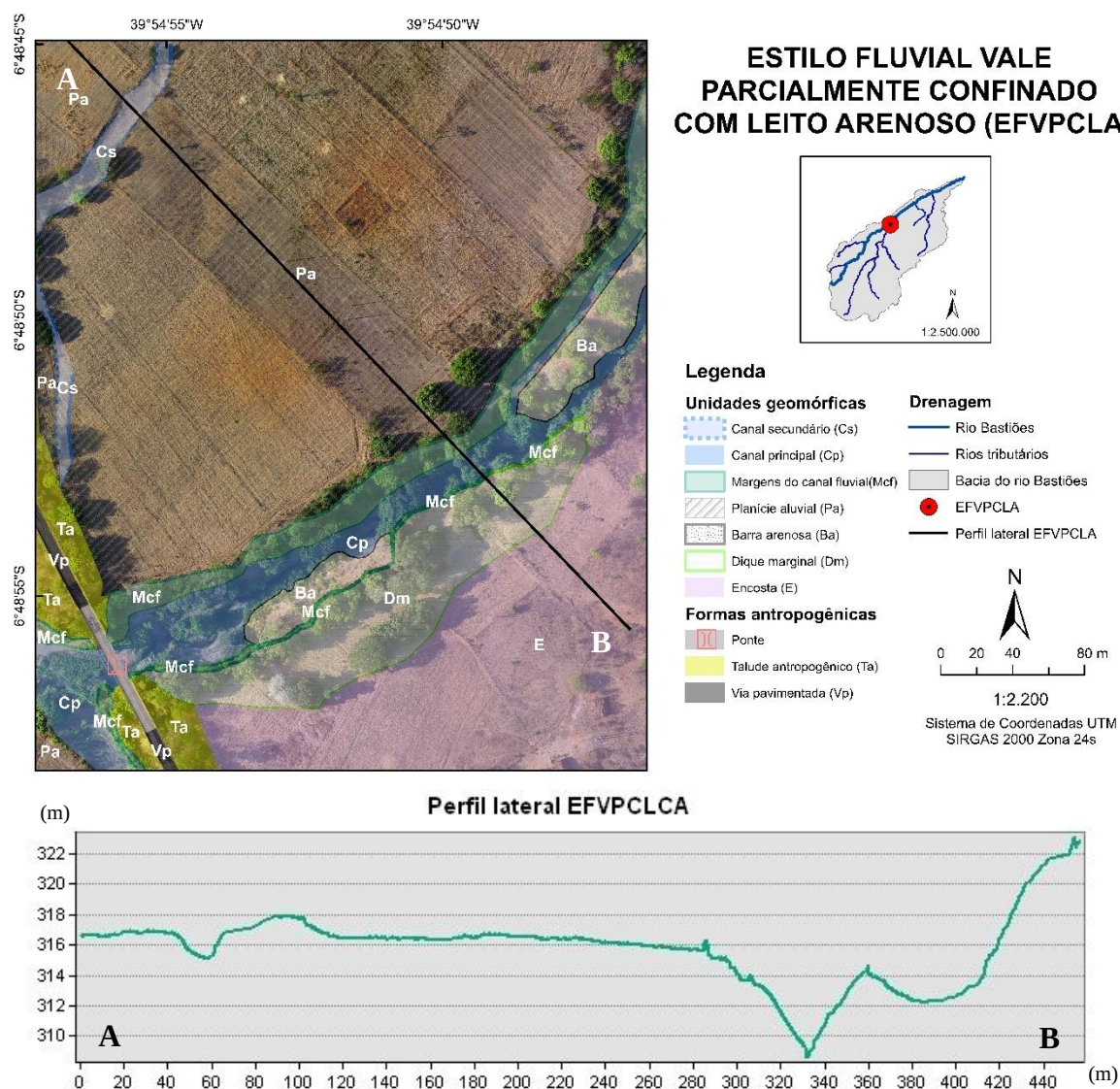
Especialmente no baixo curso, próximo ao exutório, ocorre a presença de terraços fluviais, em patamares mais elevados que as áreas de planície atual. Além disso, apesar da preponderância do material arenoso, em alguns pontos pode haver afloramentos rochosos, dentro ou nas margens do canal.

Nos períodos de baixa vazão a água superficial se restringe à poças e depressões no leito, bem como à pequenas barragens no canal. Já a água subsuperficial, de suma importância para a comunidade local, é explorada através da perfuração de poços amazonas e em períodos de seca prolongada, cujo nível freático diminui intensamente, em cacimbas escavadas dentro do próprio leito do rio.

É importante salientar que o segmento mapeado, assim como os demais trechos à jusante do Açude Canoas, até certa distância, é perenizado artificialmente por esta barragem nos períodos de seca. A Companhia de Gestão dos Recursos Hídricos (COGERH) por meio da alocação negociada de água, abre a válvula dispersora da barragem nos períodos de maior escassez hídrica, visando abastecer as comunidades ribeirinhas que dependem da água do rio para sobreviver e manter suas atividades agropastoris.

Como nos demais estilos há a presença de depósitos tecnogênicos associados às barragens no canal. Ademais, a intervenção antrópica também se dá através de atividades agropecuárias realizadas tanto na planície de inundação quanto nas áreas de encostas, bem como através de estradas, cercas, pontes e perfuração de poços.

Figura 36- Mapa de detalhe do EFVPCLA.



Fonte: Elaborado pela autora.

Outra atividade antrópica que ocorre em alguns trechos desse estilo de rio é a extração mineral de areia do leito do canal. Esse tipo de uso gera uma série de impactos negativos ao sistema fluvial. A partir dessa atividade há o desencadeamento de diversos problemas como o desmatamento das margens (Área de Preservação Permanente- APP), déficit na taxa local de sedimentos, aumento de processos erosivos, alteração do curso fluvial, compactação do solo, interferência na biota local, riscos de contaminação da água, entre outros (SANTOS; SAAD; STEVAUX, 2015; VIEIRA; REZENDE, 2015).

Quadro 9- Matriz de Estilos Fluviais: EFVPCLA.

VALE PARCIALMENTE CONFINADO COM LEITO ARENOSO- EFVPCLA	
CARACTERÍSTICAS FLUVIAIS	
Configuração do Vale	Parcialmente confinado
Configuração em Planta	Baixa sinuosidade, multicanais e contínuo
Geometria do Canal	Regular e assimétrico
Textura de Materiais	<u>Leito:</u> arenoso <u>Margens:</u> textura fina e rochosa <u>Planície:</u> textura fina
Unidades Geomórficas	<u>Formas associadas ao canal:</u> ▪ <i>Barras arenosas:</i> podem ser barras laterais, longitudinais, ou transversais, e refletem a disponibilidade local de material para ser depositado, bem como a menor energia do rio em mover esse sedimento. ▪ <i>Ilhas:</i> no interior do canal, de modo geral encontram-se com uma vegetação fixa, e dividem o fluxo formando canais secundários. ▪ <i>Canais secundários:</i> ocorrem na planície aluvial, ou em trechos com ilhas ou barras arenosas fixas, longitudinais ou transversais. ▪ <i>Planície de inundação descontínua:</i> de extensões variadas, podem ser conservadas ou não, neste último caso, pode ser dissecada por múltiplos canais. ▪ <i>Afloramentos rochosos:</i> podem ocorrer dentro do canal funcionando como pequenos impedimentos. ▪ <i>Depósitos fluvio-lagunares de origem antropogênica</i> <u>Formas associadas às margens:</u> ▪ <i>Diques marginais:</i> ocorrem em forma de faixa, contínua ou não entre as margens e a planície aluvial. ▪ <i>Encostas</i> ▪ <i>Barras arenosas laterais</i> ▪ <i>Afloramentos rochosos.</i> <u>Formas associadas à planície:</u> ▪ <i>Canais secundários:</i> contam com fluxo apenas no período de média/alta vazão. ▪ <i>Terraços fluviais:</i> indicam os níveis de inundação dentro da planície de inundação e ocorrem no baixo curso do canal principal. ▪ <i>Backswamp:</i> áreas rebaixadas da planície que ficam alagadas por mais tempo.
Vegetação associada	<u>Leito:</u> herbácea e aquática. <u>Margens:</u> arbóreo-arbustiva e herbácea.
COMPORTAMENTO DO RIO	
Baixa vazão	Fluxo ausente e acúmulo de água nas poças, depressões e barramentos no leito do rio. Mesmo no período seco há o armazenamento de água no nível freático do leito e da planície, os quais são explorados através da perfuração de poços.
Média vazão	Fluxo escoando no canal e com competência de transporte suficiente para remover materiais de granulometria mais grosseira como areia e cascalho.
Alta vazão	Fluxo extravasando o canal e atingindo diferentes níveis de inundação a depender da magnitude do evento, erosão das margens, incisão do canal, maior potência para transporte de materiais maiores como blocos e matacões.
CONTROLES	
Bacia a montante	Áreas de pedimento dissecado circundadas por porções mais elevadas dissecada em cristas
Geologia	Plúton Campos Sales- Assaré (Neoproterozoico)
Unidade de Paisagem	Pedimento Dissecado recoberto por caatinga e mata seca com uso agropecuário e urbano (PDcmau) e Planície Aluvial com mata ciliar e uso agropecuário (PAmca)
Zona Processual	Zona de transporte e deposição
Morfometria do Vale	Vale assimétrico com largura média de 7,6 km
Declive do Vale	Baixo gradiente (0,005 m/m)
Competência do Fluxo	Média competência de fluxo.

Intervenção Antrópica	Desmatamento e queimada associado à agricultura e pecuária na planície aluvial e áreas de encosta, perfuração de poços, extração mineral de areia no leito do rio, construção de cercas, estradas, casas, pontes, passagens molhadas, barragens no canal e impactos associados à área urbana.
-----------------------	---

Fonte: A autora.

Maia (2016) identificou no sertão paraibano dois estilos de rios, o canal arenoso com planície descontínua e o canal arenoso com controle de afloramento rochoso, os quais podem ser correlatos ao EFVPCLA, já que neste trabalho considerou-se trechos confinados em encostas rochosas ou em material coeso dentro de uma mesma classe. As unidades geomórficas identificadas por Almeida (2017) e Rodrigues (2021) também são muito parecidas ao que foi observado na BHRB.

Estilo Fluvial Vale Não Confinado de Leito Arenoso (EFVNCLA)

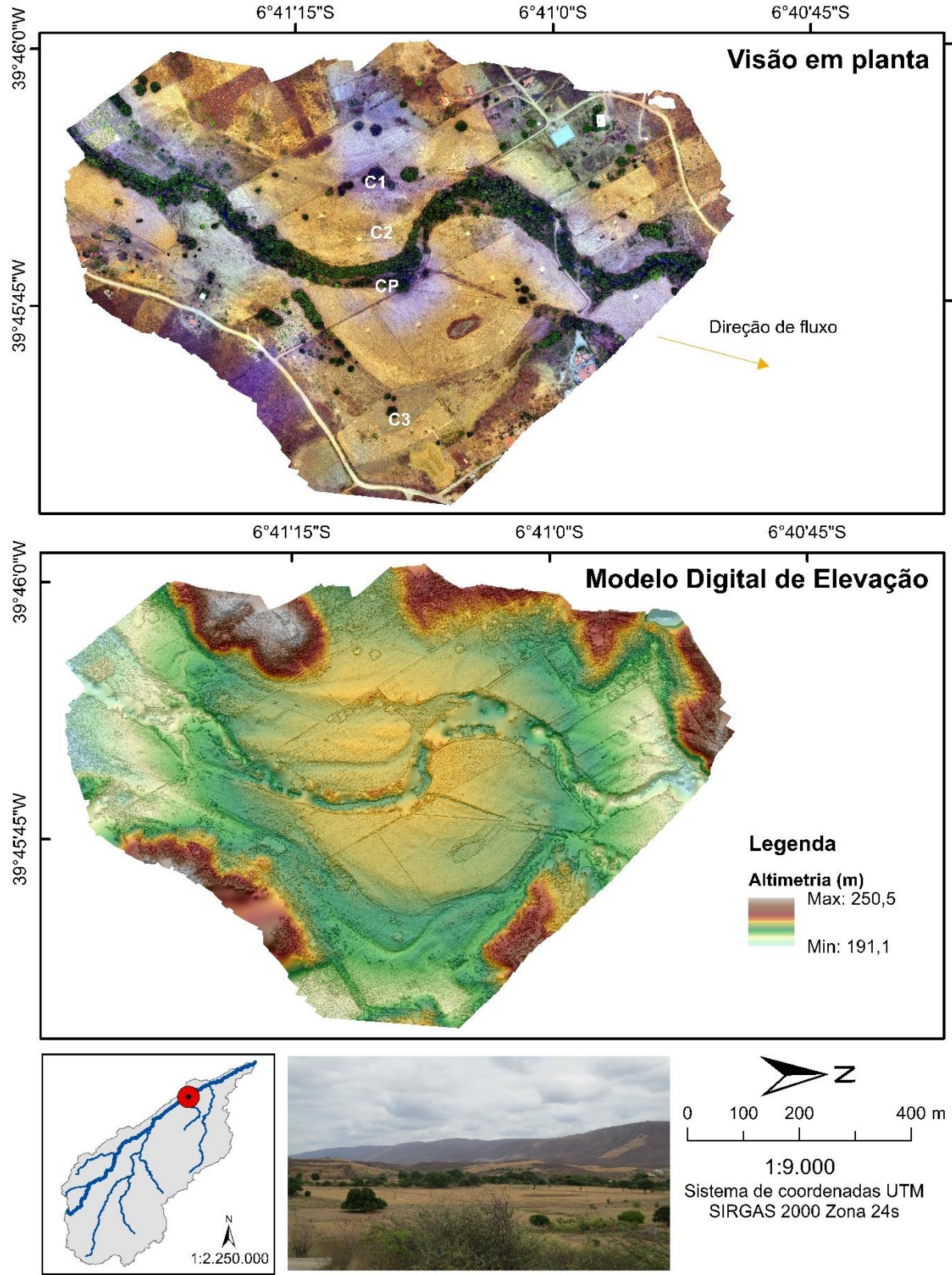
Esse estilo está presente quase exclusivamente nas partes média e inferior da bacia, em cotas abaixo dos 320 m do pedimento dissecado, exibindo gradiente entre 0,4m/km e 2m/km. Repousa sobre as litologias do Plúton Campos Sales - Assaré, Formação Antenor Navarro e Depósitos Aluvionares, e está associado às unidades de paisagem planícies aluviais sobre o pedimento dissecado. Assim, concentra-se em uma área marcada por uma topografia mais suave e com maior disponibilidade de material sedimentar para formar planícies de inundação em ambas as margens do canal fluvial.

É caracterizado por canal fluvial não confinado no vale, que conta com mais de 90% do trecho com presença de planície de inundação, conforme é notável na figura 37 que mostra a visão em planta desse estilo. Na imagem podemos observar a média sinuosidade do canal principal que no segmento se apresenta contínuo.

No MDE e na ortofoto (figura 37), especialmente na margem direita, é bem notável além do canal principal, a presença de outros canais secundários, também expostos na figura 38 - A. Esses múltiplos canais normalmente são ativos nos períodos de média e alta vazão escoando água e sedimento para o canal principal, dissecando a planície.

Na figura 37, é possível visualizar pelo menos três canais secundários paralelamente ao canal principal (C1, C2 e C3), que atualmente esculpe uma área aproximadamente 2 m mais elevada e bem mais incisa que os antigos canais.

Figura 37- Visão em planta e Modelo Digital de Elevação do Estilo Fluvial Vale Não Confinado com Leito Arenoso (rio Bastiões).



Fonte: Elaborado pela autora

Figura 38- Unidades geomórficas do EFVNCLA no rio Bastiões. A- Canal secundário paralelo ao canal principal, B- planície de inundação na margem direita, C- margem arenosa com raízes da vegetação exposta.



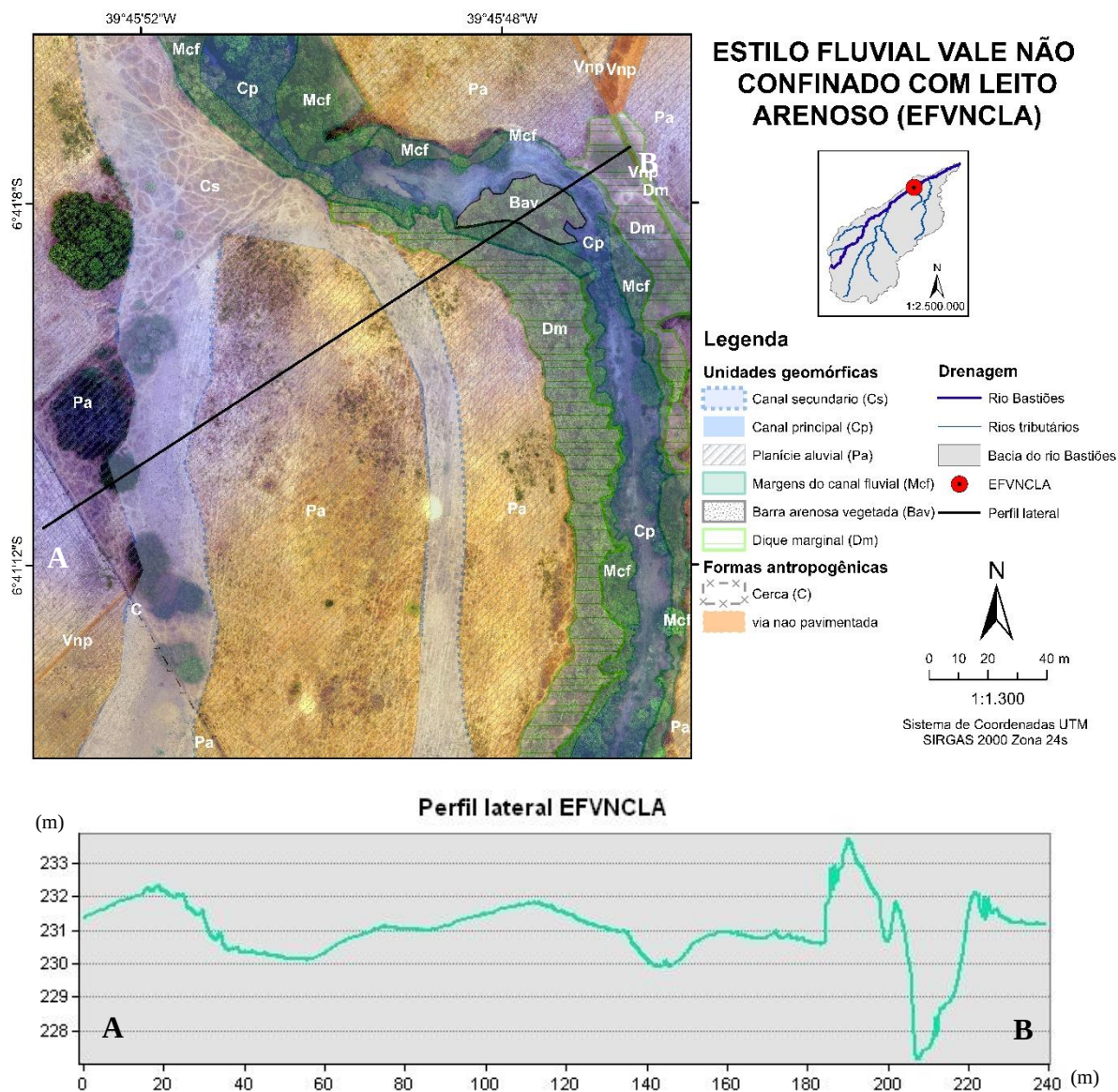
Fonte: A autora (outubro de 2021).

