



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE GEOGRAFIA, DESENVOLVIMENTO E MEIO AMBIENTE
CURSO DE GEOGRAFIA BACHARELADO**

GABRIEL DO NASCIMENTO ALVES

**AVALIAÇÃO DE ESTILOS FLUVIAIS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIACHO
GRANDE, ALAGOAS**

Maceió
2022

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE GEOGRAFIA, DESENVOLVIMENTO E MEIO AMBIENTE
CURSO DE GEOGRAFIA BACHARELADO**

GABRIEL DO NASCIMENTO ALVES

**AVALIAÇÃO DE ESTILOS FLUVIAIS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIACHO
GRANDE, ALAGOAS**

Dissertação submetida à banca examinadora do programa de pós-graduação em Geografia, para nível de mestrado na linha de pesquisa de Dinâmica Socioambiental e Geoprocessamento da Universidade Federal de Alagoas.

Orientador: Prof. Dr. Kleython de Araújo Monteiro

Maceió
2022

**Catálogo na fonte Universidade Federal de
Alagoas Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico**

Bibliotecária: Taciana Sousa dos Santos – CRB-4 – 2062

A474a Alves, Gabriel do Nascimento.

Avaliação de estilos fluviais da bacia hidrográfica do
Riacho Grande, Alagoas / Gabriel do Nascimento Alves. –
2022.

105 f. : il. color.

Orientador: Kleython de Araújo Monteiro.

Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade
Federal de Alagoas. Instituto de Geografia,
Desenvolvimento e Meio Ambiente. Programa de Pós-
Graduação em Geografia. Maceió, 2022.

Bibliografia: f. 94-105.

1. Sistemas fluviais. 2. Terras secas. 3. Bacia hidrográfica. 4.
Semiárido

Ao meu pai, Elias Alves da Silva (*in memoriam*).

AGRADECIMENTOS

Ao meu querido orientador, prof. Dr. Kleython de Araújo Monteiro. Para além de todo o conhecimento e orientação repassados, e todos os momentos de alegria e bom convívio. Sua paciência, compreensão e aconselhamentos foram primordiais para que eu pudesse concluir a dissertação em um período particularmente difícil, sou verdadeiramente muito grato por tudo.

À banca examinadora, professores Melchior Carlos do Nascimento e Jonas Otaviano Praça de Souza, suas considerações e apontamentos foram de extrema importância na realização do trabalho, tanto os conhecimentos sobre os ambientes fluviais quanto toda a questão de ocupação e dinâmica nas bacias do semiárido do baixo São Francisco, muito obrigado.

À Universidade Federal de Alagoas, pelo ensino público, gratuito e de qualidade. E por todos os que trabalham no IGDEMA e tornam tudo possível.

Aos meus amigos e colegas do NEQUAT por toda convivência e suporte. Um agradecimento em especial à Jonas, Panta e Jardel pela amizade, inúmeros conselhos e incentivos, além de todo auxílio apesar da correria do dia-a-dia.

Aos meus queridos amigos, pelos momentos de alegria e descontração que tornaram tudo mais leve, crescer ao lado de vocês é um privilégio e os tenho com muita estima. À Bianca, sempre me apoiando e incentivando em qualquer decisão que tomo, sempre seguindo em frente.

À minha avó, Lourdes e meu avô Aderson, meus segundos pais que sempre cuidaram tão bem da família. À minha tia Rejane, por todo apoio. Ao meu irmão Matheus, meu melhor amigo. Aos meus pais, Roberta e Elias que sempre tiveram minha educação como prioridade, abrindo mão de várias coisas para que eu possa me desenvolver nos estudos. Pai, seus ensinamentos e memórias caminharão comigo por toda a minha vida, nem consigo expressar o quão grato eu sou por todo o cuidado, cada conselho, cada abraço e carinho. É tudo por vocês.

RESUMO

A investigação de sistemas fluviais de terras secas se mostra pouco numerosa em comparação com os estudos desenvolvidos em regiões úmidas, carecendo de pesquisas que evidenciem as particularidades destes ambientes. Assim, a pesquisa trouxe como problemática a investigação da dinâmica fluvial de uma bacia hidrográfica do ambiente semiárido de Alagoas através de associações entre as características físicas locais e regionais, seus controles estruturais, e as intervenções resultantes da atuação humana. O objetivo trata da caracterização de tipologias fluviais que exibem o conjunto de características supracitadas para se conhecer de forma mais detalhada, a dinâmica hidrossedimentológica do curso principal da bacia hidrográfica do Riacho Grande. Partindo da hipótese de que os aspectos analisados em conjunto podem evidenciar impactos na formação e desenvolvimento de feições deposicionais no Riacho Grande. Com esse propósito, se buscou aplicar a primeira etapa da abordagem teórico-metodológica dos estilos fluviais para o canal principal da bacia. Foi necessário a aplicação do índice Relação Declividade- Extensão (RDE) buscando as rupturas de patamares; o mapeamento de uso e cobertura de terra visando as interferências antrópicas; e o mapeamento de unidades de paisagem para a investigação de domínios de controles topográficos regionais. Foi revelado que as rupturas de patamar podem estar controlando processos de sedimentação ao longo do curso principal ao longo das três unidades de paisagem identificadas na bacia, sendo delimitadas com regiões de declividade e topografia homogêneas. Nestas unidades, o uso de terra mostrou uma elevação na cobertura de intervenção antrópica em um período de 20 anos. Por fim, quatro tipologias fluviais foram identificadas: Não confinado, semiconfinado com leito aluvial, confinado com leito misto rochoso-aluvial e confinado com planícies de inundação descontínuas. Cada tipologia permitiu compreender a associação dos dados obtidos e sua expressão em depósitos de sedimentos ao longo do canal (ou sua ausência). A pesquisa se mostrou relevante para o desenvolvimento de estudos em terras secas tropicais. Se embasando na fase inicial da metodologia dos estilos fluviais, o caráter e o comportamento dos trechos puderam ser evidenciados e correlacionados de forma a se tornar útil para a gestão e o planejamento da área de estudo em relação aos recursos hídricos.

Palavras-chave: estilos fluviais; terras secas; sistemas fluviais.

ABSTRACT

The researches of fluvial systems of drylands is lower in comparison with the studies developed in humid regions, lacking researches that highlight the particularities of these environments. Thus, the research brought as issue the investigation of the fluvial dynamics of a hydrographic basin of the semi-arid environment of Alagoas through associations between the local and regional physical characteristics, their structural controls, and the interventions resulting from human action. The objective is the characterization of fluvial typologies that exhibit the above-mentioned set of characteristics in order to know in a more detailed way the hydrosedimentological dynamics of the main course of the Riacho Grande watershed. Starting from the hypothesis that the aspects analyzed together can show impacts on the formation and development of depositional features in the Riacho Grande. With this purpose, it was sought to apply the first stage of the theoretical-methodological approach of fluvial styles to the main channel of the basin. It was necessary the application of the Declivity-Extension Ratio (DER) index seeking the plateau ruptures; the mapping of land use and land cover aiming the anthropic interferences; and the mapping of landscape units for the investigation of domains of regional topographic controls. It was revealed that plateau ruptures may be controlling sedimentation processes along the main course along the three landscape units identified in the basin, being delimited with regions of homogeneous slope and topography. In these units, land use showed an increase in anthropic intervention coverage over a 20-year period. Finally, four fluvial typologies were identified: Unconfined, semi-confined with alluvial bed, confined with mixed rock-aluvial bed, and confined with discontinuous floodplains. Each typology allowed understanding the association of the data obtained and its expression in sediment deposits along the channel (or its absence). The research has proven relevant to the development of studies in tropical drylands. Based on the initial phase of the fluvial styles methodology, the character and behavior of the stretches could be evidenced and correlated in a way that becomes useful for the management and planning of the study area in relation to water resources.