A figura 39 mostra o mapa de detalhe e o quadro 10 apresenta a matriz de estilos que resumem os aspectos gerais do EFVNCLA. No mapa observamos outros canais além do canal principal, que é bordejado por mata ciliar. Podem ser encontrados diques marginais e barras arenosas, os quais refletem a grande disponibilidade de sedimento no trecho, bem como a baixa competência do fluxo para transportar material, caracterizando esse estilo como de zona de deposição.

O canal é de modo geral bem definido, o leito é de textura predominantemente arenosa com margens de textura mais fina que, devido à ação da erosão fluvial tem em alguns pontos as raízes das árvores bastante expostas (figura 38- C). Esse estilo de rio se apresenta menos estável e ajustes são feitos para equilibrar o sistema em momentos de eventos de maior

magnitude. Dentre esses ajustes estão a erosão das margens e a incisão do canal, o que a longo prazo pode deslocar o canal principal para outro ponto da planície.

Figura 39- Mapa de detalhe do EFVNCLA.



Fonte: Elaborado pela autora.

Nos eventos de baixa magnitude, há ausência de fluxo no canal, e a água superficial fica limitada às depressões (figura 40) e barramentos no leito, já a água subsuperficial pode ser extraída nos períodos de seca através de poços na planície ou no próprio leito (cacimbas). Na média vazão o fluxo preenche o canal principal e os canais secundários são ativados movendo água e sedimentos para o canal principal. Por fim, na alta vazão o poder energético do fluxo se

multiplica sendo este capaz de mover materiais de grande diâmetro. O fluxo, que ocorre também nos canais secundários, extrapola o canal atingindo a planície e retrabalhando-a.

Quadro 10- Matriz de Estilos Fluviais: EFVNCLA.

VALE NÃO CONFINADO COM LEITO ARENOSO- EFVNCLA	
CARACTERÍSTICAS FLUVIAIS	
Configuração do Vale	Não confinado
Configuração em Planta	Média sinuosidade, multicanais e contínuo
Geometria do Canal	Regular e simétrico.
Textura de Materiais	<u>Leito:</u> arenoso <u>Margens:</u> textura fina <u>Planície:</u> textura fina
Unidades Geomórficas	<u>Formas associadas ao canal:</u> ▪ <i>Barras arenosas:</i> podem ser barras laterais, longitudinais ou transversais, e refletem a disponibilidade local de material para ser depositado, bem como a menor energia do rio em mover esse sedimento. ▪ <i>Planície de inundação contínua:</i> ocorre em ambas as margens do canal, e é inundada pelo fluxo em períodos de média e alta vazão. ▪ <i>Depósitos fluvio-lagunares de origem antropogênica</i> <u>Formas associadas às margens:</u> ▪ <i>Barras arenosas laterais</i> ▪ <i>Diques marginais</i> <u>Formas associadas à planície:</u> ▪ <i>Canais secundários:</i> dissecam a planície e são ativos nos períodos de média e alta vazão.
Vegetação associada	<u>Leito:</u> herbácea e aquática. <u>Margens:</u> arbóreo-arbustiva e herbácea.
COMPORTAMENTO DO RIO	
Baixa vazão	Fluxo ausente e acúmulo de água nas poças, depressões e barramentos no leito do rio. Mesmo no período seco há o armazenamento de água no nível freático do leito e da planície, os quais são explorados através da perfuração de poços.
Média vazão	Fluxo escoando no canal e com competência de transporte suficiente para remover materiais de granulometria mais grosseira como areia e cascalho.
Alta vazão	Fluxo extravasando o canal e atingindo a planície de inundação de acordo com o grau de magnitude do evento de cheia. Fluxo com alta energia de transporte, podendo mover materiais de grande diâmetro.
CONTROLES	
Bacia a montante	Áreas de pedimento dissecado circundadas por porções mais elevadas dissecada em cristas
Geologia	Plúton Campos Sales- Assaré (Neoproterozoico), Formação Antenor Navarro (Cretáceo) e Depósitos Aluvionares (Quaternário)
Unidade de Paisagem	Pedimento Dissecado recoberto por caatinga e mata seca com uso agropecuário e urbano (PDcmau) e Planície Aluvial com mata ciliar e uso agropecuário(PAmca)
Zona Processual	Zona de deposição
Morfometria do Vale	Vale simétrico com largura média de 8,2 km
Declive do Vale	Baixo gradiente (aprox. 0,001m/m)
Competência do Fluxo	Baixa competência de fluxo.
Intervenção Antrópica	Barramentos no canal, desmatamento e queimadas associados a agricultura e pecuária na planície e áreas de encosta, perfuração de poços, extração mineral de areia no leito do rio, construção de casas, cercas, estradas, passagens molhadas e impactos associados a área urbana.

Fonte: A autora.

Figura 40- Água acumulada no leito em período de baixa vazão em decorrência de impedimento causado por estrada não pavimentada. Notar a vegetação aquática no espelho d'água indicando o tempo prolongado que a água está parada e a presença de lixo nas margens.



Fonte: A autora (outubro de 2021).

A cobertura vegetal na área é afetada pelas atividades humanas, porém ainda se observa certo grau de mata ciliar ao longo das margens em alguns segmentos do canal principal. No trecho mapeado a intervenção antrópica ocorre através de barramentos no canal, perfuração de poços, extração mineral de areia no leito do rio, estradas, passagens molhadas e desmatamento e queimada associados à agricultura e pecuária.

Por ser uma área adjacente à zona urbana (sede municipal do município de Tarrafas) também é considerável os impactos associados a esse tipo de uso, os quais decorrem da alteração das taxas de impermeabilização do solo e escoamento superficial, através da construção de casas e ruas, despejo de efluentes e descarte impróprio de lixo (figura 40). Este último fato é bastante evidente devido ao papel recreativo que o rio exerce para a comunidade local.

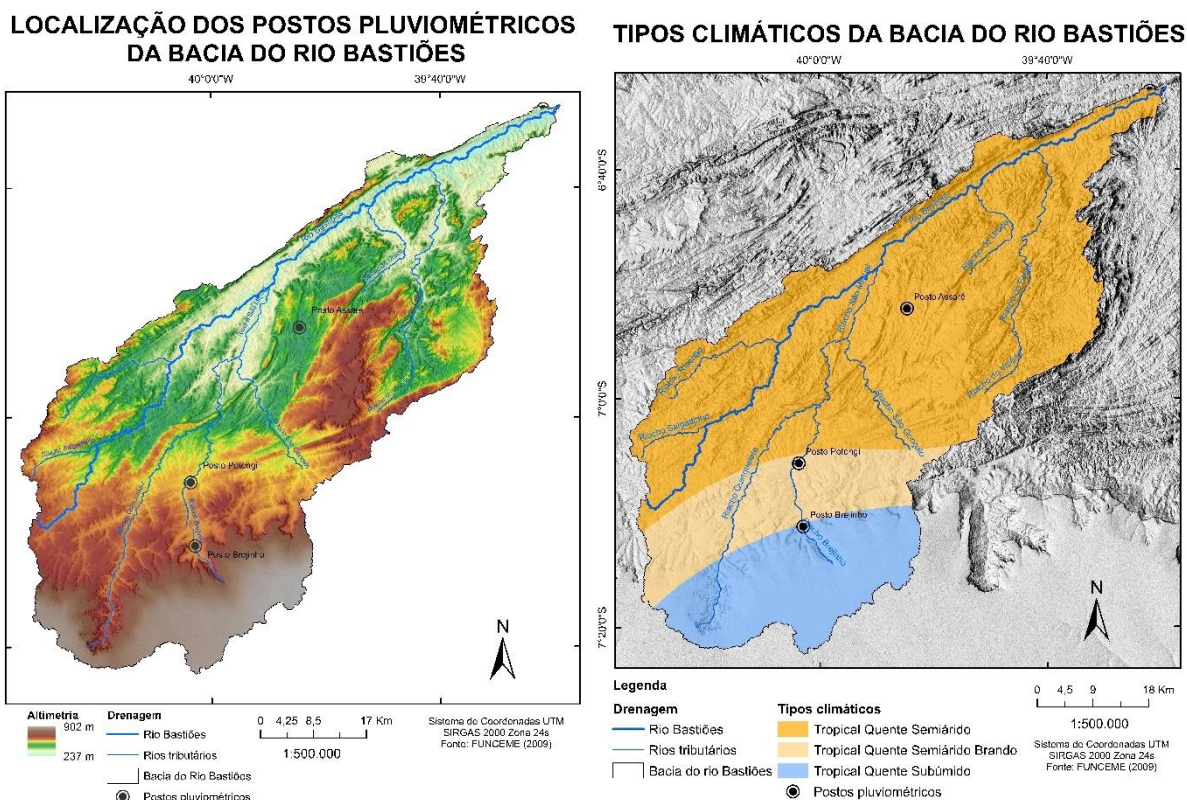
Rodrigues (2021) identificou um estilo fluvial não confinado com leito arenoso, no entanto, com menos diversidade em termos de unidades geomórficas que o EFVNCLA. Ademais o estilo apresentado pelo autor, localizado no semiárido paraibano não possui vazão natural pois é regulado por perenização artificial.

4.2 Contexto climático da bacia do rio Bastiões

De modo geral o clima da BHRB é quente com temperatura média maior que 18°C em todos os meses do ano. A área está condicionada à fatores orográficos que lhe proporcionam a existência de três tipos climáticos: o clima Tropical Quente Semiárido, Tropical Quente

Semiárido Brando e o clima Tropical Quente Subúmido, estes condicionados topograficamente pelo Planalto do Araripe ao sul e pelo Maciço do Quincuncá à sudeste (figura 41).

Figura 41- Localização dos postos pluviométricos e tipos climáticos da BHRB.

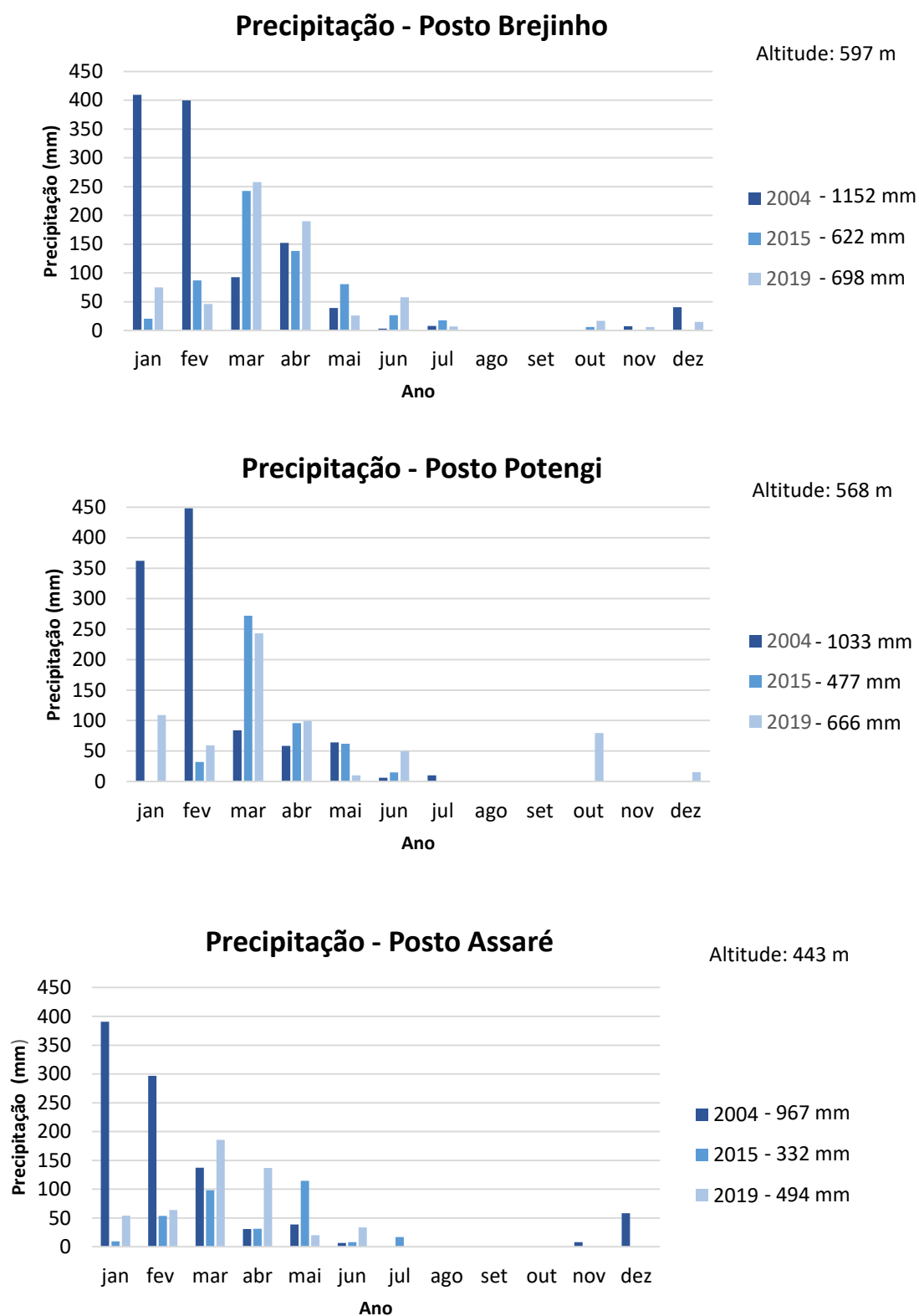


Fonte: Elaborado pela autora.

Alguns dados de precipitação da área, na qual se fica evidente a quadra chuvosa, podem ser observados no gráfico das precipitações (figura 42) e na normal climatológica (tabela 02), para alguns anos e postos pluviométricos representativos dos tipos climáticos.

O posto Brejinho, localizado mais ao sul, está na área mais úmida (clima tropical quente subúmido), o posto Potengi está num setor de transição, da área mais úmida para a mais seca (clima tropical semiárido brando) e o posto Assaré está na área central, caracterizada por um clima mais seco (clima tropical semiárido). A posição espacial dos postos na BHRB consta na figura 41.

Figura 42- Precipitação anual dos postos Brejinho (subúmido), Potengi (semiárido brando) e Assaré (semiárido).



Fonte: FUNCEME.

Tabela 2- Normal climatológica de precipitação dos postos Brejinho, Potengi e Assaré.

NORMAL CLIMATOLÓGICA (1991 – 2020)													
POSTO PLUVIOMÉTRICO	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JU	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	MÉDIA
BREJINHO*	110	164	199	138	48	10	6	1	3	10	29	62	781
POTENGI	122	127	169	125	44	7	4	0	0	5	19	40	665
ASSARÉ	102	142	160	107	47	11	4	0	5	11	15	40	644

*Posto com recorte temporal de 20 anos (2001- 2020), devido a ausência e lacuna de dados.

Fonte: FUNCEME.

Os dados representados na figura 42, são relativos aos anos de 2004, 2015 e 2019, o primeiro ano foi considerado chuvoso, sendo classificado como um ano de *El Niño* fraco, no entanto, tanto o *El Niño* (até o meio do ano), o *La Niña* e o Dipolo do Atlântico encontravam-se neutros, o que teve como resultado um grande volume de chuvas para todo o estado do Ceará. O ano de 2015 (*El Niño* muito forte), teve nos primeiros meses a atuação fraca desse fenômeno, no entanto, aproximadamente em junho passou para nível moderado e foi se intensificando até adentrar o ano de 2016. Foi marcado por um déficit pluviométrico de 30,1%, agravando o cenário de estiagem no Ceará, cujo início se deu em 2012. Por fim, o ano de 2019 foi considerado dentro da média histórica de chuvas, sendo classificado como um ano de neutralidade climática (FUNCEME, 2019; NULL, 2023; SILVA, 2017).

A atuação dos fenômenos *El Niño* e *La Niña* entre os anos de 1991 a 2020 (quadro 11) fundamenta a classificação dos anos descritos acima. Esses fenômenos são de suma importância pois, em combinação com outros fatores climáticos, são responsáveis respectivamente pelos menores e maiores índices pluviométricos na região semiárida do Brasil.

Quadro 11- Atuação do *El Niño* e *La Niña* entre os anos de 1991 a 2020.

ANO	FENÔMENO ATUANTE	ANO	FENÔMENO ATUANTE	ANO	FENÔMENO ATUANTE
1991	<i>El Niño</i> forte	2001	Neutralidade	2011	<i>La Niña</i> moderado
1992	Neutralidade	2002	<i>El Niño</i> moderado	2012	Neutralidade
1993	Neutralidade	2003	Neutralidade	2013	Neutralidade
1994	<i>El Niño</i> moderado	2004	<i>El Niño</i> fraco	2014	<i>El Niño</i> fraco
1995	<i>La Niña</i> moderado	2005	<i>La Niña</i> fraco	2015	<i>El Niño</i> muito forte
1996	Neutralidade	2006	<i>El Niño</i> fraco	2016	<i>La Niña</i> fraco
1997	<i>El Niño</i> muito forte	2007	<i>La Niña</i> forte	2017	<i>La Niña</i> fraco
1998	<i>La Niña</i> muito forte	2008	<i>La Niña</i> fraco	2018	<i>El Niño</i> fraco
1999	<i>La Niña</i> muito forte	2009	<i>El Niño</i> moderado	2019	Neutralidade
2000	<i>La Niña</i> fraco	2010	<i>La Niña</i> forte	2020	<i>La Niña</i> moderado

FONTE: NULL, 2023.