Key-words: river styles; drylands; fluvial systems.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1- Mapa de localização da bacia hidrográfica do Riacho Grande.....	41
Figura 2 - Mapa hipsométrico da BHRG.....	42
Figura 3 - Mapa geológico da BHRG.....	44
Figura 4 - Média mensal de precipitação e temperatura em Pão de Açúcar.....	48
Figura 5 - Média mensal de precipitação e temperatura em Santana do Ipanema.....	49
Figura 6 - Média de precipitação para o período de 1981-2021.....	50
Figura 7 - Média de precipitação anual do período de 1935-2021 de Pão de Açúcar.	51
Figura 8 - Quantidade de dias com chuva para o período de 1981-2021.	51
Figura 9 - Primeira etapa dos estilos fluviais.....	56
Figura 10 - Parâmetros para definição dos estilos fluviais.	57
Figura 11 - Comparativo de classes de uso de terra na BHRG nos anos 1999 e 2020.....	59
Figura 12 - Porcentagem da distribuição de cobertura de terra na BHRG para o ano de 1999.....	60
Figura 13 - Porcentagem da distribuição de cobertura de terra na BHRG para o ano de 2021.....	61
Figura 14 - Mapa geomorfológico da bacia hidrográfica do Riacho Grande	62
Figura 15 - Mapa de Unidades de Paisagem da BHRG.....	64
Figura 16 - Valores de anomalias de drenagem do índice RDE. Anomalias de primeira ordem estão destacadas.	66
Figura 17 - Mapa de anomalias de drenagem.	67
Figura 18 – Múltiplos cotovelos de drenagem.	68
Figura 19 – Feições de deposição em vale entulhado de sedimentos.....	69
Figura 20 - Mapa de confinamento de vale, com destaque para os pontos mapeados.	70
Figura 21 - Perfil longitudinal da BHRG.	71
Figura 22 - Painel síntese das tipologias fluviais da BHRG.....	74
Figura 23 - Configuração e comportamento das tipologias fluviais.....	76
Figura 24 - Mapa de estilo fluvial ‘‘Não confinado’’	77
Figura 25 - Feições em estilo fluvial não confinado, barra de confluência de canal localizada à montante do Canal do Sertão.....	79
Figura 26 - Feições de deposição na área urbana do município Senador Rui Palmeira	80
Figura 27 - Mapa de tipologia fluvial semiconfinada com leito aluvial.....	81

Figura 28 - Açudes localizado em tributários, atuando como nível de base local para canais à montante.	84
Figura 29 - Mapa com trecho de extração de areia no leito do canal.	85
Figura 30 - Mapa de estilo fluvial confinado em leito misto rochoso-aluvial.	87
Figura 31 - Feição em ilha.	89
Figura 32 - Mapa de estilo fluvial Confinado com planícies de inundação ocasionais.	90
Figura 33 - Leque terminal localizado na foz do Riacho Grande.	92

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Porcentagem de distribuição de cobertura de terra.....	60
Tabela 2 - Quantificação de confinamento de vale em quilômetros e porcentagem.	70

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	13
2	OBJETIVOS	14
2.1	Objetivo geral	14
2.2	Objetivos específicos	14
3	REFERENCIAL TEÓRICO	15
3.1	Sistemas fluviais	15
3.1.1	Tipologia dos sistemas e seus elementos	15
3.2	Sistemas não-lineares	16
3.3	Bacias hidrográficas e compartimentos de sistemas fluviais	20
3.4	Sensitividade da paisagem	23
3.5	Conectividade da paisagem	27
3.6	Tipos de ligações e elementos de desconectividade	32
3.6.1	Desconectividade vertical	33
3.6.2	Desconectividade longitudinal	34
3.6.3	Desconectividade lateral	35
3.7	A metodologia dos estilos fluviais	39
4	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	41
4.1	Localização	41
4.2	Contexto geológico	42
4.3	Contexto climático	45
5	MATERIAL E MÉTODOS	53
5.1	Mapeamento de uso e cobertura de terra	53
5.2	Mapeamento de unidades de paisagem	53
5.3	Aplicação de parâmetros morfométricos	54
5.3.1	Índice RDE/SL	54
5.4	Mapeamento das tipologias fluviais	55
5.4.1	Configuração de confinamento dos vales	56
5.4.2	Unidades geomórficas	58
6	RESULTADOS E DISCUSSÃO	58
6.1	Dinâmica de uso e cobertura de terra para os anos de 1999 e 2020	58
6.2	Unidades de paisagem da bacia hidrográfica do Riacho Grande	62
6.3	Controle estrutural na sedimentação da bacia hidrográfica do Riacho Grande	65
6.4	Compartimentação de vale e mapeamento de tipologias fluviais	70
6.4.1	Compartimentos de vale	70
6.5	Tipologias fluviais: Os estilos fluviais da Bacia hidrográfica do Riacho Grande	74
6.5.1	Não confinado	76

6.5.2	Semiconfinado com leito aluvial	81
6.5.3	Confinado com leito misto rochoso-aluvial.....	87
6.5.4	Confinado com planícies de inundação descontínuas	90
7	CONSIDERAÇÕES FINAIS	93
8	REFERÊNCIAS	95

2 INTRODUÇÃO

Os rios de terra seca são de fundamental importância para as populações humanas nestas regiões, proporcionando serviços de abastecimento e servindo como ecossistemas culturais, no entanto são ambientes ameaçados devido à dinâmica climático, física e biológica, também suscetíveis à ação humana (LARKIN et al, 2020).

Sabe-se que a dinâmica antrópica desenvolvida nos ambientes fluviais causa efeitos diretos e indiretos nestes sistemas, alterando profundamente características locais, bióticas e abióticas (FARIAS *et al*, 2015). A questão se torna mais delicada em um ambiente semiárido onde a população historicamente enfrenta problemas sérios em relação à qualidade de vida e depende destes ambientes para sua subsistência (ARAÚJO *et al*, 2011).

A região semiárida do Brasil se apresenta como um ambiente distinto em comparação com a base normativa de ambientes úmidos que norteiam os estudos em geomorfologia fluvial. Algumas de suas particularidades incluem divergências em seu regime hidrológico, sedimentológico e morfológico, onde as vazões que atuam nos canais tendem a ser rápidas e intensas, associadas com períodos de precipitação irregulares no tempo e no espaço (CAVALCANTE, 2018).

Por décadas, os sistemas fluviais em terras secas vêm sendo estudado por todo o globo, em regiões da Austrália (TOOTH, 1999), Israel (SCHICK, 1993) e África do Sul (TOOTH e NANSON, 1995), priorizando a caracterização desses ambientes semiáridos de acordo com a dinâmica hidráulica, controlada pela variabilidade climática (TOOTH, 2000, SOARES *et al*, 2018).

Há um crescente número de trabalhos em geomorfologia fluvial no nordeste do Brasil, como em pesquisas realizadas nos estados do Rio Grande do Norte (COSTA e GUEDES, 2020), Pernambuco (BARROS, 2014; ALMEIDA, 2021; SOUZA, 2014; SILVA *et al*, 2019), e Paraíba (RODRIGUES e SOUZA, 2020b; MAIA, 2019).

Porém no estado de Alagoas estes estudos ainda são pouco numerosos, em especial no semiárido. Portanto, a pesquisa busca contribuir para o conjunto de conhecimentos acerca dos sistemas fluviais para o estado e também para os ambientes semiáridos tropicais, a partir da identificação dos Estilos Fluviais.

O trabalho busca avaliar a diversidade de ambientes fluviais em trechos do canal principal da bacia do Riacho Grande buscando a compreensão de aspectos do caráter e dos comportamentos destes trechos e em suas respostas aos agentes que atuam diretamente em sua dinâmica, sejam agentes naturais ou antrópicos através do uso de terra na região.

Para tanto, busca-se aplicar a primeira etapa da metodologia dos estilos fluviais (*River styles framework*) e parâmetros morfométricos, para classificar os trechos em tipologias que permitem compreender particularidades sobre os processos e formas destes locais.

3 OBJETIVOS

3.1 Objetivo geral

Caracterizar a diversidade fluvial, de acordo com a metodologia dos estilos fluviais, para compreender a dinâmica hidrogeomorfológica e suas condicionantes naturais e antrópicas na Bacia hidrográfica do Riacho Grande.

3.2 Objetivos específicos

- Averiguar a dinâmica espacial e temporal de uso de terra e sua interferência na drenagem;
- Observar os controles regionais mediante as unidades de paisagem;
- Analisar o papel do controle estrutural na dinâmica fluvial através de morfometria;
- Conhecer as configurações dos trechos por meio das tipologias fluviais;
- Tecer correlações entre as tipologias fluviais, fatores de dinâmicas naturais e de uso e cobertura de terra.

4 REFERENCIAL TEÓRICO

4.1 Sistemas fluviais

4.1.1 Tipologia dos sistemas e seus elementos

A ideia de sistemas dentro da ciência moderna passa a ter grande contribuição a partir da década de 1950 com o desenvolvimento da Teoria Geral dos Sistemas proposta por Ludwig Von Bertalanffy. Assim, um sistema pode ser compreendido como um conjunto complexo e organizado estruturado por elementos que se inter-relacionam, e sua análise se deve partir do estudo das interações das partes e seus processos associados, analisando os detalhes concomitantemente ao todo (SOUZA, 2013; MATTOS; PEREZ FILHO, 2004).

A teoria geral dos sistemas foi introduzida na geomorfologia por Arthur N. Strahler (1950; 1952), posteriormente recebendo contribuições dos trabalhos de John T. Hack (1960), Richard J. Chorley (1962) e Alan D. Howard (1965), tidos como trabalhos essenciais nesta problemática. Apesar da introdução da teoria geral dos sistemas por Strahler, Gilbert (1877) já havia feito contribuições importantes ao associar sua ideia de sistemas às suas considerações do que viria a ser entendido, um século depois, por equilíbrio dinâmico.

Ao se aplicar a teoria geral dos sistemas, uma das principais atribuições está em definir quais são os elementos, os atributos e as relações entre eles, de modo que o sistema em si possa ser compreendido em sua totalidade. Dessa forma, entender a composição dos sistemas abertos e seus aspectos se constitui como tarefa essencial. Alguns desses aspectos são a matéria, a energia e a estrutura que fluem interagindo nos diferentes compartimentos dos sistemas (VALE, 2012).

A matéria se caracteriza como o material mobilizado através do sistema, nesta pesquisa é compreendida como os fluxos de água e de sedimento. A energia é responsável pelo funcionamento do sistema, podendo ser dividida em energia potencial (força inicial para o funcionamento) e energia cinética, a energia de movimento que se une à energia potencial (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Já a estrutura de um sistema é formada pelos elementos e suas relações, se expressando através de seu arranjo. A compreensão das dimensões dos sistemas e subsistemas depende principalmente da escala trabalhada, um rio é um componente de

um sistema hidrográfico, da mesma forma que ele próprio pode se constituir como um sistema com atributos e funcionamentos próprios (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Os sistemas receberam diversas classificações tipológicas, no entanto para a pesquisa se levam em conta as classificações relacionadas aos sistemas fluviais, sendo eles: sistemas morfológicos; sistemas em sequência, sistemas processo-resposta. Cada um desses sistemas representa aspectos da totalidade, inclusive aspectos antrópicos (CHRISTOFOLETTI, 1980; GRAF, 1988; CHARLTON, 2008).

Os sistemas morfológicos representam a forma de um sistema, sua propriedade física com variáveis como comprimento, altura, declividade, densidade, etc. Na geomorfologia, os canais, encostas e planícies de inundação são exemplos de sistemas morfológicos. Devido a essa perspectiva sistêmica a forma de um componente é relacionado a forma de outro dentro de um mesmo sistema (CHARLTON, 2008; CHRISTOFOLETTI, 1980).

Os componentes de um sistema morfológico são conectados através dos sistemas em sequência, que representam o fluxo de água e sedimento através das formas, seja das encostas para os canais, entre a rede de drenagem, ou qualquer outro tipo de fluxo identificado (CHARLTON, 2008; CHRISTOFOLETTI, 1980).

Os sistemas morfológicos se unem aos sistemas em sequência, dando origem aos chamados sistemas processo-resposta. Enquanto os sistemas em sequência indicam os processos, os sistemas morfológicos são a representação das formas (CHARLTON, 2008).

4.2 Sistemas não-lineares

Huggett afirma que a ascensão do paradigma dos sistemas dinâmicos não lineares encerrou um período de prosperidade da visão de sistemas abertos, que apesar disto é usado como ferramenta de aprendizado (HUGGETT, 2007).

A ideia de equilíbrio começou a ser questionada e tornada mais complexa a partir da década de 1960, com considerações sobre atuação de limiares (HOWARD, 1965) e equilíbrio dinâmico metastável (SCHUMM, 1973) que se diferenciavam das ideias clássicas de equilíbrio dinâmico e estado estacionário (*steady-state*).

Um tema importante dentro desta abordagem é a não-linearidade, que ocorre sempre que os *outputs* de energia e matéria do sistema não são proporcionais aos seus *inputs* (PHILLIPS, 1992a). Muitos trabalhos indicam que muitos sistemas geomórficos são essencialmente não lineares (PHILLIPS, 1992a; PHILLIPS, 1992b; PHILLIPS, 2003;

TOOTH e NANSON, 2000; FRYIRS, 2017; LIENBY *et al.*, 2018; SINGH *et al.*, 2021).

Phillips (1992a) pontuou que os sistemas geomórficos tendem a ser complexos e a apresentarem comportamentos e padrões aleatórios devido aos numerosos mecanismos individuais de processo-resposta que respondem aos impactos no sistema. Phillips introduziu a teoria dos sistemas dinâmicos não lineares para os sistemas geomórficos, utilizando conceitos como caos, estruturas dissipativas e fractais, e encontrando comportamentos caóticos inclusive em processos fluviais de agitação e degradação (PHILLIPS, 1992a; OGUCHI e BUTLER, 2016).

Para o autor (PHILLIPS, 1992a), a ideia dos sistemas dinâmicos não lineares pode ser aplicada aos sistemas geomórficos na medida em que podem ser tidos como estruturas (ou sistemas) dissipativas e que apresentam um comportamento caótico derivado de mecânicas e estruturas relativamente simples.

As estruturas dissipativas são aquelas em que a energia é dissipada para manter a ordem em estados removidos do equilíbrio, envolve processos de auto-organização que produzem uma série de configurações ordenadas de sistema, onde cada membro é induzido por uma flutuação (HUGGETT, 1988). Dar (2019) aponta para a relação direta entre a dissipação de energia e o processo de deposição em ambientes fluviais, que pode resultar em locais de desconectividade como barras e planícies de inundação (Dar *et al.*, 2019).

Estes sistemas envolvem processos irreversíveis que resultam na dissipação de energia para se manter. Os sistemas geomórficos dissipam energia de fontes externas como a energia solar, tectônica e precipitação, geralmente através de forças de fricção ou turbulência (HUGGETT, 2011).

Para Huggett (1988) os sistemas dissipativos são de imenso significado para os estudos de sistemas geomorfológicos visto que a maioria dos sistemas de interesses dos geomorfólogos são dissipativos. O fato de que os sistemas geomorfológicos possuem bifurcações, os dão elementos de caráter determinístico e probabilístico, atribuindo aos sistemas diferentes possíveis configurações:

“Qualquer sistema geomorfológico com bifurcações terá, portanto, dois elementos distintos: um elemento universal e necessário que é determinístico na natureza e previsível; e um elemento de acontecimento histórico que é probabilístico na natureza e imprevisível”. (HUGGETT, 1988, p. 3. Tradução nossa).