Observando os gráficos e a normal climatológica percebe-se que o período de maior pluviosidade nesses postos está entre os meses de janeiro a abril. É notório ainda que o ano de 2004 foi bastante chuvoso, especialmente nos meses de janeiro e fevereiro devido a atuação de frentes frias, ZCIT e VCANs (CLIMANÁLISE, 2004). No mês de janeiro todos os postos ultrapassaram os 350 mm, já em fevereiro os postos Brejinho e Potengi atingiram os valores de 400 e 449 mm, respectivamente, enquanto o posto Assaré, mais seco, atingiu os 297 mm. Para esses meses do ano, todos os valores observados estão bem acima da média histórica. Dentro desse contexto, em 2004 todos os postos tiveram um saldo de mais de 1000 mm, com exceção do posto Assaré, que quase alcançou essa marca, atingindo 967 mm. Deste modo, houve uma amplitude de 185 mm entre o posto mais e menos chuvoso.

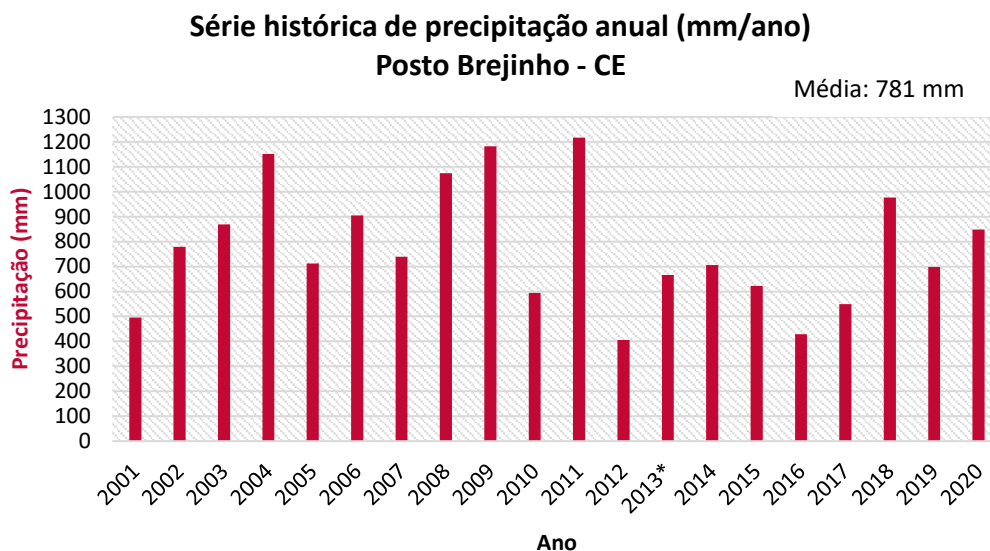
O ano de 2015, foi marcado por uma seca muito forte na região. O mês de janeiro, de forma oposta à 2004, apresenta índices baixíssimos chegando ao valor zero no posto Potengi, 9 mm no posto Assaré e 21 mm no posto Brejinho, valores muito abaixo da média, que está entre 102 e 122 mm para esse mês. O mês de março que é o mais chuvoso da quadra na região, apresentou valores dentro da média histórica, com exceção do posto Assaré, onde atingiu 98 mm diante dos 160 mm esperados para esse mês. O total pluviométrico anual foi de 622 mm para Brejinho, 477 mm para Potengi e 332 para Assaré, todos abaixo da média histórica, assinalando uma tendência de menores valores totais pluviométricos nos postos marcados por clima mais seco. A amplitude pluviométrica foi de 290 mm entre os postos Brejinho e Assaré.

Por fim, o ano de 2019, foi marcado por neutralidade climática, no entanto o comportamento das chuvas apontou para um ano com maior tendência à seca. O mês de janeiro e fevereiro apresentaram índices abaixo da média em todos os postos; março apresentou valores acima da média histórica, oscilando entre 186 mm no posto mais seco e 258 mm no posto mais úmido. No mês de abril, apenas o posto Potengi não alcançou a média esperada, e a partir de maio todos ficam abaixo da média. Para este ano a amplitude pluviométrica foi de 204 mm entre os postos mais e menos chuvosos.

As séries históricas (figuras 43, 44 e 45), mostram que o valor médio de precipitação total para o período analisado é maior no posto de clima mais úmido e menor no de clima mais seco, conforme é esperado. Ademais, além dos anos representativos expostos na figura 42, evidencia-se outros anos chuvosos (1995, 1996 e 2020, por exemplo) e secos (1998, 2001 e 2016,), embora haja algumas diferenças entre os postos para um mesmo ano, de modo que um ano seco em um posto pode não o ser em outro. Tal fato se justifica pela irregularidade espacial das precipitações no semiárido brasileiro, um exemplo disso é o ano de 2008, chuvoso nos

outros postos, foi abaixo da média no posto Assaré, já o ano de 2017 foi acima da média neste posto e abaixo da média nos demais.

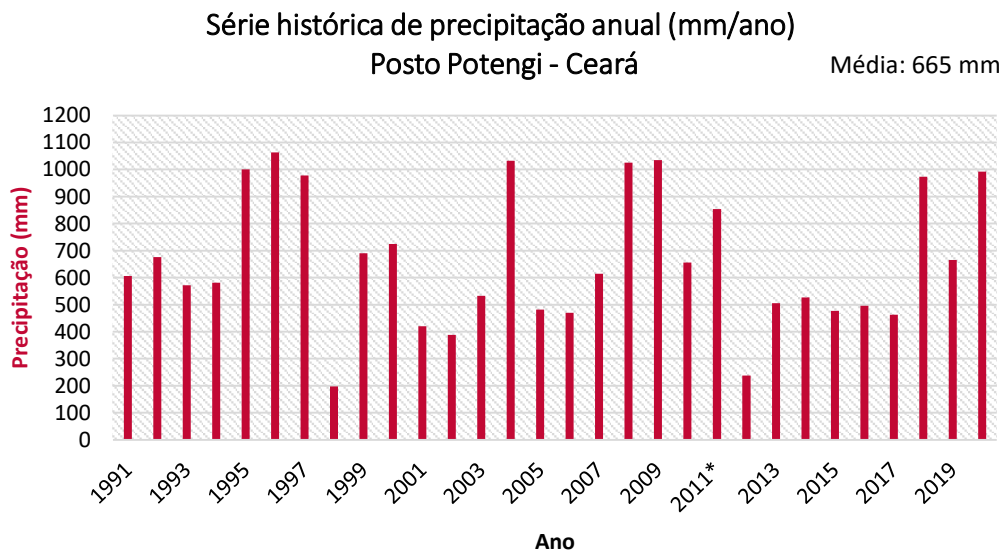
Figura 43- Série histórica de precipitação para o posto Brejinho (ano meteorológico).



* Há lacunas de dados no ano de 2013: faltam dados de 100 dias, em meses fora da quadra chuvosa (agosto a outubro e dezembro).

Fonte: FUNCEME.

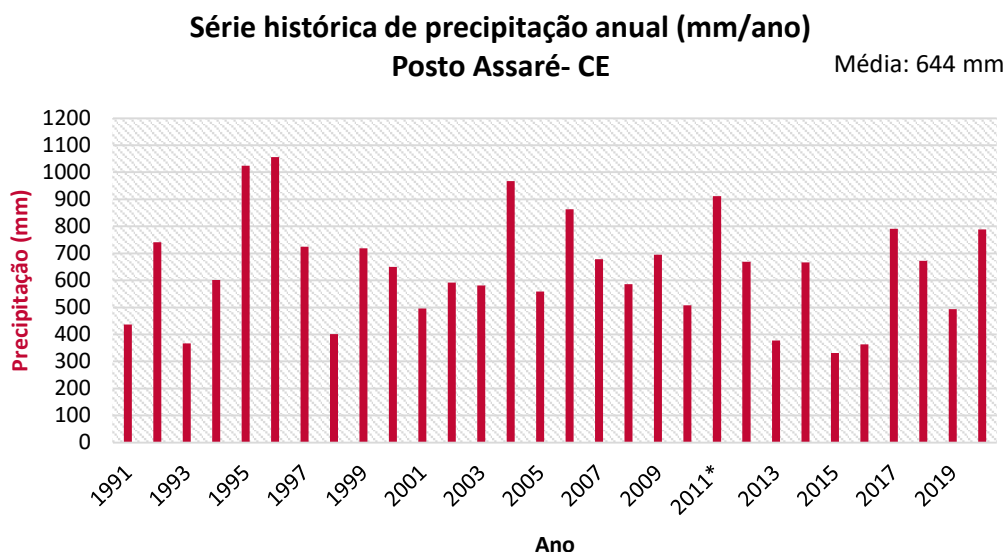
Figura 44 - Série histórica de precipitação para o posto Potengi (ano meteorológico).



* Há lacunas de dados nos anos de: 2008, faltam 28 dias; 2011, faltam 25 dias; 2007, 2009, 2010 e 2020 faltam entre 1 e 2 dias. Em todos os anos as lacunas de dados estão em meses fora da quadra chuvosa.

Fonte: FUNCEME.

Figura 45 - Série histórica de precipitação para o posto Assaré (ano meteorológico).



* Há lacunas de dados nos anos de: 2010, faltam 13 dias; 2011, faltam 10 dias e 2020 faltam 5 dias. Em todos os anos as lacunas estão em meses fora da quadra chuvosa.

Fonte: FUNCEME.

Observando a tabela 3 e a figura 46 podemos analisar a estatística descritiva das seguintes variáveis de precipitação da BHRB: chuva total, dias de chuva, dias de chuva efetiva, dias consecutivos sem chuva e dias consecutivos sem chuva efetiva.

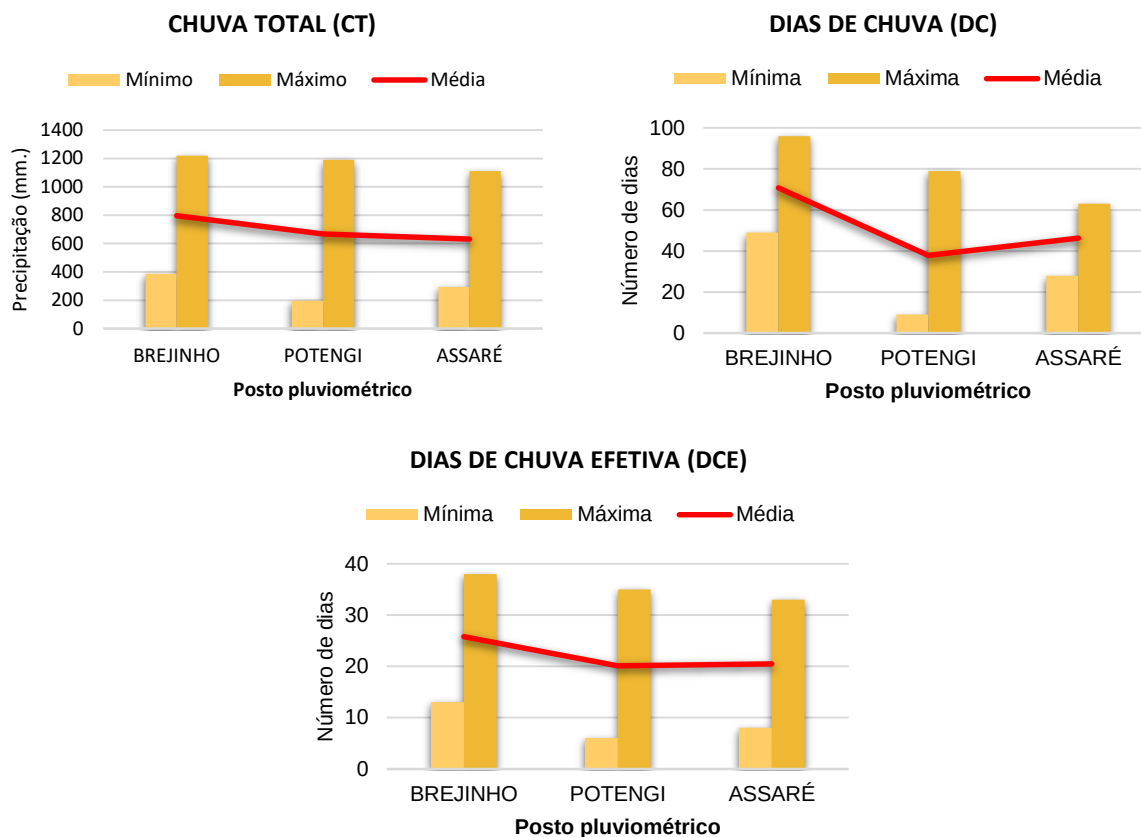
Tabela 3- Estatística descritiva das variáveis de precipitação na bacia do rio Bastiões.

ESTATÍSTICA DESCRITIVA DAS VARIÁVEIS DE PRECIPITAÇÃO (1991- 2020*)								
Variável	Posto	Amplitude	Mínima	Máxima	Média (x)	Mediana (Md)	Soma	Desvio padrão (S)
CHUVA TOTAL	BREJINHO	832	387	1219	796	778,1	15124	252,2
	POTENGI	993	197	1190	666,5	608,6	18663	247,5
	ASSARE	815	295	1110	631,9	632,3	18326	189,3
DIAS DE CHUVA (DC)	BREJINHO	47	49	96	70,8	69	1346	13,7
	POTENGI	70	9	79	37,8	33	1058	119,6
	ASSARE	35	28	63	46,3	46	1343	9,8
DIAS DE CHUVA EFETIVA (DCE)	BREJINHO	25	13	38	25,8	26	491	8,1
	POTENGI	29	6	35	20,1	20	564	7,1
	ASSARE	25	8	33	20,5	21	595	6,2
DIAS CONSECUTIVOS SEM CHUVA (DCSC)	BREJINHO	55	257	312	279,7	280	5314	19,5
	POTENGI	85	269	354	322	326,5	9017	23,3
	ASSARE	42	292	334	310,8	310	9012	11,4
DIAS CONSECUTIVOS SEM CHUVA EFETIVA (DCSCE)	BREJINHO	31	321	352	331,2	333	6292	16,7
	POTENGI	26	327	353	342,2	344	9582	7,8
	ASSARE	56	300	356	340,1	341	9864	10,2

*Com exceção do Posto Brejinho, que abrange o período de 2001 a 2020.

Fonte: FUNCEME.

Figura 46- Gráficos das variáveis de precipitação CT, DC e DCE da BHRB.



Fonte: FUNCEME.

Analisando os valores de Chuva Total (CT) nos postos pluviométricos nota-se que o posto Brejinho, mais úmido, é o que possui a maior média de precipitação total, com 796 mm, apresentando valores mínimo e máximo de 387 e 1219 mm, respectivamente. Esse posto está a uma altitude de 597 m, e localizado na porção sudeste da bacia (Figura 41), o que espacialmente condiz com uma área que é submetida ao fator topográfico da Chapada do Araripe. Mais especificamente, o posto está localizado em uma área mais próxima ao lado leste do planalto, setor de barlavento, o qual consequentemente recebe mais umidade, o que ocasiona a formação de chuvas orográficas, e, portanto, mais umidade.

Por outro lado, o posto Assaré, à 443 m de altitude, é o que possui a menor média pluviométrica, 631,9 mm, com valores mínimo e máximo de 295 e 1110 mm, respectivamente. O valor é esperado, visto que este é um posto de uma região mais baixa e de clima mais seco, longe da influência mesoclimática que existe no posto Brejinho, já que está a uma distância de cerca de 40 quilômetros deste em linha reta. Ademais, também se encontra à retaguarda do Maciço do Quincuncá, cuja altitude ultrapassa os 700 m, o que significa que, por estar em uma

área de sotavento é marcado por menor pluviosidade em contraposição à área de barlavento, que concentra maior umidade. Os dados do posto Altaneira, que fica no topo do maciço, corroboram a afirmativa, já que para os anos representativos para o padrão seco, chuvoso e neutro, este exibe sempre valores consideravelmente acima das médias pluviométricas do posto Assaré. O posto Potengi, possui dados de chuva total medianos em relação aos demais.

A segunda variável se trata dos Dias de Chuva (DC) contabilizados a cada ano em cada posto, e que reflete a quantidade de dias em que houve precipitação. No entanto, esses valores não implicam necessariamente em escoamento superficial e consequente vazão para os canais fluviais, já que nessa variável são considerados todos os valores superiores a zero, ainda que sejam insuficientes para gerar fluxo superficial.

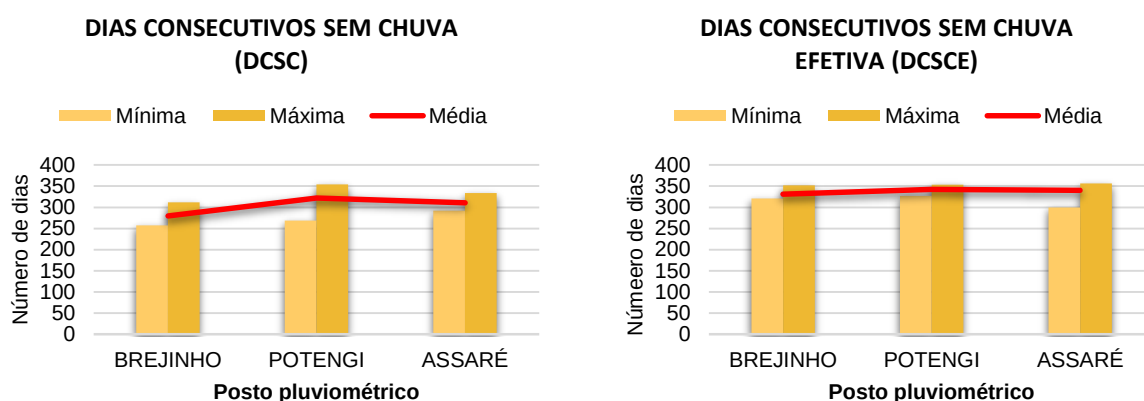
Observando os dados, nota-se que com relação à média de dias de chuva, Brejinho foi o posto com maior valor médio: 70,8 de dias de chuva, com máximo de 96 e mínimo de 49 dias, em contraposição a Potengi (situado a 567m de altitude), com média de 37,8 dias, e máximo de 79 e mínimo de 9 dias. Apesar de Potengi apresentar maiores valores máximo de DC do que o posto Assaré, fica com a menor média devido ao reduzido número de dias de chuva efetiva: apenas 9, frente aos 28 dias de chuva do posto Assaré.