A ideia de bifurcação parte das restrições impostas a um sistema, que responde de forma linear ou não linear à depender da magnitude da restrição. Quando as

mudanças rompem os limiares o sistema pode entrar em um estado único, não-estável e que representa uma dentre diversas possibilidades de novos regimes. Dessa forma o limiar se torna um ponto de bifurcação, podendo envolver outro caso hajam mais limiares. Nesse processo o sistema perde estabilidade estrutural e apresenta uma mudança catastrófica para uma nova forma (HUGGETT, 2007).

A teoria da bifurcação é utilizada na geomorfologia desde o final da década de 1970, baseada em argumentos da teoria da catástrofe, que é um aspecto da teoria de bifurcação de René Thom (1977). Alguns geomorfólogos buscaram aplicar as ideias de Thom, como Thornes (1983) e o modelo de transporte de sedimentos fluviais. Thornes viu a teoria da catástrofe como promissora para produzir ideias acerca de problemáticas históricas de sistemas, como formação de terraços e evolução da drenagem (THORNES, 1983; HUGGETT, 2007).

Alguns autores apontam que os sistemas fluviais em terras secas devido à alta variabilidade espacial e temporal nos *inputs* nem sempre mostram conexões entre processo e forma. Isto difere de rios perenes de regiões úmidas com alta conexão relacionada aos feedbacks e ajustes mútuos. Dessa forma, os sistemas fluviais são descontínuos no espaço e no tempo, logo normalmente se presume que as condições de equilíbrio ocorrem raramente, ou talvez nem ocorram neste tipo de sistema (TOOTH, 2000; GRAF, 1988).

Vários fatores são importantes para determinar se um rio ou trecho em terras secas está em condições de equilíbrio ou não-equilíbrio: tamanho da bacia; gradiente do canal; duração de inundações e unidade *stream power*; confinamento do canal; coesão dos sedimentos e largura das margens (TOOTH, 2000).

Tooth associa esses fatores com setores da bacia hidrográfica, atribuindo os estados de equilíbrio aos setores centrais da bacia (zona de transporte de sedimentos) enquanto que trechos a jusante (zonas de deposição) apresentam estados de não equilíbrio (TOOTH, 2000).

Em seu estudo, nos cursos médios confinados, a migração de canal, avulsão e largura do canal são restritos por margens do fundo de vale com vegetação densa e terraços resistentes, configurando estado de equilíbrio. À jusante, em áreas com predomínio de processos de aggradação, o conjunto de características implica em uma dinâmica de erosão das margens mudando a posição do canal sob condições de não-equilíbrio (TOOTH, 2000; CHARLTON, 2008).

Para o autor, as evidências mostram que a presença de estágios de equilíbrio e

não-equilíbrio em um mesmo sistema demonstram a dificuldade de tipificar condições em rios de terra seca (TOOTH, 2000).

Em abordagem mais recente, Grant *et al* (2017) discutem os estados de equilíbrio e não-equilíbrio em conjunto com os conceitos de continuidade e descontinuidade associados à perspectiva da conectividade.

O autor usa o pensamento de continuidade para descrever sistemas geomórficos sem mudanças abruptas, transições, limiares e singularidade. Associa-se dentro dos sistemas geomórficos à exemplos como o modelo *stream power* (WHIPPLE e TUCKER, 1999), as relações de geometria hidráulica e o processo de erosão de rochas e formação dos solos, descrito por Huggett (1998).

No geral, todos esses exemplos pautados em uma perspectiva de *continuum* seguem características lineares e em equilíbrio, como a ideia de evolução gradual e progressiva, a previsibilidade de mudanças, e as mudanças tendendo a ser unidirecionais (GRANT *et al.*, 2017).

A visão da descontinuidade, em contrapartida, incorpora o pensamento não linear na compreensão dos processos geomórficos e das paisagens. Os autores diferenciam três formas em que a ideia de descontinuidade pode ser expressa (GRANT *et al.*, 2017).

Inicialmente pode ser representada em termos de arranjos espaciais descontínuos ou eventos singulares, uma descontinuidade física. Como exemplo se têm os *knickpoints* e barramentos (naturais ou antrópicos). Em seguida, através da associação a domínios específicos de processos geralmente associados a limiares, sejam intrínsecos ou extrínsecos ou temporais e espaciais, como com o processo de corte de meandro, ou transição entre trechos rochosos e aluviais em um canal (GRANT *et al.*, 2017).

Por fim as descontinuidades podem ser expressas em termos de dinâmicas físicas ou mudanças no estado, também ligada aos limiares, assim como o ocorre na transição entre fluxo turbulento e laminar, e o processo de cavitação (GRANT *et al.*, 2017).

Estes conceitos são evidentemente associados à ideia de (des)conectividade da paisagem, seguindo os mesmos princípios de interações sistêmicas, considerações sobre fluxo, magnitude e possibilidade de interrupções.

Numerosos esforços foram realizados na geomorfologia para caracterizar paisagens e o seu desenvolvimento, como a ideia de sistemas abertos e fechados (CHORLEY, 1962) e sistemas energeticamente mais prováveis e estados aleatórios (LEOPOLD e LANGBEIN, 1962).

Renwick trouxe considerações sobre equilíbrio, não-equilíbrio e desequilíbrio

(RENEWICK, 1992), enquanto Malanson et al e Phillips ponderaram sobre a dualidade entre caótico versus determinista (MALANSON *et al.*, 1992; PHILLIPS, 2006), entre outros (GRANT *et al.*, 2017).

Grant *et al* (2017) aponta para a possibilidade de que os sistemas geomórficos possam apresentar tanto estados de continuidade quanto de descontinuidade variando com as escalas temporais e espaciais, da mesma forma como Tooth (2000) destaca em relação aos estados de equilíbrio e não-equilíbrio em um mesmo sistema.

A não linearidade é abordada em diversos estudos na geomorfologia fluvial, como estudo de evolução do sistema em leito de cascalho (MAJOR *et al.*, 2019) e a variabilidade nos sistemas geomórficos fluviais a partir da influência antrópica (VERSTRAETEN *et al.*, 2017).

O trabalho considera a abordagem de Fryirs (2017) sobre sensibilidade, admitindo diferentes estados de equilíbrio, desequilíbrio ou não equilíbrio em uma paisagem. Onde a não-linearidade é apenas um dos conceitos-chave em relação à sensibilidade fluvial, e interage de forma complexa com outros conceitos como limiares, associações processo-forma, e *feedbacks* positivos e negativos (FRYIRS, 2017).

4.3 Bacias hidrográficas e compartimentos de sistemas fluviais

A perspectiva sistêmica na geomorfologia fluvial reconhece as bacias hidrográficas como unidade básica, o principal sistema onde as associações entre processo e formas vão ocorrer tendo os canais e a rede de drenagem como os principais agentes. Essa unidade se apresenta como um sistema não-isolado aberto, e parte principalmente de uma abordagem linear (CHRISTOFOLETTI, 1999; MATTOS; PEREZ FILHO, 2004).

O conceito de bacia hidrográfica usualmente é ligado à conservação de recursos naturais, sendo utilizado como uma unidade de gestão para o planejamento ambiental. De acordo com Pires et al (2002), do ponto de vista hidrológico, a bacia hidrográfica pode ser tida como "o conjunto de terras drenadas por um corpo d'água principal e seus afluentes e representa a unidade mais apropriada para o estudo qualitativo e quantitativo do recurso água e dos fluxos de água, sedimentos e nutrientes".

Porém, de acordo com os autores, apesar de ser um conceito preciso, ainda é passivo de alterações conforme a percepção de como os técnicos utilizam em seus

estudos. Se tratando da conservação de recursos naturais, por muitas vezes o conceito se torna análogo ao de Ecossistema proposto por Tansley em 1935.

Tansley propôs que o ecossistema seria um conjunto de organismos complexos e fatores físicos como um todo, constituindo o chamado meio ambiente do bioma. Esse conceito consiste na combinação e trocas entre o orgânico e inorgânico, onde o meio ambiente e organismo constituem um sistema físico único (TANSLEY, 1935; KATO e MARTINS, 2016).

Ainda conforme Pires et al (2002) e Pires (1995), apesar de muitas abordagens voltadas para o planejamento levarem em conta apenas o recurso hídrico, novos métodos e paradigmas foram adicionados nesta perspectiva, como, por exemplo, a teoria do rio contínuo (VANOTE, et al, 1980).

O conceito de bacia hidrográfica adotado na presente pesquisa foi formulado por Coelho Netto que parte de uma perspectiva sistêmica, definindo-o como um sistema aberto, que recebe energia da atuação climática e das forças tectônicas e perde energia a partir da saída de água, sedimento e nutrientes da área da bacia (COELHO NETTO, 1998).

Os sistemas abertos apresentam contraste em relação aos sistemas fechados. Um sistema aberto necessita de um fornecimento de energia para o seu funcionamento, sendo mantido por um processo constante de fornecimento e remoção de matéria e energia (BERTALLANFY, 1952; CHORLEY, 1962; CHARLTON, 2008).

Da mesma forma como ocorre com os demais sistemas abertos, os sistemas fluviais abertos apresentam *inputs*, *outputs* e estoques (depósitos) que através dos processos são responsáveis pela dinâmica de fluxos que interagem no sistema dando origem a uma variedade de morfologias.

Os principais *inputs* dos sistemas fluviais são a água e o sedimento originados dos processos intempéricos atuantes nas rochas, porém ainda se pode notar *inputs* adicionais como material biológico, nutrientes, solutos derivados de processos atmosféricos e matéria orgânicadecomposta, que acabam por liberar nutrientes. No que concerne à energia, o principal *input* deriva da atmosfera, cujos processos fornecem água para a bacia em forma de precipitação, esse *input* é movido por ação da gravidade, criando fluxos de energia que transitam no ambiente hidrogeomorfológicos (CHARLTON, 2008).

A transferência de água e sedimento através da bacia de drenagem até seu exutório configura um *output*, uma saída de energia diretamente para o oceano, lagos ou outro rio.

A energia disponibilizada para mover os fluxos das encostas para os canais e entre toda a rede de drenagem reflete outros *outputs* do sistema fluvial, como a perda de energia em forma de calor e a perda de água por evapotranspiração (CHARLTON, 2008).

Apesar da transferência de fluxos através do sistema, parte do material é depositado ao longo da bacia e dos canais. A água pode ser depositada em reservatórios, aquíferos, etc, enquanto a deposição de sedimentos em canais ou nas margens formam uma variedade de morfologias como feições em barras, leques terminais e planícies de inundação. Todo esse material depositado pode ser remobilizado em períodos de *inputs* de energia no sistema (CHARLTON, 2008).

Schumm considera os sistemas fluviais como a integração entre a zona fonte de sedimentos, a rede de transporte e os sítios de deposição. Apesar dessas zonas representarem domínios de processos, esses elementos não se encontram espacialmente separados, podendo interagir entre si (SCHUMM, 1977).

Para compreender essas interações é preciso compreender o comportamento dos rios, o aporte de água na zona fonte de sedimentos, a quantidade e tipo de sedimento disponível, os controles climáticos e geológicos atuantes, além do uso e ocupação de terra interagindo com o sistema fluvial (SCHUMM, 1977; SOUZA, 2013).

A zona fonte de sedimentos representa o domínio de processos erosivos na produção de material, associado à morfogênese. Essa produção de sedimentos pode estar associada à diversas morfologias da paisagem, seja o sedimento proveniente de materiais de encosta, da erosão de planícies de inundação, do processo erosivo atuante no leito dos canais ou até mesmo nas margens dos rios (SCHUMM, 1977; SOUZA, 2013).

Nesse sentido é necessário também entender as influências que atuam nessa zona fonte, o tipo de solo presente nas encostas pode determinar as zonas mais ou menos suscetíveis aos processos erosivos, da mesma forma como ocorre com a influência do uso e ocupação na região, a presença/ausência de vegetação ripária ou nível de estabilidade das margens e do leito do canal (BRIERLEY e FRYIRS, 2005).

A rede de transporte representa o estudo das características dos rios, seu comportamento, e a relação estabilidade/instabilidade e as respostas relacionadas. Levando em consideração que o transporte não é exclusivo da rede de drenagem, todos os compartimentos do sistema possuem potencial de transporte (SOUZA, 2013).

Os sítios de deposição são compreendidos através das características dos locais de deposição e da análise do depósito em si. Os sedimentos são depositados conforme o gradiente de declividade, e a energia do sistema tende a diminuir, ocasionando que apenas

uma fração do montante produzido atinge o exutório da bacia, grande parte é depositada e retrabalhada a montante (CHARLTON, 2008; SOUZA, 2013).

Quatro conceitos são necessários para se estudar os sistemas fluviais, sendo eles: uniformidade dos processos, limiares de mudança, evolução da paisagem e respostas complexas. A uniformidade dos processos se refere às leis físicas que condicionam a dinâmica de energia e matéria na bacia no espaço e no tempo; os limiares de mudança são os níveis de energia a partir do qual um sistema pode resistir ou não à uma força de distúrbio e consequente alteração em seu estado; a evolução da paisagem seria obtida a partir do estado atual de uma paisagem e em como ele tende a evoluir ao sofrer influências temporais, antrópicas e geológicas; por fim, as respostas complexas se representam na tentativa do sistema de se adaptar às mudanças, envolvendo inúmeras variáveis e processos de retroalimentação (SOUZA, 2014; MATTOS e PEREZ FILHO, 2004).

4.4 Sensitividade da paisagem

Os estudos que envolvem o conceito de sensitividade da paisagem derivam de pesquisas sobre sistemas processo-resposta e a tentativa de compreensão da evolução da paisagem a longo prazo (BRUSDEN e THORNES, 1979). Como supracitado, para Fryirs (2017) este é um dos conceito-chave na geomorfologia fluvial, em conjunto com sistemas lineares e não lineares, limiares, retroalimentação, entre outros.

A revolução conceitual que permitiu o desenvolvimento de pesquisas sobre as formas características de um sistema foi a mudança de pensamento de sistemas fechados para sistemas abertos. Essa mudança resultou em uma mudança de abordagem em que havia uma redução progressiva da energia disponível para exercer trabalho ao longo do tempo, para uma que houvessem fluxos constantes de energia e matéria (BRUSDEN e THORNES, 1979).

Dessa forma, o conceito de sensitividade da paisagem proposto por Bruden e Thorne (1979) compreende ‘‘a probabilidade de que uma dada mudança nos controles de um sistema ou nas forças aplicadas a este sistema produza uma resposta sensível, reconhecível e sustentável, porém complexa’’ (BRUSDEN e THORNES, 1979; BRUSDEN, 2001).

A sensitividade parte da propensão de um sistema para mudanças, ou a habilidade de absorver forças de distúrbios. Essas forças de distúrbio se originam da aplicação de energia seja de origem tectônica, climática, biótica ou antropogênica. As forças de

resistência de um sistema são um componente essencial à ser considerado na mudança da paisagem, tidos como “a habilidade para resistir ao deslocamento do seu estado inicial após um distúrbio” (BRUSDEN, 2001).

Outro conceito importante no contexto da sensibilidade é o conceito de limiares (limiares de mudança ou estabilidade). Para Graf (1988), no momento em que as forças de distúrbio e resistência são iguais, surgem os chamados limiares de mudança. Quando as forças de distúrbio excedem as forças de resistência ocorrem processos de transporte e erosão, em contrapartida, quando as forças de resistência se sobressaem há o predomínio de processos de deposição e uma maior estabilidade (GRAF, 1988).