A terceira variável é a dos Dias de Chuva Efetiva (DCE), e denota eventos chuvosos superiores a 10 mm que estão associados à geração de escoamento superficial. Na bacia, os dados de DCE mostram que o posto Brejinho tem o maior número médio (25,8) com valores mínimo e máximo de 13 e 38 dias. Assaré fica em posição intermediária, com média de 20,5 e valores mínimo e máximo de 8 e 33 dias, e Potengi com a menor média (20,1) e valores mínimo e máximo de 6 e 35 dias. Assim como na variável de DC, Potengi fica com a menor média devido aos menores valores de DCE em comparação ao posto Assaré.

Os valores acima apontam um maior potencial pluviométrico para o posto Brejinho. Ou seja, teoricamente, esses dados significam que na região do posto Brejinho há maior escoamento superficial do que na de Assaré ou Potengi, contudo, é importante ressaltar a importância da litologia nesse aspecto. Enquanto em Brejinho, predomina uma litologia sedimentar, portanto mais porosa e permeável, expressa pela Formação Exu, Grupo Santana e Depósitos Colúvio-eluviais; nos demais postos predomina uma litologia metamórfica e ígnea, por conseguinte, menos porosa, o que induz a maiores taxas de escoamento superficial. Assim sendo, mesmo com menores valores de DCE, os postos Assaré e Potengi podem apresentar maior escoamento superficial, visto que na região sedimentar boa parte da precipitação será infiltrada para a zona subsuperficial.

As outras duas variáveis de precipitação são apresentadas na figura 47. A variável dos Dias Consecutivos Sem Chuva (DCSC) representa a soma dos dias consecutivos que aquela área ficou sem receber chuva durante o ano. Está diretamente associada ao prolongamento do período seco, onde comumente pode se passar quatro ou cinco meses sem ocorrer um único evento de precipitação. Logicamente os valores dessa variável tendem a ser maiores em anos de eventos extremos de seca.

Figura 47- Gráficos das variáveis de precipitação DCSC e DCSCE da BHRB.



Fonte: FUNCEME.

Nessa variável, as posições dos postos mudam: Potengi ocupa a primeira posição com média de 322 dias, máximo de 354 e mínimo de 269 dias; e Brejinho a última posição, com média de 280 dias, máximo de 312 e mínimo de 257 dias. O posto Assaré, neste caso se encontra em posição intermediária. Nos postos Brejinho e Assaré, o ano com maiores dias consecutivos sem chuva foi o de 2016, considerado entre os piores da história, já que era o quinto ano consecutivo de uma seca prolongada no estado do Ceará; já no posto Potengi o ano com maior DCSC foi 1998, que também experimentou uma seca severa.

Por fim, a quinta e última variável se refere aos Dias Consecutivos Sem Chuva Efetiva (DCSCE), que apresenta a quantidade de dias consecutivos com ausência de chuvas somados a dias com precipitação inferior a 10 mm. Essa variável, reflete o período de tempo em que a área ficou ausente de eventos pluviométricos capazes de gerar escoamento superficial.

Os dados de DCSCE apresentam Potengi com os maiores valores com média de 342,2, máximo de 353 e mínimo de 327 dias, e Brejinho com os menores valores, com média de 331,2, máximo de 352 e mínimo de 321. Observamos que nessa variável a diferença entre esses postos é menor (11 dias), do que na variável DCSC (42,3 dias) o que indica que, apesar do total de

DCSC em Brejinho ser bem menor do que em Potengi, há um valor considerável de dias onde os eventos de precipitação em Brejinho não eram de chuva efetiva (51,5 dias), ou seja, não significavam geração de escoamento superficial, já no posto Potengi a diferença entre DCSC e DCSCe é de apenas 20,2 dias. Os dados de DC corroboram a afirmativa pois, enquanto somente 25,8 do total de 70,8 de DC eram de chuva efetiva no posto Brejinho, no posto Potengi 20,5 dos 37,8 de DC eram de chuva efetiva. Ou seja, de acordo com esses dados, considerando a proporcionalidade entre os postos, Potengi apresenta um melhor índice de escoamento superficial.

Diante do comportamento pluviométrico predominante na BHRB, foi ainda primordial a definição da magnitude dos eventos de precipitação (tabelas 4, 5 e 6) a fim de compreender o comportamento dos fluxos de matéria e energia.

Tabela 4- Magnitude dos eventos de precipitação do Posto Brejinho.

MAGNITUDE DOS EVENTOS DE PRECIPITAÇÃO* - POSTO BREJINHO													
ANO	SET	OUT	NOV	DEZ	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	TOTAL
2002	23	7	6	132	200	78	195	162	15	0	10	0	828
2003	14	0	48	57	115	177	314	98	86	0	0	0	908
2004	0	0	59	21	409	399	93	152	39	3	8	0	1184
2005	0	0	7	41	141	56	232	115	15	0	0	0	607
2006	3	0	55	95	35	251	214	242	100	0	2	0	997
2007	0	0	14	47	20	344	215	71	28	28	0	0	768
2008	0	0	2	31	104	251	349	261	65	0	1	0	1064
2009	0	0	11	33	63	165	293	375	142	12	31	0	1124
2010	0	0	10	91	36	66	64	222	11	5	2	0	507
2011	0	43	20	125	220	291	270	92	131	10	2	15	1219
2012	0	62	65	58	23	140	140	25	20	7	0	0	541
2015	2	35	93	35	21	87	242	138	81	27	18	0	778
2016	0	6	1	1	181	84	65	21	19	8	0	0	387
2017	11	4	3	33	121	91	200	60	7	5	0	0	535
2018	0	2	46	16	33	326	69	132	30	0	0	0	654
2019	0	13	85	288	75	46	258	190	26	58	7	0	1046
2020	0	17	6	15	149	213	241	150	52	23	0	0	867

 **ALTA MAGNITUDE:**
(acima de 343 mm)

 **MODERADA MAGNITUDE:**
(entre de 343 e 199 mm)

 **BAIXA MAGNITUDE:**
(abaixo de 199 mm)

* Dados do ano hidrológico.

Fonte: FUNCEME.

Tabela 5- Magnitude dos eventos de precipitação do Posto Potengi.

MAGNITUDE DOS EVENTOS DE PRECIPITAÇÃO* - POSTO POTENGI													
ANO	SET	OUT	NOV	DEZ	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	TOTAL
1991	28	6	51	0	118	79	213	179	7	0	0	0	681
1992	0	0	11	0	212	175	145	80	25	0	39	0	687
1993	0	0	0	0	71	121	120	59	77	18	0	0	466
1994	0	3	84	19	79	80	54	168	50	63	2	0	601
1995	11	4	11	60	86	375	192	165	91	3	21	0	1019
1996	0	8	33	27	313	164	162	175	28	3	0	6	918
1997	1	31	110	71	213	136	450	129	34	8	7	0	1190
1998	0	0	0	0	0	0	96	101	0	0	0	0	197
1999	0	0	0	0	303	34	156	50	73	0	0	0	616
2000	0	0	1	73	142	207	160	137	13	0	0	0	732
2001	0	0	0	66	56	60	125	87	18	0	0	0	412
2002	0	0	0	74	95	48	137	38	69	0	2	0	462
2003	0	0	0	0	55	94	134	72	141	0	0	0	495
2004	0	0	0	37	362	448	84	58	64	6	10	0	1070
2005	0	0	0	0	169	16	200	32	10	0	0	0	427
2006	0	0	0	55	0	121	77	228	45	0	0	0	526
2007	0	0	0	0	7	217	197	133	6	2	0	0	562
2009	0	0	0	16	45	115	236	327	168	0	48	0	955
2010	0	0	30	66	56	60	109	252	19	1	0	0	593
2011	0	3	9	148	218	266	161	62	84	5	0	0	955
2013	0	0	0	0	143	21	61	96	0	23	2	0	346
2014	0	0	35	125	16	16	121	149	35	0	0	0	497
2015	0	0	120	70	0	32	272	96	62	15	0	0	667
2016	0	0	0	0	265	48	108	0	40	0	0	0	461
2017	0	0	0	35	201	86	78	84	9	5	0	0	498
2018	0	0	0	0	27	298	81	243	22	0	0	0	670
2019	0	0	119	186	109	60	243	100	10	50	0	0	875
2020	0	80	0	16	111	209	356	276	27	14	0	0	1088



ALTA MAGNITUDE:
(acima de 332 mm)



MODERADA MAGNITUDE:
(entre de 332 e 148 mm)



BAIXA MAGNITUDE:
(abaixo de 148 mm)

* Dados do ano hidrológico.

Fonte: FUNCEME.

Analisando os dados percebemos que de modo geral, após os eventos de baixa magnitude, que naturalmente predominam, os eventos de magnitude moderada são os que se sobressaem. Há um total de 21 eventos de moderada magnitude em Brejinho (considerando que esse valor provavelmente deva ser maior, devido ao recorte temporal reduzido em relação aos demais postos), 38 eventos em Potengi e 39 em Assaré. Já os de alta magnitude, devido ao seu maior tempo de retorno, oscilam entre 5 (Brejinho e Potengi) e 6 eventos (Assaré) dentro do período analisado. Os anos onde ocorreram esses eventos extremos em todos os postos são 1997

(com exceção de Brejinho, pois está fora do recorte temporal avaliado); 2004; e 2020 (com exceção do posto Brejinho que neste ano apresentou apenas eventos moderados).

Tabela 6- Magnitude dos eventos de precipitação do Posto Assaré.

MAGNITUDE DOS EVENTOS DE PRECIPITAÇÃO* - POSTO ASSARÉ													
ANO	SET	OUT	NOV	DEZ	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	TOTAL
1991	10	10	40	95	59	59	106	188	23	0	0	0	590
1992	0	0	2	0	166	331	160	45	3	4	5	0	716
1993	27	0	0	0	67	70	96	59	15	0	6	0	338
1994	0	0	29	26	64	78	102	109	37	81	3	0	529
1995	0	21	0	106	118	347	257	207	51	3	0	0	1110
1996	0	11	27	4	216	197	192	177	117	3	0	0	943
1997	18	15	36	86	131	81	297	113	47	4	9	0	838
1998	0	0	0	41	86	63	114	85	0	0	0	0	389
1999	0	0	0	53	125	75	164	128	98	0	0	0	643
2000	13	41	11	64	83	208	89	134	2	20	6	3	673
2001	38	0	0	68	59	59	166	27	55	23	0	0	495
2002	11	17	0	79	166	85	116	90	46	8	13	2	633
2003	23	0	12	31	84	78	170	118	65	20	0	0	601
2004	0	0	0	46	391	297	137	31	39	7	0	0	947
2005	0	0	8	58	107	15	259	57	45	1	0	0	550
2006	0	0	5	69	0	289	262	159	80	0	0	0	865
2007	0	6	34	32	50	244	80	157	26	8	0	0	636
2008	0	12	0	102	37	186	194	140	16	0	0	0	688
2009	0	0	0	12	37	68	97	274	149	0	37	0	674
2010	0	0	0	33	44	35	124	142	9	22	0	0	407
2013	0	2	10	8	61	53	52	53	35	19	4	0	295
2014	0	6	0	96	20	266	123	58	57	0	0	0	627
2015	14	28	94	6	9	53	98	31	115	8	17	0	474
2016	0	0	0	0	162	26	98	17	38	5	0	0	345
2017	4	0	0	14	147	181	288	79	69	19	0	0	802
2018	0	0	7	0	33	230	66	148	55	2	0	0	541
2019	0	11	52	75	54	64	186	137	20	34	0	0	632
2020	0	0	0	0	169	141	295	120	11	0	0	0	736



ALTA MAGNITUDE:
(acima de 294 mm)



MODERADA MAGNITUDE:
(entre de 294 e 132 mm)



BAIXA MAGNITUDE:
(abaixo de 132 mm)

* Dados do ano hidrológico.

Fonte: FUNCEME.

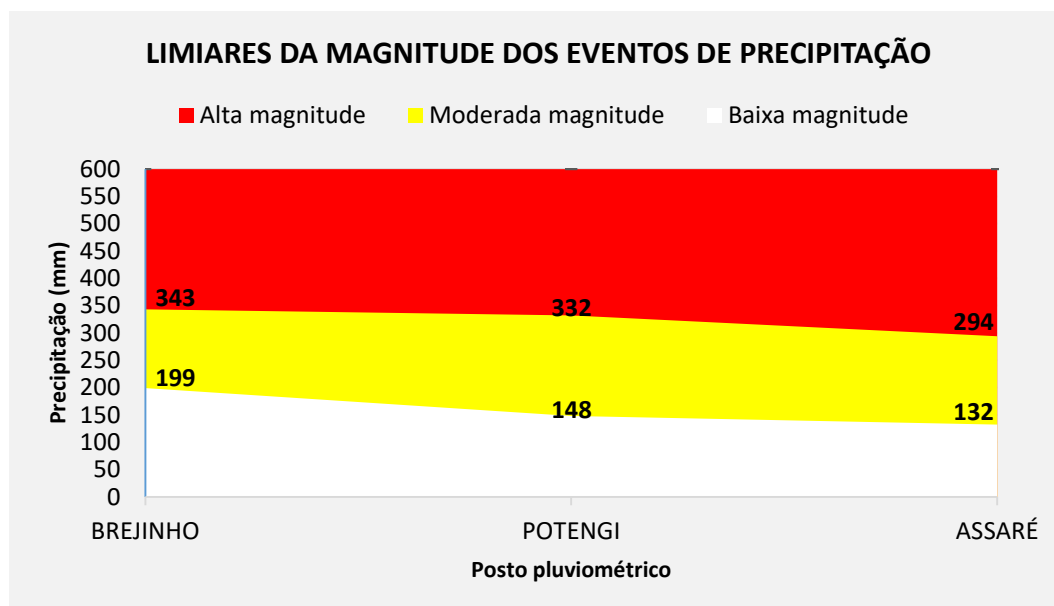
O ano de 2004 foi um ano bastante chuvoso, com a ocorrência de eventos extremos nos meses de janeiro e fevereiro em todos os postos analisados. A média histórica para o mês de janeiro é de 110 mm no posto Brejinho, que apresentou 409 mm, quase o quádruplo do valor; em Potengi o esperado era 122 mm, valor que foi superado, totalizando 362 mm; já em Assaré, a média histórica é de 102 mm e o total pluviométrico para esse mês foi de 391 mm. No mês de fevereiro, igualmente, os valores foram bastante elevados: Brejinho apresentou 399 mm,

Potengi 448 mm e Assaré 297 mm, frente a média histórica para esse mês que é de 164 mm, 127 mm e 142 mm, respectivamente nos três postos.

O impacto desses eventos extremos na morfologia dos canais fluviais e na dinâmica da conectividade é muito relevante, pois, desencadeiam processos erosivos no sistema fluvial que podem ser observados na incisão do leito, erosão das margens, alargamento do canal, retrabalhamento da planície de inundação e transporte de materiais mais grosseiros do leito e das margens. Esses processos denotam o aumento da conectividade entre compartimentos, já que implicam em energia suficiente para o destacamento e o transporte de material pela rede de canais.

Os limiares das magnitudes de eventos nos três postos (figura 48) avaliados seguem o padrão do grau de pluviosidade no posto, ou seja, o posto mais chuvoso possui maiores limiares e o posto mais seco, os menores limiares. Deste modo, o posto Brejinho apresenta altos valores, pois somente eventos acima de 343 mm são classificados como de alta magnitude, frente aos 332 mm de Potengi e 294 mm de Assaré. Para eventos de baixa magnitude em Brejinho, todos os eventos abaixo de 199 mm são assim classificados, enquanto esse valor cai para 148 mm em Potengi e 132 mm em Assaré.

Figura 48- Limiares dos eventos de precipitação dos postos Brejinho, Potengi e Assaré.



Fonte: FUNCEME.

Pela relação magnitude-frequência acredita-se que, os eventos de moderada magnitude são os que exercem maior influência sobre a modelagem do sistema fluvial e o transporte de

sedimentos na área investigada, pois são relativamente mais recorrentes. Já os eventos de alta magnitude apesar de ter o poder de promover mudanças geomórficas mais severas, pela sua menor frequência acabam se tornando menos relevantes em relação aos de moderada magnitude. Já os eventos de baixa magnitude, pela sua menor potência energética promovem o transporte de material em menor proporção e em curtas distâncias, já que não conseguem transpor os *barriers* e *buffers*.

Diante da discussão dos aspectos climáticos da área de estudo, torna-se evidente que não é satisfatório fazer uma análise que considere apenas os totais pluviométricos em regiões semiáridas. A especificidade climática das terras secas requer um olhar mais aprofundado sobre a distribuição temporo-espacial da pluviosidade ao longo do ano, a partir de uma série de variáveis importantes para o tipo de análise que se deseja fazer, e dentro de um recorte temporal adequado. A partir desse tipo de análise, é possível uma melhor compreensão de como ocorre o trabalho geomorfológico nessas áreas.

4.3 Conectividade na bacia do rio Bastiões

A BHRB, com uma área de 3568 km², foi dividida em 24 sub-bacias (figura 49), a fim de avaliar a conectividade de cada uma, para cada magnitude de evento. Todas elas estão ligadas ao rio Bastiões ou a um de seus principais afluentes.