Porém, é importante considerar que em sistemas fluviais há um complexo conjunto de limiares de mudança, não apenas um único limiar. Howard (1980) mostrou que os limiares de velocidade controlam a natureza das formas do leito, e os limiares para o transporte de sedimento variaram com o gradiente e velocidade do fluxo, com diferenças em rios de leito rochoso ou aluvial (GRAF, 1988; HOWARD, 1980).

Graf destaca que os limiares e as respostas do sistema exigem respostas diferentes em uma mesma bacia. Eventos de precipitação de mesma magnitude geram a mesma energia, porém a resistência de um sistema irá variar com o tempo e o espaço. Quando a precipitação ocorrer em um período onde a resistência (representada pelo gradiente do canal, tamanho do grão e cobertura vegetal) é menor que a energia disponibilizada, processos erosivos irão ocorrer com predomínio (GRAF, 1988).

A sensibilidade, assim como os limiares, pode variar no tempo e no espaço de forma multiescalar, partindo de dias, meses e até escalas de tempo geológicas. Essa ideia de temporalidade é expressa no seu regime de chuvas em ambiente semiárido com uma má distribuição que afeta periodicamente as forças de resistência que interagem com as demais forças para definir seus limiares (SOUZA, 2014).

A saber, existem cinco tipos considerados de resistência: resistência de força; resistência morfológica; resistência estrutural; resistência de filtro; e resistência do estado dos sistemas (BRUSDEN, 2001).

A resistência de força é atribuída às propriedades e disposição dos materiais a partir dos quais um sistema é fabricado. Já a resistência morfológica, é a distribuição variável da energia potencial através do sistema. A resistência estrutural representa o desenho atual de um sistema, a associação entre seus componentes, topologia, conexões, limiares e controles, analisando o processo de transmissão (BRUSDEN, 2001).

Os processos de transmissão ocorrem a partir de ligações, elas podem ser dos tipos: ligada (*coupled*) quando há livre transmissão de energia e matéria pelo sistema; desligada (*decoupled*) quando a transmissão é temporariamente interrompida por um impedimento; e não ligada (*not coupled*) quando há descontinuidade entre dois domínios de processos (HARVEY, 2002). Também pode ser identificada como conectividade estrutural.

Ainda, a resistência de filtro é a forma com que o sistema controla e remove energia da paisagem. Enquanto o último tipo é a resistência do estado do sistema, que consiste na capacidade do sistema de resistir às mudanças pelo seu histórico. Cada sistema é único em sua resposta às alterações, sendo singulares em termos de sensibilidade, mesmo entre dois locais com características físicas semelhantes (BRUSDEN, 2001), configurando a conectividade funcional.

O estado de um sistema requer o conhecimento de algumas características como: Resiliência, a habilidade do sistema de se recuperar às suas condições iniciais após um distúrbio; Elasticidade, a velocidade com que a recuperação ocorre; Amplitude, nível de mudança que permite o retorno ao estado inicial; Histerese, a medida em que o padrão de recuperação difere da degradação; Maleabilidade, o grau em que o novo estado permanente estabelecido depois do distúrbio difere do estado inicial. Todas essas características apesar de amplamente conhecida pelos geomorfologistas, não são comumente usadas para medir o estado dos sistemas (BRUSDEN, 2001).

Como expressei, a ideia de ligação é um aspecto fundamental da resistência estrutural da paisagem, sua influência sobre a sensibilidade denota sua importância na distribuição de energia e matéria no sistema. Portanto, seu conceito e papel dentro do sistema demandam considerações.

O conceito de ligação proposto por Brusden e Thornes (1979) a compreende como a conexão entre os componentes que formam os sistemas, sendo dividida nos três estados já exibidos: Ligada (*coupled*), desligada (*decoupled*) e não ligada (*not coupled*); expressando a sua importância na influência de como os sistemas geomórficos respondem às mudanças do ambiente (HARVEY, 2001).

Para Harvey (2001), os mecanismos de ligação de um sistema fluvial operam em diversas escalas: Zonal, trechos do canal e encosta/canal. À nível de escala zonal os mecanismos de ligação afetam diretamente a transferência de sedimento entre as áreas fonte de sedimentos, áreas de transferência e de deposição do sistema fluvial, dependendo da energia necessária para transferir sedimentos entre duas zonas do sistema fluvial

(HARVEY, 2001). Esses compartimentos físicos consistem na dimensão espacial da conectividade.

Na escala dos trechos dos canais as ideias de ligação se dão pelo transporte, depósitos, contraste e dinâmicas de sedimentos entre trechos diferentes. Enquanto na escala de ligação encosta/canal os estudos incluem o processo erosivo de encostas, a resposta do canal à essa disponibilidade de sedimento, as características de magnitude e frequência e a dinâmica de ligações, incluindo suas características temporais (HARVEY, 2001).

Por meio de diferentes escalas espaciais (conectividade estrutural), as escalas temporais sobre as quais ocorrem alterações nas relações de ligação também se diferem (conectividade funcional), essa escala temporal relaciona três tipos de mecanismos (HARVEY, 2000; HARVEY, 2002) .

O primeiro mecanismo envolve eventos que possam causar mudanças nas relações de ligações. Nele, a magnitude e frequência são características importantes. Esses eventos podem causar mudanças locais ou seculares no ambiente, se relacionando com oslimiaries. Seus efeitos podem ser locais ou mais generalizados pelo sistema entre duas zonas do sistema fluvial (HARVEY,2002; SCHUMM, 1979).

Em sequência se tem o período de recuperação pós-evento onde os efeitos das alterações nas relações de ligação são amortecidos. E por fim, o ritmo a que alterações que não foram amortecidas propagam através do sistema (BRUSDEN e THORNES, 1979; HARVEY, 2002).

Em escala local, os primeiros dois mecanismos apresentam maior significância em escala temporal. As relações entre esses mecanismos serão definidas como a sensibilidade geomórfica, e expressam a capacidade de resiliência de um sistema. As ligações de escala local podem mudar como resposta à mudanças de suprimento de água e sedimento, seja em escala de tempo decadal ou eventos individuais de inundação em casos extremos (BRUSDEN e THORNES, 1979; HARVEY, 2002).

Conforme ocorram mudanças na escala, a importância dos fatores de controle também tende a alterar, sendo eles: fatores relacionados à história tectônica, geológica e geomórfica regionais; o nível de base; fatores climáticos e ambientais que controlam o escoamento e a produção de sedimentos (HARVEY, 2002) .

Em escalas locais, apesar de operar junto aos contextos de nível de base e fatores geomorfológicos, há um domínio de fatores climáticos e ambientais. Em escala zonal os fatores climáticos também são importantes, mas seus efeitos podem ser modificados por

mudanças no nível de base (HARVEY, 2002).

Os fatores de controle interagem em diversas escalas, controlando os compartimentos da paisagem e influenciando a transmissão dos fluxos de água e sedimento do sistema através do balanço entre resistência, distúrbios e limiares influenciando a resposta e adaptação dos sistemas às mudanças, tendo as ligações como elementos de destaque. O conceito de ligações em junção ao contexto da sensibilidade da paisagem se torna análogo ao conceito de conectividade (BRUSDEN e THORNES, 1979; HARVEY, 2002; BARROS, 2014).

Para Fryirs (2017) a sensibilidade deve sempre acompanhar os trabalhos em relação à análise da paisagem e bacias hidrográficas. A autora aponta que um dos principais desafios em se trabalhar com a sensibilidade é aplicar seus conceitos e a geração de dados empíricos que gerem métricas fluviais, por meio de escalas temporais e espaciais (FRYIRS, 2017).