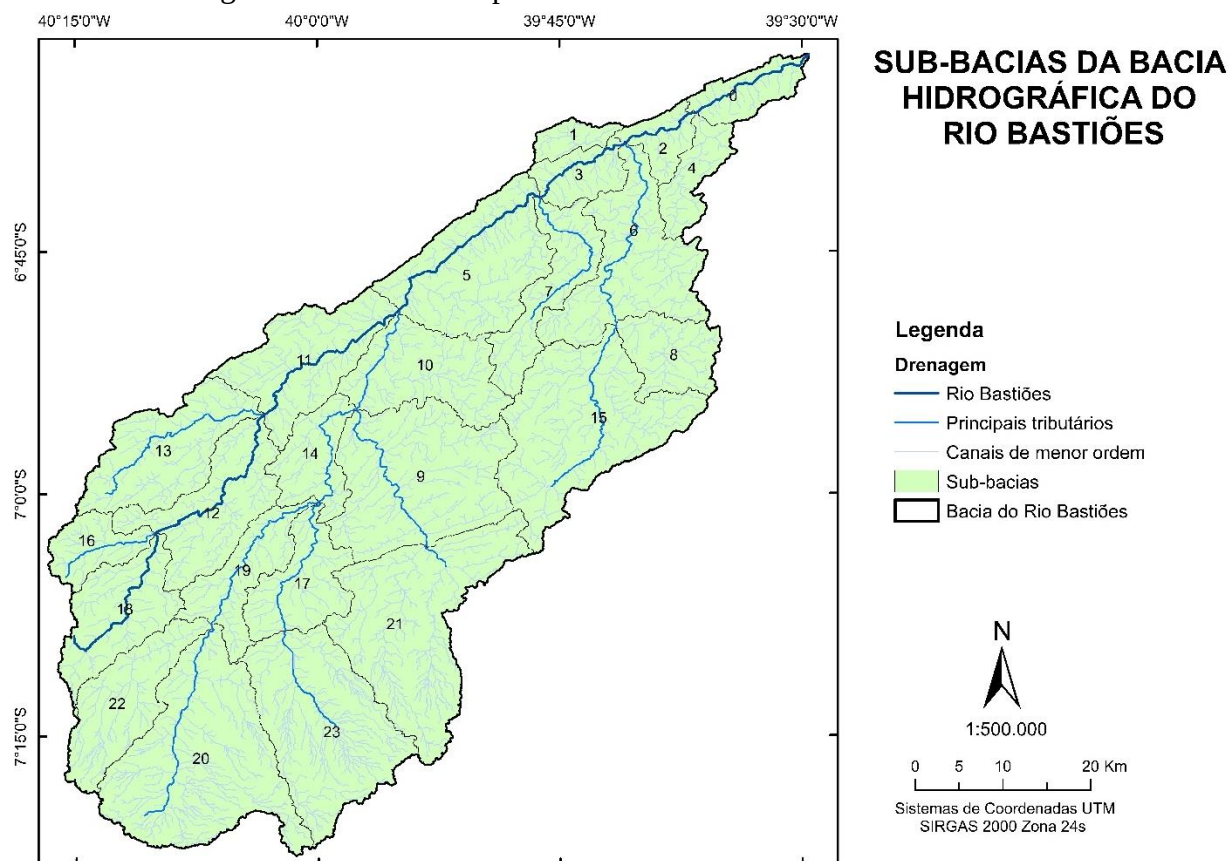
Foram identificados diversos tipos de impedimentos na bacia, tais como, pequenas barragens, inclusive, diversas barragens em sequência, barreiros, pontes, estradas, passagens molhadas (figura 50), entre outros. No entanto, estes impedimentos não foram considerados, dada a escala de análise deste trabalho, de modo que se compreende que, os elementos de desconexão capazes de reter maior volume de água e sedimento, podem impactar a bacia de forma mais significativa e profunda. Apesar disso, em uma escala mais detalhada, certamente esses impedimentos menores podem ser bastante relevantes.

Na área em questão há impedimentos do tipo *buffers*, os quais atuam na desconectividade lateral, mas a maioria são do tipo *barriers*, interferindo na conectividade longitudinal da rede de canais. Além disso, também ocorrem impedimentos que atuam dentro dessas duas dimensões de desconexão. Neste trabalho não consideramos a desconectividade vertical em virtude tanto da escala abordada, quanto da maior dificuldade de investigação.

Deste modo, foram identificados cinco tipos de impedimentos relevantes: barragens grandes, canais descontínuos/ausentes, planícies contínuas, planícies descontínuas e áreas

urbanas de nível médio de impermeabilização. Esses impedimentos são apresentados nas figuras 51 e 52 e no quadro 12 e são descritos subsequentemente.

Figura 49 - Sub-bacias para a análise da conectividade da BHRB.



Fonte: Elaborado pela autora.

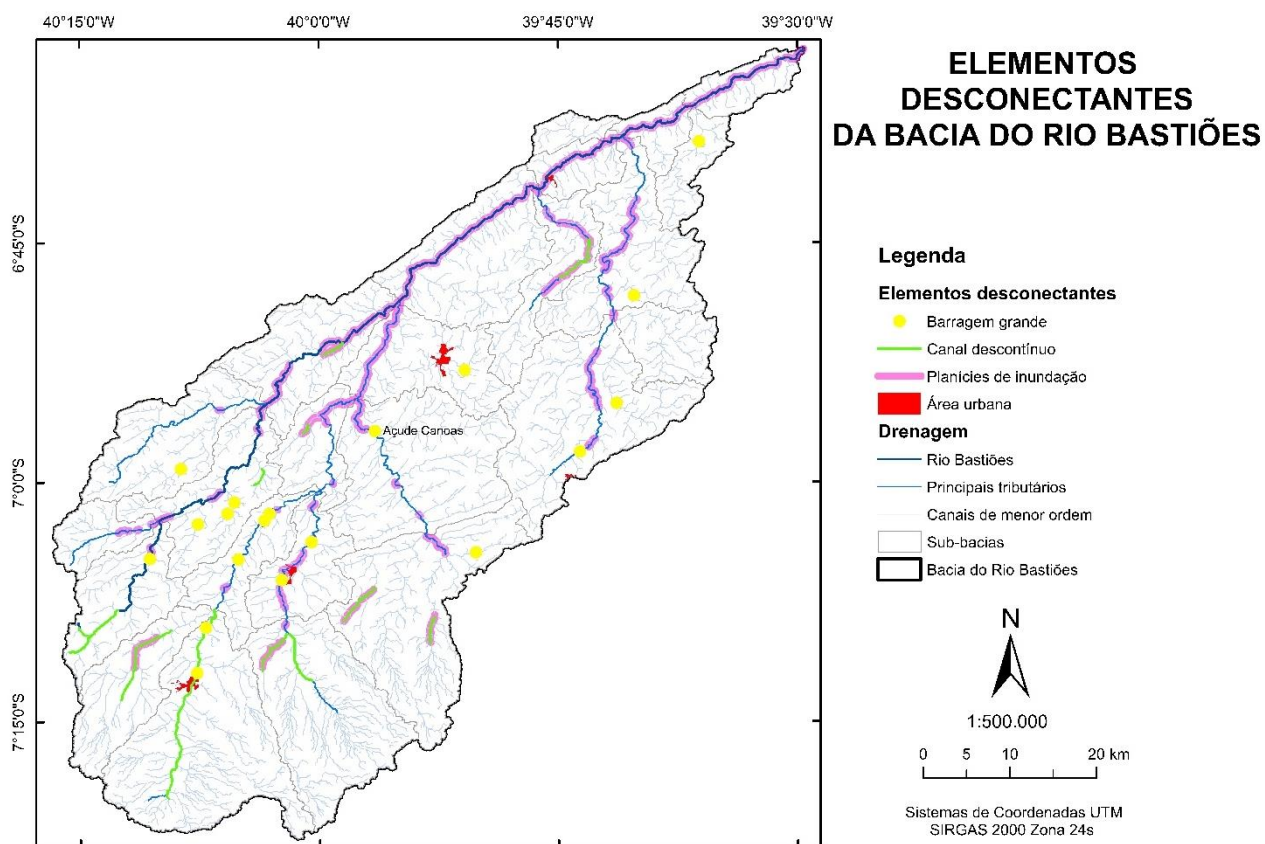
Um tipo de impedimento com grande poder de retenção de material certamente são as barragens grandes, que foram aqui entendidas como aquelas cujo comprimento longitudinal do espelho d'água é maior que 1,2 km, sendo que este excede as margens do canal (figura 52-A). Em termos morfológicos, essas barragens são notavelmente diferentes de algumas de menor porte comumente encontradas na bacia, que apesar de terem um comprimento considerável do ponto de vista do comportamento fluvio-lagunar, tem o espelho d'água restrito às margens do canal, ou extrapolando minimamente essa faixa (figura 53).

Figura 50- Elementos desconectantes que não foram considerados na análise. A- Barragens em sequência, B- barreiros, C e D- barragens pequenas, E- ponte, F- estrutura para passagem de pedestres e estrada transversal ao canal, G e H- passagem molhada.



Fonte: *Google Earth*, a autora (2020;2021).

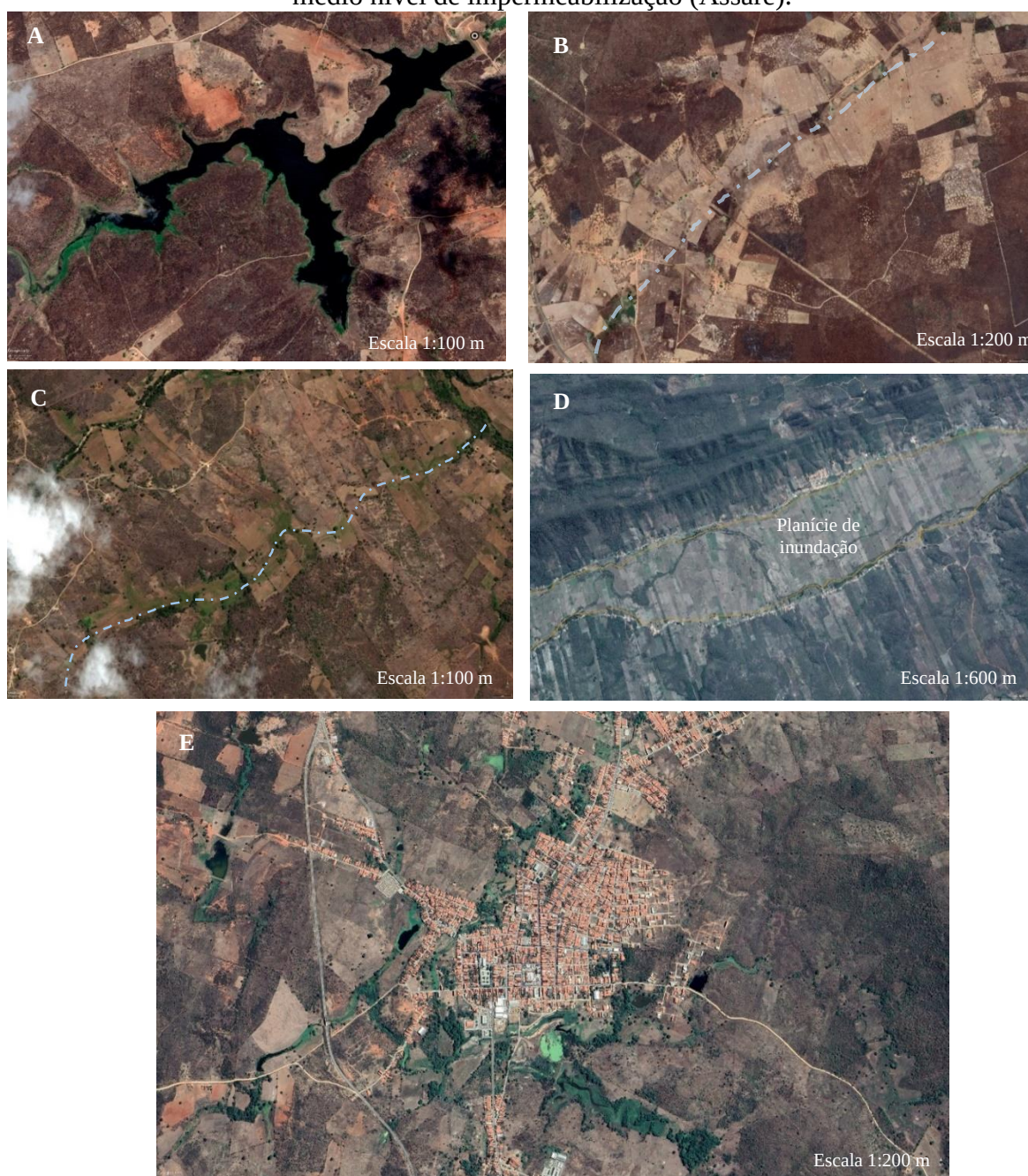
Figura 51 - Elementos desconectantes da BHRB.



Fonte: Elaborado pela autora.

Na figura 53 é possível perceber, pelos aspectos visíveis do espelho d'água, o comportamento fluvio-lagunar exercido pelas quatro barragens em sequência que se situam dentro do contexto supracitado. Tal comportamento resulta na formação de depósitos de granulometria fina que podem ser considerados de origem tecnogênica visto que, a sua presença está neste caso, condicionada a intervenção antrópica por meio da construção de barramentos no canal. Ademais, deve-se considerar que, uma análise sedimentológica desses depósitos, certamente identificará a presença de diversos tipos de artefatos humanos.

Figura 52- Elementos desconectantes da BHRB. A- Barragem grande, B- canal ausente em área de vale preenchido, C- canal descontínuo, D- planície de inundação, E- área urbana de médio nível de impermeabilização (Assaré).



Fonte: *Google Earth*.

Sendo assim, a presença destes pequenos depósitos representa a desconectividade na escala de trecho do canal, mas como dito, não foram mapeados pois no contexto de sistema fluvial outros tipos de impedimentos exercem maior poder de retenção no tempo e no espaço.

Quadro 12- Elementos de desconexão da BHRB.

ELEMENTOS DE DESCONEXÃO DA BACIA DO RIO BASTIÕES					
Impedimento	Conect.	Magnitude do evento			Observações
		Baixa	Moderada	Alta	
Barragem grande	Long.	Desconec.	Desconec.	Desconec.	O impedimento não é rompido, com exceção de falhas técnicas associadas a eventos extremos. Raramente é retrabalhado ou violado.
Canal descontínuo/ ausente¹	Long. e lateral	Desconec.	Desconec.	Parc. conectado	A ausência de canal inciso causa a dissipação do fluxo, o que associado ao baixo gradiente promove a redução da energia de fluxo favorecendo a desconexão. Seu retrabalhamento ou violação é ainda mais raro nas áreas de vale preenchido.
Planície contínua	Lateral	Parc. conectado	Parc. conectado	Conectado	Como o canal não é confinado, esse elemento gera maior desconexão. À medida que aumenta a magnitude dos eventos, a conexão também aumenta. Em eventos de alta magnitude o fluxo extravasa o canal e inunda a planície que fica conectada à encosta. Seu retrabalhamento é menos frequente e ocorre em eventos de chuva extremos.
Planície descontínua	Lateral	Parc. conectado	Conectado	Conectado	Como uma das margens é confinada, esse impedimento possui um maior grau de conexão do que a planície contínua. Desta forma, eventos de moderada magnitude já são capazes de promover a conectividade.
Áreas urbanas	Long. e lateral	Desconec.	Parc. conectado	Parc. conectado	As áreas urbanas interferem especialmente na disponibilidade de sedimentos e na direção do fluxo. Como é comum nas zonas urbanas a presença de pontes e passagens molhadas, e o acúmulo de resíduos sólidos nessas áreas, há aumento da desconectividade.

¹Inclui as áreas de vale preenchido na qual a descontinuidade e/ou ausência de canal é uma característica inerente, por isso atua na desconexão longitudinal e lateral.

Long.: longitudinal; Desconec.: desconectado; Parc. conectado: parcialmente conectado.

Fonte: A autora.

Retomando à discussão sobre as barragens grandes, estas atuam como *barriers*, e interferem diretamente no transporte longitudinal de carga sólida pela rede de canais da bacia, retraindo esse material por longos períodos de tempo, pois em geral, tem caráter permanente. Na ocorrência de eventos de alta magnitude que promovam o extravasamento do fluxo pela barragem, a carga suspensa e dissolvida consegue romper esse obstáculo e seguir rio abaixo. Já no que concerne à carga de fundo, esta raramente é removida ou retrabalhada, e só conseguirá transpor esse impedimento em casos onde hajam falhas técnicas estruturais que causem o rompimento da barragem, ou no caso desta ser espontaneamente removida, o que não é algo comum.

Figura 53- Barragens de pequeno porte no rio Bastiões onde se observa a formação de depósitos fluvio-lagunares de origem tecnogênica



Fonte: Google Earth.

Os segmentos de canais descontínuos ou ausentes (figura 52-B e C) são considerados elementos de desconexão que atuam como *barriers*, limitando o transporte longitudinal. Isso ocorre, pois, o fluxo ao chegar nesses trechos se torna difuso, perde a energia e consequentemente o poder de transporte e incisão, predominando nesse contexto processos deposicionais.

Por outro lado, esse tipo de impedimento também pode ser considerado um *buffer* pois, o sedimento proveniente das encostas fica ali aprisionado e impedido de entrar na rede de canais, por certo período de tempo. Tal fato é especialmente ainda mais verdadeiro quando se trata de canais descontínuos e/ou ausentes em áreas de vale preenchido, devido a dimensão maior e mais permanente que essas feições possuem.

Como já mencionado, o estilo fluvial vale preenchido dado os seus aspectos fisiográficos (posição na bacia, grande disponibilidade de sedimentos, baixo gradiente e canal ausente/descontínuo) e fisiológicos (predomínio de processos deposicionais) é muito favorável a desconectividade da paisagem. Tal fato converge com os resultados encontrados acerca da área de captação efetiva para diferentes magnitudes de evento, que apontam as áreas de vale preenchido como umas das menos conectadas.

Neste trabalho, consideramos apenas as áreas de canal descontínuo ou ausente com comprimento superior a 1,5 km, pois trechos menores seriam muito pontuais e não exerceriam tanto controle sobre a conectividade da bacia. A maioria dos trechos mapeados estão entre 3 e

10 km de comprimento, havendo, porém, um trecho bastante extenso com quase 27 km de extensão associado às áreas de vale preenchido (Riacho Quinquelerê).

Nesse elemento de desconexão a ausência de canal inciso causa a dissipação do fluxo, o que associado ao baixo gradiente promove a redução da energia de fluxo favorecendo a deposição e consequente desconexão. Assim, o retrabalhamento desses impedimentos ocorre em intervalos de tempo bastante longos, e quanto maiores forem essas feições, mais difíceis de serem rompidas, e mais longo o tempo de residência dos sedimentos.

Na ocorrência de eventos de precipitação, ainda que de maior magnitude, esses setores de canal ausente e/ou descontínuo, funcionam como barreiras pois o fluxo de água e sedimento acaba perdendo energia e se dissipando, ou se concentrando em pequenas depressões do vale, dada a baixa declividade. Isso além de propiciar a diminuição do escoamento e o incremento da infiltração de água, afeta o poder do fluxo de escavar um possível canal, o que associado ao processo de deposição de sedimento que ocorre aumenta o grau de desligamento dessa feição.

Essa é na verdade a estabilidade desse subsistema, onde as variáveis envolvidas reforçam a sua função de interruptor do sistema, o mantendo em equilíbrio dinâmico. Para que esse ciclo seja interrompido, seria necessária alguma mudança severa em alguma variável do sistema, como uma alteração do nível de base local, por exemplo.

Na relação encosta-canal a presença das planícies de inundação contínuas e descontínuas se destacam como *buffers* pois atuam na desconexão lateral. Geralmente se estendem por longos trechos, mas isso se torna mais notável no baixo curso do canal principal (figura 52- D). Nesse setor, a planície experimenta grande alargamento, dado o alargamento do vale, a baixa declividade, o aumento da área de captação efetiva e a grande disponibilidade de sedimentos.

Tal fato corrobora com a observação feita por Fryirs *et al.* (2007) de que num sistema fluvial o tempo de residência dos sedimentos armazenados aumentam em direção à jusante, pois se concentram em feições mais permanentes como as planícies aluviais, retardando assim o retrabalhamento desses depósitos. Os fatores que contribuem para isso, segundo os autores são: o tipo de armazenamento, o volume e o calibre dos sedimentos, a cobertura vegetal e a distância do canal.

As planícies, divididas em duas tipologias no que concerne ao grau de confinamento, atuam com comportamentos distintos para cada magnitude de evento e inerentemente tem propensões distintas quanto à conectividade. As planícies contínuas, associadas ao estilo fluvial vale não confinado com leito arenoso, são entendidas como as que possuem maior grau de desconexão visto que, prevalece um canal que não é confinado em nenhuma das margens. Já

nas planícies descontínuas, associadas ao estilo fluvial vale parcialmente confinado com leito arenoso, há um grau de desconexão menor pois em uma das margens há confinamento do canal com a encosta, ou há pequenos trechos onde o canal é totalmente confinado, havendo, portanto, uma maior conexão lateral e uma maior entrada de sedimentos na rede de canais.

Essas unidades geomórficas armazenam sedimento por um extenso período de tempo, sendo retrabalhadas durante eventos extremos onde o fluxo extravasa as margens do canal. Nessas ocasiões, o fluxo atinge a planície aluvial em níveis de inundação distintos, comandados pela intensidade do evento e área espacial da planície.

O último impedimento aqui analisado foram as áreas urbanas, que atuam como dispersoras de fluxo, exercendo pressão sobre os canais e interferindo nas taxas de escoamento e infiltração. O nível de impermeabilização do solo é decisivo para definir o grau de desconexão que essa zona urbana vai gerar. Na bacia do rio Bastiões, dado o menor porte estrutural e populacional das cidades, elas são consideradas como de nível moderado de impermeabilização (figura 52-E). Considerou-se essa classificação visto que, o pavimento asfáltico dentro do perímetro urbano é algo restrito e recente na maioria das cidades, e além disso, geralmente só é realizado nas ruas e avenidas principais, sendo boa parte das ruas pavimentadas com calçamento ou não pavimentadas.

O que ocorre é que o estabelecimento e crescimento das cidades, interfere diretamente na direção de fluxo durante a ocorrência de eventos de precipitação, visto que se antes não haviam obstáculos para a água percorrer o seu caminho, agora existe uma sucessão destes. Tais obstáculos como construções, entulhos ou pequenas depressões nas ruas, também podem funcionar como armazenadores temporários de curto prazo do pouco sedimento que ali é encontrado.

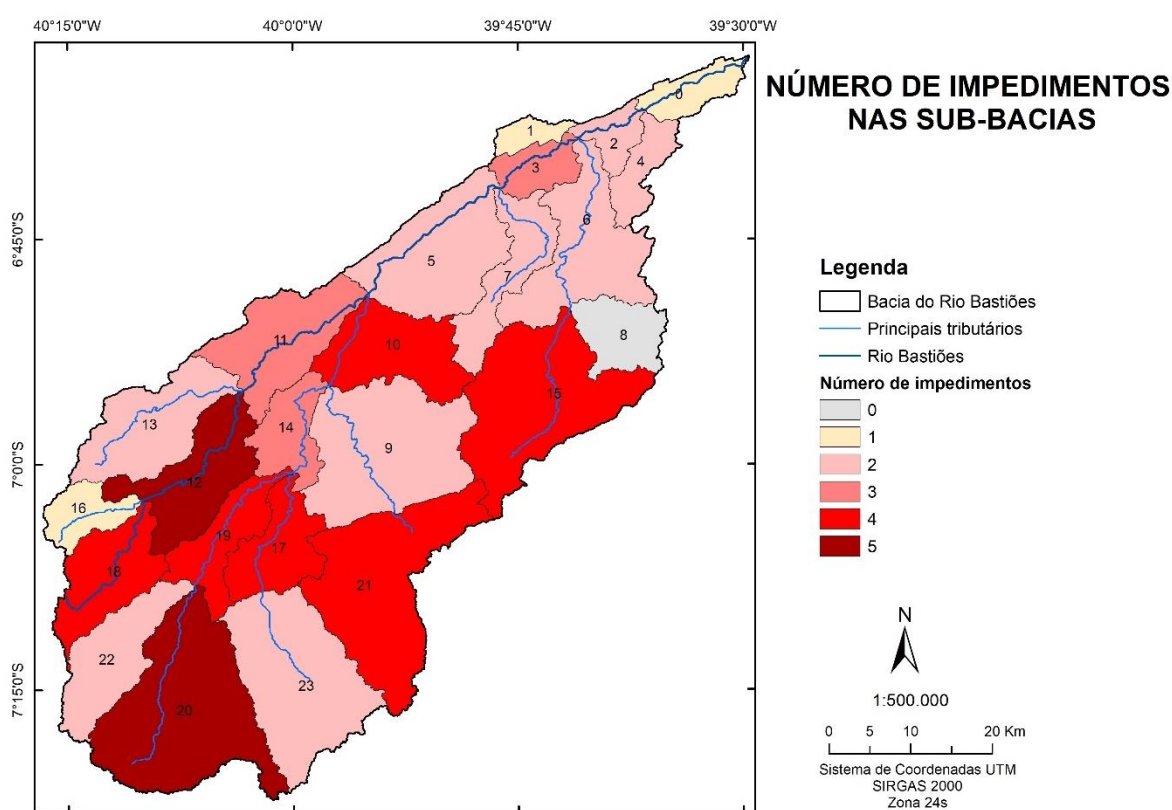
Uma zona urbana implica em diversos níveis de impermeabilização do solo, que vão deste o quintal das residências até a pavimentação asfáltica ou não das ruas. Isso interfere diretamente na redução da produção/disponibilidade de sedimento para transporte, e nas taxas de escoamento superficial e infiltração. O resultado disso é que à medida que a infiltração diminui, o escoamento aumenta drasticamente. Aliado ao fato de que na maioria das cidades há uma drenagem ineficiente, se torna recorrente os eventos de enchentes e/ou alagamentos em partes das cidades, durante os eventos de precipitação de média e alta magnitude.

Outro aspecto das zonas urbanas que colabora para a desconexão é que é comum a presença de pontes e passagens molhadas, que nesses ambientes acabam tendo um maior grau de bloqueio do que nas áreas rurais, devido ao acúmulo proeminente de resíduos sólidos. Assim,

águas residuais, sedimento e lixo ficam ali retidos causando desconexão e aumento da incidência de doenças ligadas a deficiência de saneamento básico urbano.

A figura 54 mostra o número de impedimentos por sub-bacia, que varia de 0 a 5, considerando os tipos de impedimentos aqui analisados. De modo geral, a maior quantidade se concentra nas áreas superior e média da bacia, os quais incluem sobretudo as barragens grandes e áreas de canais descontínuos em vale preenchido, os quais serão como veremos a diante, principais responsáveis pela desconexão dessas áreas.

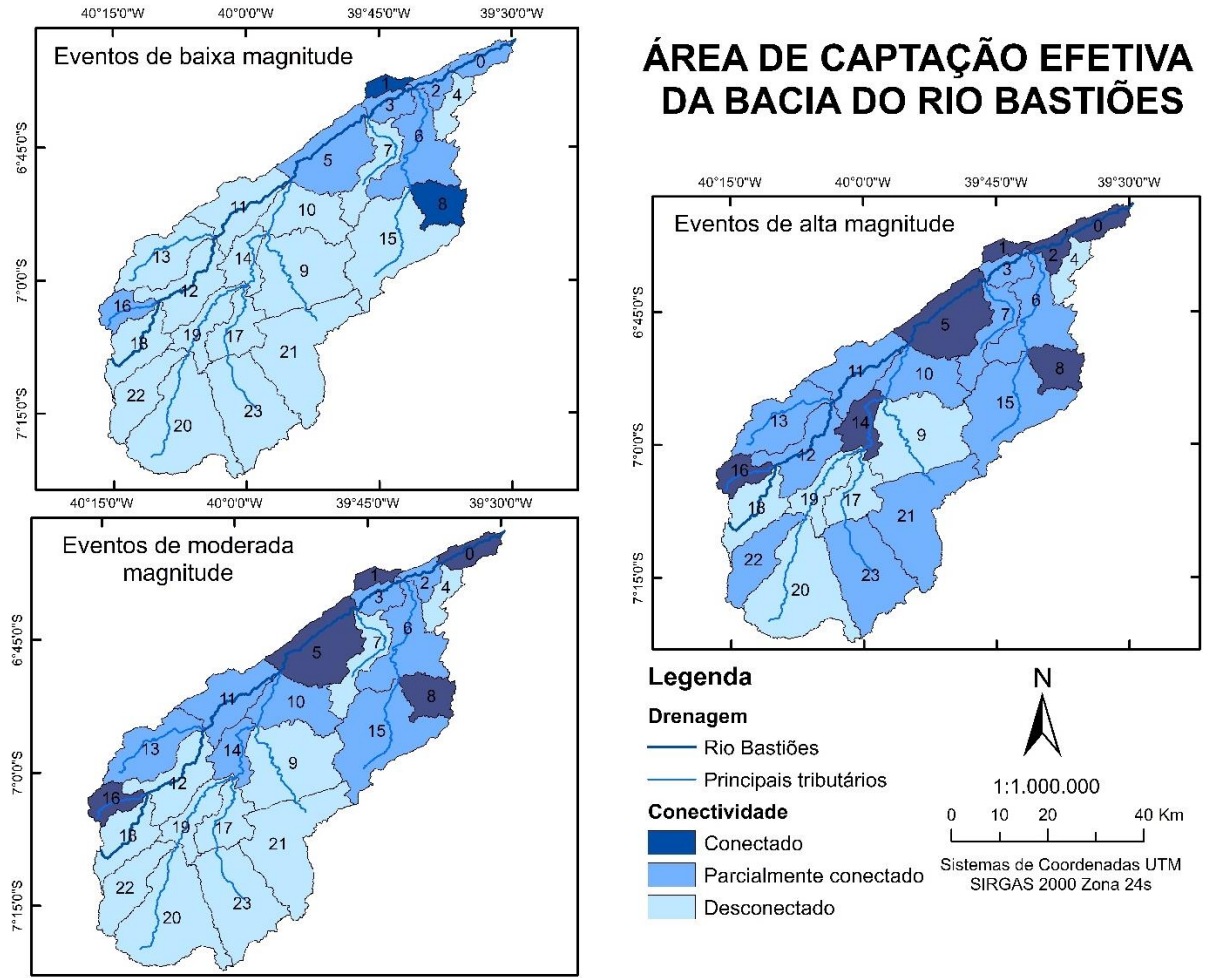
Figura 54- Número de impedimentos por sub-bacia na BHRB.



Fonte: Elaborado pela autora.

Foi calculada e espacializada a área de captação efetiva para diferentes magnitudes de evento (figura 55 e quadro 13), cada uma, representa diferentes respostas no que diz respeito ao comportamento dos impedimentos da bacia, caracterizando a relação entre as forças de perturbação e as forças de resistência. É importante destacar que além da intensidade do evento de precipitação, outros fatores são importantes para ditar esse comportamento como a escala/potência do elemento de desconexão, seu caráter permanente ou temporário, sua posição na bacia, sua associação com outros impedimentos, etc.

Figura 55- Área de captação efetiva da BHRB para eventos de baixa, moderada e alta magnitude.



Fonte: Elaborado pela autora.

Quadro 13- Frequência dos eventos nos postos pluviométricos e área de captação efetiva da BHRB.

ÁREA DE CAPTAÇÃO EFETIVA NA BACIA DO RIO BASTIÕES			
GRAU DE CONECTIVIDADE	BAIXA MAGNITUDE	MODERADA MAGNITUDE	ALTA MAGNITUDE
	Área em km ²		
Desconectado	2827	1976	1009
Parcialmente conectado	629	1152	1993
Conectado	111	440	566
GRAU DE CONECTIVIDADE	Área em %		
	BAIXA MAGNITUDE	MODERADA MAGNITUDE	ALTA MAGNITUDE
Desconectado	79%	56%	28%
Parcialmente conectado	18%	32%	56%
Conectado	3%	12%	16%

Fonte: A autora.

Pensando nisso, a análise do comportamento dos impedimentos em uma bacia deve levar em consideração todos esses fatores ao definir o grau de conectividade em cada tipo de evento. Como na realidade esses bloqueios atuam de forma conjunta, é necessário fazer uma

análise que leve em consideração não só o papel daquele impedimento isolado, mas como ele se comporta em combinação com outros elementos.

Assim nesta análise deu-se bastante ênfase além da combinação dos tipos de impedimentos, ao papel da posição espacial destes em cada sub-bacia. No caso das barragens grandes, vimos que isoladamente elas desconectam a paisagem nas três magnitudes de evento, assim sendo, quando elas estão dispersas na área ou localizadas próximas ao exutório, a sub-bacia foi classificada como desconectada. No entanto, em alguns casos, elas estão localizadas nas áreas de cabeceira e/ou bordas, desconectando uma área espacial proporcionalmente muito pequena como é o caso das sub-bacias 6, 12, 13 e 15. Nestes casos, logicamente considerando os demais impedimentos quando existentes, classificou-se essas sub-bacias como parcialmente conectadas, visto que apenas uma parcela espacial pequena nunca estará conectada, mas os demais bloqueios podem ser rompidos ou retrabalhados em determinados tipos de eventos.

Acerca dos trechos de canais descontínuos/ ausentes considerou-se que em áreas de vale preenchido, caso das sub-bacias 18, 20, 22 e 23, estes têm um caráter mais estável e permanente, e, portanto, é mais difícil de serem violados. Já as áreas onde não estão associadas a essa unidade de paisagem, como na sub-bacia 12, por terem extensão consideravelmente menor, a depender da posição e contexto foram classificados como conectados em eventos de alta magnitude.

As planícies contínuas e descontínuas, quando ocorrem em trechos muito pequenos, dentro da escala de análise aqui abordada, como por exemplo na sub-bacia 13, não exercem tanto impacto sobre a conectividade total da bacia.

Por fim, as áreas urbanas em alguns casos, estão nas áreas limítrofes da sub-bacia ou em sua proximidade, como é o caso da sede do município de Altaneira (sub-bacia 15) e Tarrafas (sub-bacia 3). Quando isso ocorre são entendidas como exercendo menor impacto na área de captação efetiva daquela sub-bacia.

Para eventos de baixa magnitude, observamos que a maior parte a bacia está desconectada (79%), sendo que, apenas as sub-bacias 1 e 8 estão conectadas devido à ausência de impedimentos ou a sua irrelevância. As áreas parcialmente conectadas e conectadas, os quais representam 18% e 3% respectivamente da área espacial total da bacia, se concentram de modo geral no baixo curso do canal principal, já que nessa área não há muitas barragens, pois estas estão concentradas nas partes médias e superiores da bacia. O percentual de 18% de sub-bacias parcialmente conectadas se justifica pela presença de trechos com planícies de inundação contínuas e descontínuas.

Em eventos de moderada magnitude, diminui a desconectividade de 79% para 56%, e aumenta o número de áreas parcialmente conectadas (de 18 % para 32%) e conectadas (de 3% para 12%). As áreas de cabeceira da bacia, no setor sul, permanecem desconectadas nesse cenário, pois engloba boa parte do relevo sedimentar da Chapada do Araripe e áreas periféricas, concentrando longos trechos de vale preenchido. Nos setores do médio e baixo curso aumenta a conectividade, devido à ausência de barragens e a predominância de planícies.

Por fim, em eventos de alta magnitude, as áreas conectadas aumentam de um total de cinco para sete sub-bacias (de 12% para 16% da área), as áreas parcialmente conectadas aumentam de oito para onze sub-bacias (área de 32% para 56%), e das onze sub-bacias desconectadas em eventos de moderada magnitude, seis permanecem desconectadas, exibindo uma queda de 56% para 28% de área. A tendência permanece a mesma das demais magnitudes de evento, ou seja, as áreas mais conectadas tendem a estar no médio e baixo curso da bacia, devido à ausência de muitas barragens como ocorre na parte superior. As sub-bacias com a presença de extensas planícies e/ou barragens nas áreas limítrofes caracterizam-se como parcialmente conectadas (por exemplo, sub-bacias 3 e 12) e as áreas que concentram as barragens e canal descontínuo/ausente, associadas a vale preenchido, permanecem desconectadas (a exemplo das sub-bacias 4 e 20).

Num contexto geral, a área de captação efetiva que contribui com sedimento de carga de fundo para os canais principais da bacia, aumenta de acordo com a magnitude do evento. Isso reflete além de um maior grau de conexão, portanto de transporte de sedimentos, em um maior nível de transmissão dos efeitos de perturbação gerados na bacia. Infere-se que os valores de conectividade são ainda maiores para eventos de maior magnitude no início da estação chuvosa, visto a baixa densidade e/ou ausência da cobertura vegetal que promove maior erosão, escoamento superficial e transporte de sedimentos (SOUZA; HOOKE, 2021).

No entanto, as características morfométricas da bacia, como o fator forma (Kf), atestam uma bacia de formato alongado que favorece a desconectividade. Considerando que, em bacias alongadas os afluentes estão dispersos ao longo do canal principal, então a energia de fluxo fica igualmente desconcentrada e, portanto, com menor potência, o que se reflete no poder de remoção e transporte de sedimentos. Assim, ao contrário da bacia circular onde o pico de fluxo é maior e com curta duração e há, portanto, maior energia para conectar o sistema fluvial, nas bacias alongadas a energia é dispersada e diminuída em virtude da sua forma, e, portanto, a transmissão diminui.