Um dos principais passos é relacionar as análises de conectividade com o advento de novas tecnologias podem prover uma maior acurácia, porém todos esses dados devem ser relacionados com dados levantados em campo e através de sensoriamento remoto (FRYIRS, 2017; LIENBY *et al*, 2020; FRYIRS *et al*, 2019).

4.5 Conectividade da paisagem

O conceito de conectividade da paisagem é muito utilizado na avaliação da dinâmica de fluxos em um sistema, descrevendo a eficiência da transferência de materiais entre os compartimentos da paisagem, entre canais e encostas ou dentro da rede de drenagem (WOHL *et al.*, 2019; ZANANDREA *et al*, 2020).

A ideia de conectividade se destaca como um elemento chave para a compreensão da dinâmica sedimentar nas bacias hidrográficas, representando a continuidade de um ponto da paisagem no tempo. As características geomórficas controlam a ligação entre os compartimentos da paisagem. Logo, a geomorfologia se constitui em uma das principais áreas acerca de estudos sobre conectividade de água e sedimentos (ZANANDREA *et al.*, 2020).

A importância desse conceito remonta a compreensão da relação (ou ausência) entre os processos e formas de um sistema fluvial. A conectividade influencia diretamente a resistência e resiliência dos rios às perturbações naturais ou antrópicas; é útil para a identificação de fatores e processos que afetam a retenção ou armazenamento de diversos materiais, incluindo água, sedimentos, solutos e matéria orgânica; proporciona um

conhecimento não linear sobre o comportamento dos rios e a identificação dos fatores que facilitam ou limitam a conectividade, sendo fundamental para a gestão eficaz de rios (WOHL, 2017).

Para Zanandrea *et al* (2020) existe na literatura uma variedade de conceitos sobre conectividade, variando de acordo com a abordagem e objetivo dos autores. Considerando a importância do fluxo hídrico, Pringle (2001) apresentou a conectividade hidrológica como a transferência de matéria, energia e organismos entre ou dentro de elementos do ciclo hidrológico através da água (ZANANDREA, 2020; PRINGLES, 2001).

A conectividade de sedimento aborda o grau de ligação entre os diferentes compartimentos da paisagem que controlam a transferência de sedimentos (CAVALLI *et al*, 2013). Porém quando o processo de transporte sedimentar ocorre por ação da água, dá-se o nome de conectividade hidrossedimentológica. Ainda, Tarolli *et al* (2017) entendem a conectividade hidrogeomorfológica como a transferência superficial de água e sedimentos ao longo da paisagem. Dessa forma os conceitos de conectividade hidrológica, de sedimentos, hidrossedimentológica e hidrogeomorfológica possuem diversos aspectos e aplicações na discussão acerca da conectividade de um sistema (CAVALLI *et al.*, 2013; TAROLLI *et al.*, 2017; ZANANDREA *et al.*, 2020).

A conectividade de sedimentos é profundamente discutida nos estudos da paisagem. O processo de transferência de sedimentos através dos sistemas fluviais é amplamente entendido em termos das ligações entre os componentes da bacia de drenagem, como encostas, planícies de inundação, canais, lagos, etc. Sua conectividade é controlada pela disposição espacial das áreas fontes de sedimento, as vias de transferência e preenchimento bem como pelas interações entre os compartimentos da paisagem e as relações frequência-magnitude que ditam a eficácia dos processos geomórficos (POEPPL *et al.*, 2020).

Bracken *et al* propõe que a conectividade de sedimentos é definida como a transferência integrada de sedimentos através de todas as fontes possíveis para todas as potenciais bacias de acumulação de um sistema sobre o continuum de desprendimento, transporte e deposição, que é controlado pela forma como os sedimentos se movimentam entre todas as zonas geomórficas: em encostas, entre encostas e canais e dentro de canais (BRACKEN *et al.*, 2015).

Essa conectividade apresenta dimensões multiescalares e hierárquicas, podendo abranger escala local, zonal ou a nível de bacia hidrográfica com ligações ao longo da

cascata de sedimentos. A variabilidade temporal na escala de ligação à escala da bacia está relacionada com a eficácia das características de aumento ou redução da conectividade em escalas menores, a sua configuração espacial e a magnitude da frequência dos processos que levam à sua formação e o tempo relativo à sua formação (HARVEY, 2012; BRIERLEY *et al.*, 2006; FRYIRS *et al.*, 2007).

Bracken *et al* (2014) ainda propõe uma nova abordagem sobre a conectividade desedimentos para entender a transferência de sedimentos através de escalas múltiplas. Essa abordagem apresenta três elementos-chave: Distribuição de frequência e magnitude dos processos de desprendimento, transporte e deposição de sedimentos; Mecanismos de retroalimentação espaciais e temporais entre os processos de desprendimento e transporte de sedimentos; e os mecanismos envolvidos no processo de desprendimento e transporte. A relação entre esses elementos-chave tem particular importância nesta abordagem (BRACKEN *et al.*, 2015).

Em relação ao primeiro elemento chave, o conceito de frequência-magnitude de eventos geomórficos foi proposto por Wolman e Miller (1960), afirmando que a magnitude das forças aplicadas por um processo geomórfico pode ser medido em termos do montante de trabalho feito numa paisagem. Porém, não apenas a magnitude apresenta importância, e sim sua relação com a frequência com que as forças são aplicadas nos eventos (WOLMAN e MILLER, 1960).

Em estudo sobre regime de fluxos em rios intermitentes e efêmeros, Costingan *et al* (2017) consideram a magnitude como a quantidade de água em um dado intervalo de tempo, enquanto a frequência seria no quão frequente um fluxo de uma determinada magnitude ocorre em um período específico (COSTINGAN *et al*, 2017).

Assim, a redistribuição, acumulação e armazenamento de sedimentos em curtas escalas de tempo, e em distâncias de transporte também curtas, facilitam a conectividade dos sedimentos a escalas temporais e espaciais muito mais amplas. Portanto, a conectividade em amplas escalas pode ser função de eventos de acumulação de sedimentos de menor magnitude com maior frequência. Além disso, a posição da ocorrência de eventos numa bacia hidrográfica também é importante, visto que os transportes de sedimento em encostas e nos rios tem distribuições de frequências e magnitudes diferentes (WOLMAN e MILLER, 1960; BRACKEN *et al.*, 2015).

Em alguns sistemas fluviais, nos períodos intercalares entre eventos de alta magnitude e baixa frequência, os eventos de maior frequência e menor magnitude irão continuar a liberar sedimentos das encostas e bancos dos canais, porém, a taxa em que

esses sedimentos serão gerados será controlada bioticamente, uma vez que a vegetação tende a reduzir a magnitude da geração de sedimentos, até que um limiar estrutural seja ultrapassado (BRACKEN *et al.*, 2015).

Em eventos infrequentes de alta magnitude, a conectividade de sedimentos de um sistema fluvial pode ser afetado de três maneiras: O *input* de energia no sistema que afeta o processo de desprendimento e transporte de sedimentos pode tornar o sistema completamente conectado durante estes eventos, seguido de um processo gradual onde a conectividade retorna ao seu nível usual; O *input* de energia causa a desprendimento de sedimentos porém não é suficiente para o transporte, causando uma redução da conectividade conforme o sedimento desagregado impeça as vias de transporte; e o evento remove feições da paisagem como depósitos entre a encosta e o canal, permitindo uma conectividade sedimentar subsequente mais forte entre as encostas e os canais (BRACKEN *et al.*, 2015).

No tocante aos mecanismos de retroalimentação, um dos fatores limitantes para o conceito de magnitude-frequência é que na geomorfologia é comum focar apenas nos processos como causas das formas, negligenciando o papel da paisagem como um dos fatores que controlam os processos. No entanto, a importância da retroalimentação entre paisagem e processo é amplamente reconhecida. Esses *feedbacks* afetam os processos erosivos, a energia dos vetores de transporte, o transporte de sedimentos e as morfologias, implicando diretamente na conectividade de sedimentos e na disponibilidade de sedimentos na bacia. Esses *feedbacks* podem ser negativos ou positivos (RICHARDS, 1999; BRACKEN *et al.*, 2015).