Cabe ressaltar que a prevalência do caráter parcialmente conectado e desconectado, representando um total de 84% da área de estudo, mesmo em eventos de alta magnitude,

significa que é notável a preponderância que as forças de resistência têm em contrapartida às forças de perturbação. Assim, pode ser considerado um sistema fluvial que é capaz de absorver, amenizar ou retardar os impactos de eventos de perturbação em busca de um novo estado de equilíbrio.

O predomínio da desconectividade também significa que em uma grande quantidade de sedimentos ficará retido nos depósitos (*sinks*) do sistema fluvial e poderão permanecer ali por milhares de anos, como é o caso das planícies aluviais, vales preenchidos e barragens.

As condições climáticas semiáridas da bacia, suscitam o transporte desse material em pulsos, durante os eventos de maior magnitude e, portanto, energeticamente mais potentes, dentro do contexto de cascata de sedimentos. Nesse momento, os sedimentos são removidos das partes superiores e depositados mais à jusante, onde são retidos por determinados impedimentos, permanecendo ali estocados por um período de tempo, até que ocorra outro evento de magnitude suficiente para removê-los novamente à jusante. Isso ocorrerá sucessivamente ao longo de milhares de anos até que esse material atinja o *output* da bacia.

Correlacionando os dados climáticos oriundos da estatística descritiva e os aspectos litoestruturais da BHRB, considera-se que a região de substrato cristalino é mais conectada, devido às maiores taxas de escoamento superficial impostas pela litologia e ao maior grau de dissecação do relevo que condicionam maior energia de fluxo. Esses fatores têm grande peso, ainda que na área sedimentar haja maiores totais pluviométricos.

O tipo de uso e cobertura do solo, também incrementa o nível de desconectividade da área, pois a proeminência das atividades agropastoris extensivas com práticas rudimentares como as “coivaras” e “brocas”, requer a retirada da cobertura vegetal, assim como o aumento do escoamento superficial e das taxas erosivas, significando maior disponibilidade de sedimentos para o desenvolvimento e manutenção das amplas planícies de inundação, como as observadas no baixo curso do rio Bastiões ou nos trechos de canais descontínuos e vales preenchidos. Localmente outras atividades também alteram o fluxo de sedimentos, como a extração mineral de areia do leito do rio, construção de passagens molhadas e pontes, etc.

O papel das barragens grandes na desconectividade da paisagem merece ser enfatizado, pois é um dos impedimentos de origem antrópica, de caráter permanente e com grande nível de retenção. Sua existência induz a formação de depósitos tecnogênicos, em trechos que exibem comportamento fluvio-lagunar (lêntico), e revelam uma mudança no equilíbrio e padrão morfológico e processual no perfil longitudinal e transversal do rio. Para além da indução aos processos deposicionais em razão da barreira implantada, a composição do material do depósito possivelmente apresenta certo grau de resquícios de artefatos antrópicos.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A análise fluvial a partir do grau de conectividade entre compartimentos, abarca diversas variáveis que influenciam na propagação dos efeitos de possíveis perturbações e na fluidez de matéria e energia dentro do sistema. Esses efeitos podem ser absorvidos, amenizados ou propagados, condicionando o retorno às condições pré-distúrbio (resiliência) ou à evolução em direção a um novo estado de equilíbrio.

A compreensão da diversidade fluvial permite identificar quais estilos fluviais são naturalmente favoráveis à conectividade ou à desconectividade, a partir da dinâmica processual natural e antrópica.

A diversidade fluvial da bacia hidrográfica do rio Bastiões é condicionada pelo contexto geoambiental da área e pelas distinções morfológicas e processuais dos substratos cristalino e sedimentar. Nesse sentido, a distribuição dos cinco estilos fluviais identificados está relacionada fortemente à controles litoestruturais evidenciados na topografia das unidades de paisagem.

No que concerne a transmissão de matéria e energia, foram encontrados estilos fluviais que interrompem e/ou dificultam a conectividade, a exemplo do estilo fluvial vale preenchido, que geneticamente é um estilo marcado por processos deposicionais. Já outros, atuam favorecendo a conexão, é o caso dos Estilos Fluviais de Vale Confinado com Leito Rochoso e Estilos Fluviais de Vale Confinado com Leito Cascalhento e Arenoso (EFVCLCA e EFVCLR). No entanto, apesar da propensão natural à conexão, estes dois estilos muitas vezes acabam sendo desconectados pela implantação de barragens, que interceptam o fluxo de água e sedimento.

A distribuição dos impedimentos ocorre de forma que as barragens de modo geral estão desconectando as partes mais altas da bacia, e em sua maioria estão associadas aos estilos confinados. Ainda nas áreas de cabeceira no setor sul, se concentram os extensos vales preenchidos associados a litologia da Bacia Sedimentar do Araripe exercendo grande poder na retenção de sedimentos. Já no setor do médio e baixo curso, se concentram as planícies de inundação contínuas e descontínuas associadas aos estilos parcialmente e não confinado, devido à menor competência do fluxo e suficiente aporte de sedimentos.

Assim, a BHRB está propensa à desconectividade dado o tipo e arranjo de impedimentos, ficando apenas sete sub-bacias conectadas em eventos de alta magnitude, representando 16% da área. Tal fato, supõe que além da retenção de sedimentos dentro do

sistema ser alta, a propagação de mudanças diante de forças perturbadoras é lenta, podendo estas serem absorvidas, amortizadas ou retardadas.

É necessária uma investigação mais aprofundada para compreender quantitativamente como ocorre de fato o fluxo de sedimentos na bacia do rio Bastiões. É relevante conhecer as tendências evolutivas desse sistema diante de possíveis cenários de perturbação e como a transmissão dos efeitos ocorrerá. Trabalhar sob uma perspectiva preventiva ao invés de reparativa, a partir da compreensão da estrutura e funcionamento do sistema fluvial, poderá contribuir para uma gestão territorial mais adequada.

No entanto, atualmente, tal qual em diversas outras bacias hidrográficas do semiárido, há alguns fatores limitantes, e o principal deles é a ausência de dados quantitativos para uma análise mais específica e adequada. Um exemplo disso, é que no caso da BHRB não foi possível contar com dados de vazão visto a ausência de estações fluviométricas, pois das estações desse tipo presentes na área, a maioria associada ao monitoramento de barragens, apenas uma conta com dados de descarga líquida (Estação Poço Dantas) e a descarga sólida não é quantificada em nenhuma delas.

Assim, enfatizamos a necessidade da instalação e ampliação de sistemas monitoramento de dados fluviométricos e dados correlacionados, como os climáticos - considerando que apesar de existentes, ainda há muita lacuna nos dados - a fim de alimentar e expandir o banco de dados com informações geoambientais da área. Esses dados poderão subsidiar o planejamento e as ações dos órgãos gestores competentes, além de auxiliar futuros trabalhos acadêmicos que tenham como objetivo compreender a dinâmica hidrogeomorfológica e sedimentar dessa área.

Nesse sentido, as ações de gestão devem ser tomadas a partir da compreensão da diversidade fluvial na BHRB, considerando as especificidades de cada estilo de rio, sua capacidade de ajuste. Além disso, o uso e ocupação das planícies e encostas devem ser levado em consideração, a fim de que este gere menos impacto negativo sobre as taxas de erosão e escoamento superficial, que afetam os canais do ponto de vista morfológico e processual, bem como a transmissão de matéria e energia.

Diante dos resultados obtidos, este trabalho se configura em um primeiro passo para uma melhor compreensão do arcabouço geoambiental da região, especificamente da bacia hidrográfica do rio Bastiões. Se torna mais relevante considerando a escassez de trabalhos que enfoquem a fisiografia e fisiologia dessa área. Ademais, o estudo ora ofertado contribuirá para um melhor entendimento do comportamento de fluxos biofísicos diante dos eventos de precipitação, o que pode ser útil para ações de planejamento e gestão territorial. Além disso, poderá ser um aporte para fins de analogia com outras regiões do semiárido brasileiro,

considerando as situações adversas advindas de períodos de secas prolongadas, em que o entendimento do grau de conectividade/desconectividade de sedimentos e fluxos aquosos demandam uma análise de forma integrada ao contexto geoambiental, especialmente no relativo aos controles geológico-geomorfológicos, climáticos e antrópicos.

REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A. N. O domínio morfoclimático semi-árido das caatingas brasileiras. **Geomorfologia**, n. 43, p. 1-39, 1974.
- ALMEIDA, F. F. M *et al.* Províncias estruturais brasileiras. *In: Simpósio de Geologia do Nordeste* v. 8, 1977, Campina Grande. **Anais. [...]**, Campina Grande: Sociedade Brasileira de Geologia, 1977. p. 363-391.
- ALMEIDA, J. D. M. **(Des) conectividade da paisagem e compartimentação fluvial na Bacia do Riacho Grande, Sertão Central pernambucano**. 2017. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2017.
- ALMEIDA, J. D. M. **Dinâmica fluvial no sertão central pernambucano: morfogênese dos plainos aluviais na bacia do Riacho Grande**. 2021. Tese (Doutorado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2021.
- ALMEIDA, J. D. M.; SOUZA, J. O. P.; CORRÊA, A. C. B. Dinâmica e caracterização fluvial da bacia do Riacho Grande, Serra Talhada-PE: Abordagem da conectividade da paisagem. **Geo UERJ**, n. 28, p. 308-331, 2016.
- ALVES, J. M.; DINIZ, F. A. Sistemas atmosféricos atuantes no estado do Ceará. *In: Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 7., São Paulo, 1992, São Paulo. **Anais [...]** São Paulo: SBMET, 1992. p.680- 684.
- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS E SANEAMENTO BÁSICO (ANA). HIDROWEB. Brasília. Disponível em: <https://www.snirh.gov.br/hidroweb/apresentacao> . Acesso em: 6 jun. 2020.
- ARAÚJO, J. C. Recursos hídricos em regiões semiáridas. *In: GHEYI, H. R. et al.(orgs). Recursos hídricos em regiões semiáridas: estudos e aplicações*. Campina Grande: Instituto Nacional do Semiárido, 2012. p. 30-43.
- ASSINE, M. L. Bacia do Araripe. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, v. 15, n. 2, p. 371-389, 2007.
- AVIAD, Y.; KUTIEL, H.; LAVEE, H. Variation of Dry Days Since Last Rain (DDSLR) as a measure of dryness along a Mediterranean-Arid transect. **Journal of Arid Environments**, v. 73, n. 6-7, p. 658-665, 2009.
- BARRELLA, W. *et al.* As relações entre as matas ciliares, os rios e os peixes. *In: RODRIGUES, R.R; LEITÃO FILHO; HF (Ed.). Matas ciliares: conservação e recuperação*, v. 2, p. 187-200, 2000.
- BÉTARD, F.; PEULVAST, J-P.; CLAUDINO SALES, V. Laterite preservation and soil distribution in the Araripe-Campos Sales area, Northeastern Brazil: consequences of uplift, erosion and climatic change. *In: VIth International Conference on Geomorphology*, Zaragoza, **Anais. [...]**, Zaragoza, 2005. p. 69.
- BRACKEN, L. J. *et al.* Concepts of hydrological connectivity: Research approaches, pathways and future agendas. **Earth-Science Reviews**, v. 119, p. 17-34, 2013.
- BRACKEN, L. J. *et al.* Sediment connectivity: a framework for understanding sediment transfer at multiple scales. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 40, n. 2, p. 177-188, 2015.

BRANDÃO, R. L.; FREITAS, L. C. B. **Geodiversidade do estado do Ceará**. Fortaleza: CPRM, 2014. 214 p

BRASIL, **Lei nº 9.433, de 08 de janeiro de 1997**. Institui a Política Nacional de Recursos Hídricos, Brasília, DF: Presidência da República, 1997. Disponível em: http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/LEIS/L9433.htm Acesso em: 28 mar 2019.

BRASIL. Programa Cisternas. 2019. Disponível em: <https://www.gov.br/cidadania/pt-br/acoes-e-programas/inclusao-produtiva-rural/acesso-a-agua-1/programa-cisternas> Acesso em: 23 de ago. 2022.

BRIERLEY, G. *et al.* Application of the River Styles framework as a basis for river management in New South Wales, Australia. **Applied Geography**, v. 22, n. 1, p. 91-122, 2002.

BRIERLEY, G. J.; FRYIRS, K. A. **Geomorphology and River Management: Applications of the River Styles Framework**. Blackwell Publishing, 2005. 398 p.

BRIERLEY, G. J.; FRYIRS, K. River styles, a geomorphic approach to catchment characterization: Implications for river rehabilitation in Bega catchment, New South Wales, Australia. **Environmental Management**, v. 25, n. 6, p. 661-679, 2000.

BRIERLEY, G.; FRYIRS, K.; JAIN, V. Landscape connectivity: the geographic basis of geomorphic applications. **Area**, v. 38, n. 2, p. 165-174, 2006.

BRITO NEVES, B. B. *et al.* O evento Cariris Velho na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 4, p. 279-296, 1995.

BRUNSDEN, D.; THORNES, J. B. Landscape sensitivity and change. **Transactions of the Institute of British Geographers**, v. 4, n. 4, p. 463-484, 1979.

BURT, T. P.; ALLISON, R. J. Sediment cascades in the environment: An integrated approach. Sediment cascades: An integrated approach, John Wiley & Sons, 2010.

CAMACHO, C. R.; SOUZA; F.R.F.R.O. O arcabouço estrutural da Bacia Sedimentar do Araripe, Província Borborema, baseado em dados aeromagnetométricos. **Geologia USP. Série Científica**, v. 17, n. 3, p. 149-161, 2017.

CASTELO BRANCO, A. O. T. Análise da conectividade da paisagem no baixo curso do rio Piancó – Pombal – Semiárido paraibano. 2017. Monografia (Bacharelado em Geografia) - Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2017.

CAVALCANTE, A. A. Geomorfologia fluvial no semiárido brasileiro. **Revista de Geografia (Recife)**, v. 35, n. 4, p. 254-268, 2018.

CAVALCANTE, A. A.; CUNHA, S. B. Morfodinâmica fluvial em áreas semiáridas: discutindo o vale do rio Jaguaribe-CE-Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 1, 2012.

CAVALCANTI JR., M. M. Funcionamento de rios intermitentes sob influência da transposição do Rio São Francisco. 2021. Tese (Doutorado em Ecologia) - Programa de Pós-Graduação em Ecologia, Universidade de Brasília, Brasília, 2021.

CHARLTON, R. **Fundamentals of fluvial geomorphology**. Routledge, 2008. 234p.

CHEREM *et al.*, 2020. Análise morfométrica em bacias hidrográficas. In: MAGALHÃES JR.; A. P.; BARROS; L. F. P. **Hidrogeomorfologia: formas, processos e registros sedimentares fluviais**. 1 ed. Bertrand Brasil. 2020. p. 175- 217.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia Fluvial**. 2ª ed. São Paulo: Edgard Blücher. 1981. 297p.

- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. Editora Blucher, 1980.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Modelagem de sistemas ambientais**. São Paulo: Edgard Blücher, 1999.
- CLAUDINO SALES, V. *et al.* Estado da arte dos estudos geomorfológicos no Nordeste Brasileiro: uma síntese (e várias teses). In: CARVALHO JR. *et al.* (ed.) **Revisões de Literatura da Geomorfologia Brasileira**, 2022.
- CLIMANÁLISE. Boletim de monitoramento e análise climática. CPTEC/INPE/MCT, v. 19, n. 1, jan, 2004.
- COELHO, A. L. N. Geomorfologia fluvial de rios impactados por barragens. **Caminhos de Geografia**, v. 9, n. 26, p.16-32, 2008.
- COLLISCHONN, W.; TASSI, R. **Introduzindo Hidrologia**. Apostila, versão 8. Rio Grande do Sul: IPH UFRS. 2010.
- CORDEIRO, A. M. N.; BASTOS, F.H.; MAIA, R. P. Formações concrecionárias e aspectos genéticos e evolutivos do Maciço do Quincuncá, Província Borborema, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 2, 2018.
- CORRÊA, A. C. B.; SOUZA, J.O. P.; CAVALCANTI, L.C. S. Solos do ambiente semiárido brasileiro: erosão e degradação a partir de uma perspectiva geomorfológica. In: GUERRA, A. J. T.; JORGE, C.O.M. **Degradação dos solos no Brasil**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2014. p. 127-169
- DOLLAR, E. S. J. Fluvial geomorphology. **Progress in physical geography**, v. 28, n. 3, p. 405-450, 2004.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA (EMBRAPA) **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 2ª. Centro Nacional de Pesquisas de Solos. ed. Rio de Janeiro: EMBRAPA-SPI, 2006.
- FEIL, A. A.; SCHREIBER, D.; TUNDISI, J. G. A complexidade do sistema ambiental e humano e sua relação com a sustentabilidade. **Sustentabilidade em Debate**, v. 6, n. 1, p. 37-52, jan. /abr., 2015.
- FERREIRA, V. R. **Mongólia: uma narrativa caótica?** 2008. Dissertação (Mestrado em Letras) - Programa de Pós-Graduação em Letras, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2008.
- FEY, F.; ROSA, J. Teoria do caos: a ordem na não-linearidade. **Universo Acadêmico**, v. 5, n. 1, p. 217-32, 2012.
- FRANCO, V. V.; SOUZA, J. O. P. Conectividade de sedimentos na Bacia Hidrográfica Riacho do Tigre, ambiente semiárido no município de São João do Tigre-PB. **Geosp Espaço e Tempo (Online)**, v. 23, n. 3, p. 697-711, dez. 2019.
- FRYIRS, K. (Dis) Connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at the sediment delivery problem. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, n. 1, p. 30-46, 2013.
- FRYIRS, K. A. *et al.* Buffers, barriers and blankets: the (dis) connectivity of catchment-scale sediment cascades. **Catena**, v. 70, n. 1, p. 49-67, 2007a.
- FRYIRS, K. A. *et al.* Catchment-scale (dis) connectivity in sediment flux in the upper Hunter catchment, New South Wales, Australia. **Geomorphology**, v. 84, n. 3-4, p. 297-316, 2007b.
- FRYIRS, K. A.; BRIERLEY, G. J. Geomorphic analysis of river systems: an approach to reading the landscape. **John Wiley & Sons**, 2013.

FUNDAÇÃO CEARENSE DE METEOROLOGIA E RECURSOS HÍDRICOS (FUNCEME). **Levantamento exploratório: reconhecimento de solos no estado do Ceará.** Escala 1:600.000. Funceme, 2018.

FUNDAÇÃO CEARENSE DE METEOROLOGIA E RECURSOS HÍDRICOS (FUNCEME). **Quadra chuvosa do Ceará em 2019 fica em torno da média.** 5 de junho de 2019. Disponível em: <http://www.funceme.br/?p=5023> Acesso em: 21 de maio de 2022.

FUNDAÇÃO CEARENSE DE METEOROLOGIA E RECURSOS HÍDRICOS (FUNCEME). **Monitoramento dos postos pluviométricos.** 2020. Disponível em: http://www.funceme.br/?page_id=2694

GATTO, L.C. S. (supervisor). **Diagnóstico ambiental da bacia do rio Jaguaribe:** Diretrizes gerais para a ordenação territorial. Salvador: IBGE, 1999.

GOMES, J. R. C.; VASCONCELOS, A.M. **Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil.** Jaguaribe SW: folha SB. 24-Y. Brasília: CPRM, 2000.

GRAF, W. L. **Fluvial processes in dryland rivers.** New York: Springer-Verlag, 1988.

GRIMM, A. M. *et al.* Variabilidade interanual do clima no Brasil. In: CAVALCANTI, I.F.A. *et al.* (orgs). **Tempo e clima no Brasil.** São Paulo: Oficina de Textos, 2009. P. 353-374.

GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Org.). Geomorfologia e Meio ambiente. Ed. Bertrand Brasil. Rio de Janeiro, 1996.

GUERRA, A. T. **Dicionário geológico-geomorfológico.** 8 ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1993.

HECKMANN, T. *et al.* Indices of sediment connectivity: opportunities, challenges and limitations. **Earth-Science Reviews**, v. 187, p. 77-108, 2018.

HOOKE, J. Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology. **Geomorphology**, v. 56 (1–2), p. 79–94, 2003.

HOOKE, J.; SOUZA, J. Challenges of mapping, modelling and quantifying sediment connectivity. **Earth-Science Reviews**, v. 223, p. 103847, 2021.

HOOKE, R. L. B. On the history of humans as geomorphic agents. **Geology**, v. 28, n. 9, p. 843-846, 2000.

HUGGETT, R. A history of the systems approach in geomorphology. **Géomorphologie: relief, processus, environnement**, v. 13, n. 2, p. 145-158, 2007.

INSITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATISTICA (IBGE) /DIRETORIA DE GEOCIÊNCIAS (DGC). **Mapa de Solos da Folha SB.24 – Jaguaribe.** 2015 Disponível em: <https://geoservicos.ibge.gov.br/geoserver/web/wicket/bookmarkable/org.geoserver.web.demo.MapPreviewPage?3&filter=false>

INSITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATISTICA (IBGE). **Censo demográfico do Brasil de 2010.** Disponível em: <https://censo2010.ibge.gov.br/>

INSITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATISTICA (IBGE). **Manual técnico de pedologia.** Rio de Janeiro, 2007.

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS (INPE) **Projeto Topodata.** Disponível em: <http://www.dsr.inpe.br/topodata/> Acesso em: 04 de jun de 2019.

LANE, C. R. *et al.* Vulnerable waters are essential to watershed resilience. **Ecosystems**, v. 26, n. 1, p. 1-28, 2023.

LEPSCH, I. F. **Formação e conservação dos solos.** Oficina de textos, 2016.

- LEXARTZA-ARTZA, I.; WAINWRIGHT, J. Hydrological connectivity: Linking concepts with practical implications. *Catena*, v. 79, n. 2, p. 146-152, 2009.
- LIMA, G. G.; MARÇAL, M. S.; CORRÊA, A. C.B. Conectividade fluvial no Planalto Sedimentar do Araripe, semiárido brasileiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 22, n. 3, 2021.
- LIMA, R. N. S.; MARÇAL, M. S. Avaliação da Condição Geomorfológica da Bacia do rio Macaé–RJ a partir da Metodologia de Classificação dos Estilos Fluviais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 14, n. 2, 2013.
- LIMA, W. P.; ZAKIA, M. J. B. **Hidrologia de Matas Ciliares**. 2000? Disponível em: <https://www.ipef.br/hidrologia/mataciliar.asp>
- LOPES, J. W. B.; PINHEIRO, E. A. R. Análise temporal da conectividade e da capacidade de transporte potencial de sedimentos em meso-bacia semiárida, CE, Brasil. **Revista Agro@mbiente On-line**, v. 7, n. 2, p. 136-144, 2013.
- LORENZON, A. S. *et al.* Influência das características morfométricas da bacia hidrográfica do rio Benevente nas enchentes no município de Alfredo Chaves-ES. **Revista Ambiente & Água**, v. 10, p. 195-206, 2015.
- MAGALHÃES JR. A. P.; BARROS; L. F. P. **Hidrogeomorfologia: formas, processos e registros sedimentares fluviais**. 1 ed. Bertrand Brasil. 2020.
- MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Condicionamento estrutural do relevo no Nordeste setentrional brasileiro. **Mercator** (Fortaleza), v. 13, p. 127-141, 2014.
- MAIA, R. S. **Identificação e caracterização dos estilos fluviais da Bacia Riacho do Tigre-PB**. 2016. Monografia (Bacharelado em Geografia) - Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2016.
- MAPBIOMAS BRASIL. 2019. Caatinga, coleção 5. Disponível em: <https://mapbiomas.org/>
- MARÇAL, M. S.; LIMA, R. N. S. Abordagens Conceituais Contemporâneas na Geomorfologia Fluvial. **Espaço Aberto**, v. 6, n. 1, p. 17-34, 2016.
- MARENGO, J. A. *et al.* **Mudanças climáticas e eventos extremos no Brasil**. Rio de Janeiro: FBDS, 2009.
- MARTINS, E. S. *et al.* As águas do Nordeste e o balanço hídrico. In: **A Questão da Água no Nordeste**. Centro de Gestão e Estudos Estratégicos. Agência Nacional de águas. CGEE: Brasília, v. 3, p. 101-119, 2012.
- MATTOS, S. H. V. L.; PEREZ FILHO, A. Complexidade e estabilidade em sistemas geomorfológicos: uma introdução ao tema. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 5, n. 1, 2004.
- MAXWELL, C. M. *et al.* Managing flood flow connectivity to landscapes to build buffering capacity to disturbances: An ecohydrologic modeling framework for drylands. **Journal of Environmental Management**, v. 278, p. 111486, 2021.
- MEURER, M. A restauração fluvial e a busca de reconciliação da Europa com seus cursos d'água: O que o Brasil deve aprender com esta experiência? **GEOgraphia**, v. 12, n. 23, p. 124-139, 2011.
- MICHAELIDES, K.; CHAPPELL, A. Connectivity as a concept for characterising hydrological behaviour. **Hydrological Processes**, v. 23, n. 3, p. 517-522, 2009.

- MOLION; L. C B.; BERNARDO, S. O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.17, n.1, p 1- 10, 2002.
- MORALES, N.; ASSINE, M. L. Chapada do Araripe: a highland oasis incrustated into the semi-arid region of northeastern Brazil. *In*: VIEIRA, B. C.; SALGADO; A. A. R.; SANTOS, L. J. C. **Landscapes and landforms of Brazil**. Springer, Dordrecht, 2015. p. 231-242.
- MORO, M. F. *et al.* Vegetação, unidades fitoecológicas e diversidade paisagística do estado do Ceará. **Rodriguésia**, v. 66, p. 717-743, 2015.
- MOURA, M. S. B. *et al.* Clima e água de chuva no Semi-Árido. Petrolina, PE: Embrapa Semi-Árido, v. 13, 2007.
- NIMER, E. **Climatologia do brasil**. IBGE, 1989.
- NÓBREGA, R. S. *et al.* Tendências do controle climático oceânico sob a variabilidade temporal da precipitação no Nordeste do Brasil. **Revista de Brasileira de Climatologia**, v.18, p. 276-292, 2016.
- NOVAIS, R. P. *et al.* A perenização de rios pela construção de açudes para o combate à seca no semiárido nordestino. **Geopauta**, v. 6, 2022.
- NULL, J. El Niño and La Niña Years and intensities. Golden Gate Weather Services. 2023. Disponível em: <https://ggweather.com/enso/oni.htm> Acesso em: 10 de jul. 2023.
- NYS, E.; ENGLE, N. L.; MAGALHÃES, A. R. **Secas no Brasil: política e gestão proativas**. Brasília: Centro de Gestão e Estudos Estratégicos; Banco Mundial, 2016.
- OLIVEIRA, H. C. **Impactos hidrofísicos na bacia hidrográfica do alto curso do Rio Paraíba frente a sua perenização**. 2018. Monografia (Bacharelado em Geografia) - Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2018.
- PELOGGIA, A. U. G. A ação do homem enquanto ponto fundamental da geologia do Tecnógeno: proposição teórica básica e discussão acerca do caso do município de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 3, p. 257-268, 1997.
- PEULVAST, J-P.; BÉTARD, F. A history of basin inversion, scarp retreat and shallow denudation: The Araripe basin as a keystone for understanding long-term landscape evolution in NE Brazil. **Geomorphology**, v. 233, p. 20-40, 2015.
- PHILLIPS, J. D. Changes, perturbations, and responses in geomorphic systems. **Progress in Physical Geography**, v. 33, n. 1, p. 17-30, 2009.
- PHILLIPS, J. D. Nonlinear dynamical systems in geomorphology: revolution or evolution? **Geomorphology**, v. 5, n. 3-5, p. 219-229, 1992a.
- PHILLIPS, J. D. The end of equilibrium? **Geomorphology**, v. 5, n. 3-5, p. 195-201, 1992b.
- POEPPL, R. E. *et al.* Managing sediment (dis) connectivity in fluvial systems. **Science of the Total Environment**, v. 736, p. 139627, 2020.
- POPP, J. H. **Geologia Geral**. 6ª ed. Rio de Janeiro: LTC, 2014.
- PRIGOGINE, I. Tradução: FERREIRA, Roberto Leal. **As leis do caos**. Unesp, 2002.
- PRINGLE, C. What is hydrologic connectivity and why is it ecologically important? **Hydrological Processes**, v. 17, n. 13, p. 2685-2689, 2003.
- RENWICK, W. H. Equilibrium, disequilibrium, and nonequilibrium landforms in the landscape. **Geomorphology**, v. 5, n. 3-5, p. 265-276, 1992.

- RIBEIRO, S. C.; MARÇAL, M. S.; CORRÊA, A. C. B. Geomorfologia de áreas semi-áridas: uma contribuição ao estudo dos sertões nordestinos. **Revista de Geografia (Recife)**, v. 27, n. 1, p. 120-137, 2010.
- ROCHA, R. R. A.; ROCHA, P. C. Sistemas rio-planície de inundação: geomorfologia e conectividade hidrodinâmica. **Revista Tópos**, v. 1, n. 2, p. 81-112, 2007.
- RODRIGUES, J. M. Modificações geomórficas nos estilos fluviais da bacia do alto curso do Rio Piranhas, semiárido paraibano. 2021. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 2021.
- RODRIGUES, J. M.; SOUZA, J. O. P. Parâmetros de controle de estilos fluviais na bacia hidrográfica do alto curso do rio Piranhas, semiárido paraibano. **Caderno de Geografia**, v. 30, n. 62, p. 650-650, 2020.
- ROSA, P. *et al.* Stream power determination in gis: an index to evaluate the most 'Sensitive' points of a river. **Water**, v. 11, n. 6, p. 1145, 2019.
- SACO, P. M. *et al.* Using hydrological connectivity to detect transitions and degradation thresholds: Applications to dryland systems. **Catena**, v. 186, p. 104354, 2020.
- SANTANA, E. W. **Caderno regional da sub-bacia do Alto Jaguaribe** / Conselho de Altos Estudos e Assuntos Estratégicos, Assembleia Legislativa do Estado do Ceará. Fortaleza: INESP, 2009.
- SANTOS, D. N.; SAAD, A. R.; STEVAUX, J. C. Mineração de Areia em Canais Fluviais de Grandes Rios Tropicais: Análise na Extração de Areia No Alto Curso do Rio Paraná entre os Municípios de Marilena e Guaíra (PR). **Revista ESPACIOS** | Vol. 36, n. 13, 2015.
- SANTOS, H.; ZARONI, M.; ALMEIDA, E. Neossolos Litólicos. 2019. Disponível em: https://www.agencia.cnptia.embrapa.br/gestor/solos_tropicais/arvore/CONT000gn230xho02wx5ok0liq1mqxhk6vk7.html
- SANTOS, J. E. B. *et al.* Conectividade e área de captação efetiva da bacia hidrográfica do rio Farias, semiárido de Alagoas. In: III Simpósio da Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco, 2020, Belo Horizonte. **Anais. [...]** Belo Horizonte, 2020.
- SANTOS, W. V. **Caracterização dos estilos fluviais da bacia hidrográfica Riacho Talhada-semiárido alagoano**: contribuições à gestão hidrogeomorfológica. 2021. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Federal de Alagoas, Maceió, 2021.
- SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL (CPRM). **Mapa Geológico do Estado do Ceará**. Escala 1:500.000. Fortaleza: 2020. Disponível em: <https://geosgb.cprm.gov.br/geosgb/downloads.html>
- SILVA, J. M. O. Utilização de anos-padrão no estudo da variabilidade pluviométrica no município do Crato/Ceará. **Os Desafios da Geografia Física na Fronteira do Conhecimento**, v. 1, p. 2060-2072, 2017.
- SINGH, P.; GUPTA, A.; SINGH, M. Hydrological inferences from watershed analysis for water resource management using remote sensing and GIS techniques. **The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science**, v. 17, n. 2, p. 111-121, 2014.
- SOUZA, J. C.; PEREIRA, U. C. Antropogeomorfologia – o homem como agente geomorfológico: base teórica e análise acerca da extração do amianto crisotila em Minaçu (GO). **Geoambiente On-line**, n. 24, jan-jun, p.32-48, 2015.

- SOUZA, J. O. P. Dos sistemas ambientais ao sistema fluvial – uma revisão de conceitos. **Caminhos de Geografia**, v. 14, n. 46, 2013.
- SOUZA, J. O. P. **Modelos de evolução da dinâmica fluvial em ambiente semiárido–bacia do açude do saco, Serra Talhada, Pernambuco**. 2014. Tese (Doutorado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2014.
- SOUZA, J. O. P. **Sistema fluvial e açudagem no semi-árido, relação entre a conectividade da paisagem e dinâmica da precipitação, na bacia de drenagem do riacho do saco, Serra Talhada, Pernambuco**. 2011. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2011.
- SOUZA, J. O. P.; ALMEIDA, J. D. M. Processos fluviais em terras secas: uma revisão. Processos fluviais em terras secas: uma revisão. **Revista OKARA: Geografia em debate** v, v. 9, n. 1, p. 108-122, 2015.
- SOUZA, J. O. P.; BARROS, A.C. M.; CORRÊA, A. C. B. Estilos fluviais num ambiente semiárido: bacia do Riacho do Saco, Pernambuco. **Finisterra-Revista Portuguesa de Geografia**, n. 102, p. 3-23, 2016.
- SOUZA, J. O. P.; CORRÊA, A. C. B.; BRIERLEY, G. J. An approach to assess the impact of landscape connectivity and effective catchment area upon bedload sediment flux in Saco Creek Watershed, Semiarid Brazil. **Catena**, v. 138, p. 13-29, 2016.
- SOUZA, J. O. P.; CORRÊA, A. C. B. Conectividade e área de captação efetiva de um sistema fluvial semiárido: bacia do riacho Mulungu, Belém de São Francisco-PE. **Sociedade & Natureza**, v. 24, p. 319-332, 2012.
- SOUZA, J.; HOOKE, J. Influence of seasonal vegetation dynamics on hydrological connectivity in tropical drylands. **Hydrological Processes**, v. 35, n. 11, p. e14427, 2021.
- SOUZA, M. J. N. *et al.* **Condições Geo-Ambientais do Semi-Árido Brasileiro**. Notas e Comunicações de Geografia. Serie B, Textos Didáticos, v. 15, p. 13-19, 1996.
- STEVAUX, J. C.; LATRUBESSE, E. M. **Geomorfologia fluvial**. Oficina de Textos, 2017.
- SUASSUNA, J. Semi-árido: proposta de convivência com a seca. **Cadernos de Estudos Sociais**, v. 23, n. 1-2, 2007.
- SUGUIO, K. **Geologia sedimentar**. Editora Blucher, 2003.
- THOMAS, D. S. G. (Ed.). **The dictionary of physical geography**. John Wiley & Sons, 2016.
- THOMSON, J. R.; TAYLOR, M. P.; BRIERLEY, G. J. Are River Styles ecologically meaningful? A test of the ecological significance of a geomorphic river characterization scheme. **Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems**, v. 14, n. 1, p. 25-48, 2004.
- TOOTH, S. Process, form and change in dryland rivers: a review of recent research. **Earth-Science Reviews**, v. 51, n. 1-4, p. 67-107, 2000.
- VASCONCELOS, A. M.; GOMES, F. E. M. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-Iguatu (Folha SB. 24-Y_B) 1: 250.000**. Fortaleza: CPRM, 1998.
- VIEIRA, E. G.; REZENDE, E. N. Exploração Mineral de Areia e Meio Ambiente Ecologicamente Equilibrado: É possível conciliar? **Sustentabilidade em Debate**, v. 6, n. 2, p. 171-192, 2015.
- VILLELA, S. M.; MATTOS, A. **Hidrologia aplicada**. Editora McGraw-Hill do Brasil, 1975.

WALLING, D. E. The sediment delivery problem. **Journal of hydrology**, v. 65, n. 1-3, p. 209-237, 1983.

WOHL, E. Connectivity in rivers. **Progress in Physical Geography**, v. 41, n. 3, p. 345-362, 2017.

ZANANDREA, F. *et al.* Conectividade dos sedimentos: conceitos, princípios e aplicações. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 2, 2020.

ZINGARO, M. *et al.* Experimental application of sediment flow connectivity index (SCI) in flood monitoring. **Water**, v. 12, n. 7, p. 1857, 2020.