O fluxo de detritos é um dos exemplos de *feedback* positivo de conectividade sedimentar em um período de tempo curto. O gatilho deste processo seria o aumento do suprimento de água que causa pressão nos poros dos materiais no leito, junto com uma falha de declive desencadeia o processo de aumento de velocidade e de fluxo. Esse processo reduz o atrito basal do leito do canal e conseqüentemente causa um aumento na velocidade do fluxo e na disponibilidade de detritos, resultando em um *feedback* positivo, associado principalmente ao rompimento do limiar que causa a falha de declive e a propagação do fluxo de detritos em si (BRACKEN *et al.*, 2015).

Feedbacks negativos no processo de formação e transporte de sedimentos também podem ocorrer, como ocorre com os leques aluviais. Os leques podem agir como impedimentos no sistema, aprisionando e estocando sedimentos, desconectando a drenagem a montante de fontes de sedimentos localizadas a jusante dos leques, reduzindo

a conectividade de sedimentos montante-jusante. Os aumentos da estocagem de sedimentos nos leques aumentam a capacidade de redução de sedimentos para montante, em um *feedback* negativo. A conectividade pode voltar a ocorrer caso haja eventos de alta magnitude, seja climático ou estrutural com mudança de nível de base (HARVEY, 1996; BRACKEN *et al.*, 2015).

O fluxo de sedimentos é diretamente afetado pelos mecanismos de desprendimento e transporte sedimentar, esses mecanismos são profundamente alterados pelo controle (ou ausência) hidrológico. Quando o mecanismo de desprendimento é hidrologicamente controlado há um impulso no desprendimento ao passo que no processo de transporte, a distância de viagem do fluxo de sedimentos aumentará (BRACKEN *et al.*, 2015).

Para Bracken *et al* (2015) essa proposta auxilia na identificação de processos e variáveis da dinâmica espacial e temporal de desprendimento e transporte de sedimentos entre compartimentos geomórficos de um sistema, o que caracteriza a conectividade sedimentar. Os mesmos enfatizam a necessidade de compreender os processos de feedback, mecanismos e as distribuições de frequência-magnitude entre os processos sincronizados espacial e temporalmente, afim de obter conhecimento holístico da conectividade de sedimentos (BRACKEN *et al.*, 2015).

Em um contexto geral, em sistemas geomórficos, a conectividade descreve a transferência de sedimentos mediado pela água entre dois diferentes compartimentos da cascata de sedimentos de uma bacia de drenagem. Essa conectividade pode se manifestar através do contato físico entre dois compartimentos ou entre compartimentos desconectados (FRYIRS, 2013).

A desconectividade da bacia pode ser expressa como o grau em que qualquer fator limita a eficiência das relações de transferência de sedimentos (FRYIRS *et al.*, 2007). Examinar a desconectividade espacial e temporal das ligações permite aos geomorfologistas quantificar e modelar múltiplos componentes do sistema em cascata, representando sua dinâmica interna de fluxos de sedimentos (FRYIRS, 2013). Na literatura, também se referem à conectividade espacial e temporal como estrutural e funcional respectivamente (MAHONEY *et al*, 2020; POEPPL *et al*, 2017).

Buscando a discussão acerca da conectividade especificamente para ambientes semiárido e sua suscetibilidade à alterações climáticas, Larkin *et al* (2020) afirma que investigar as respostas de rios semiáridos à mudanças hidrológicas é de importância crítica na geomorfologia para se entender estes ambientes.

Outros autores apontam para a necessidade de se compreender a associação entre a conectividade da paisagem em conjunto com as feições naturais e infraestruturas hidráulicas a fim de se compreender as redes de drenagens em ambientes semiáridos (SOUZA, BRICORRÊA, BRIERLEY, 2016).

Turnbull e Wainwright (2019) afirmam que as terras secas são inerentemente caracterizadas por variabilidade climática que atuam em conjunto com os impactos antrópicos afetando os limiares de conectividade estrutural e funcional em todo o sistema, que responde de forma não linear.

Estas regiões semiáridas apresentam ecossistemas frágeis e únicos que suportam a existência de bilhões de pessoas que vivem em regiões semiáridas por todo o mundo (LARKIN *et al*, 2020; SOUZA e HOOKE, 2021). Portanto os estudos acerca destes ambientes se tornam importantes e podem ser expandidos em regiões semiáridas pelo mundo.

4.6 Tipos de ligações e elementos de desconectividade

Os mecanismos de desconectividade desconectam grandes setores das áreas de captação das bacias de drenagem desde a área fonte de sedimentos até toda a rede de drenagem, reduzindo a área de captação de onde os sedimentos são entregues e transportados em determinados período. O padrão espacial e temporal (estrutural e funcional) da conectividade afetam a natureza, taxas, e a forma que um sistema responde ou se recupera de perturbações (FRYIRS *et al.*, 2007).

Brierley *et al.*, (2006) diferenciam formas de desconectividade da paisagem que afetam a cascata de sedimentos ao longo da área de captação da bacia, sendo elas: *buffers*, *barries* e *blankets*. Cada forma de desconectividade se associa ao tipo de ligação que tendem a romper: laterais, longitudinais e verticais.

As ligações longitudinais são definidas pelo contexto da rede de canais, incluindo a relação entre montante e jusante e entre o canal principal e os rios tributários, refletindo a habilidade dos canais de transferir sedimentos de variados tamanhos. As ligações laterais caracterizam a relação entre o canal e a paisagem como um todo, isso inclui as relações entre encosta e canal, e canal e planície de inundação. A relação encosta-canal descreve a frequência com que os sedimentos provenientes da encosta serão retrabalhados pelos canais, e a ligação entre canal e planície de inundação são controladas pela magnitude e frequência de eventos hidrológicos que causam inundações (FRYIRS *et al.*, 2007).

Por fim, as ligações verticais descrevem as relações superfície-subsuperfície entre água e sedimentos, essa ligação é controlada pela textura do material de leito e pelo regime de transporte de canal, além das características do solo que controlam a hidrologia do declive e as relações entre fluxo superficial, fluxo subsuperficial e águas subterrâneas (FRYIRS *et al.*, 2007).

Como expresso, essas ligações podem ser rompidas por morfologias dos compartimentos influenciando a cascata de sedimentos. Os *buffers* atuam diretamente nas ligações laterais, impedindo a entrada de sedimentos na rede de canais, causando distúrbios ao longo do canal, como as planícies de inundação. Os *barriers* afetam as ligações longitudinais perturbando o transporte de sedimentos ao longo dos canais, como soleiras rochosas e barragens. Os *blankets* sobrepõem outras feições, não permitindo que essas formas sejam retrabalhadas pela ação hidrológica, como o processo de desedimentação em lençol da zona hiporréica (FRYIRS *et al.*, 2007; BARROS, 2014).

Esses bloqueios se configuram em bacias de acumulação e depósitos que removem sedimentos da cascata durante diferentes escalas temporais. Logo, são considerados agentes primários na desconectividade de sedimentos em uma bacia de drenagem. O tipo e distribuição desses bloqueios ditam a força de ligação entre os compartimentos da bacia (FRYIRS, 2012). Na pesquisa, foram considerados apenas as formas de desconexão laterais e longitudinais devido à praticidade em sua identificação a partir de ambiente remoto.

4.6.1 Desconectividade vertical

Os *blankets* rompem as ligações verticais através dos efeitos que causam nas interações superfície-subsuperfície e o transporte de sedimentos. Estes bloqueios sufocam outras morfologias, as impedindo de sofrer retrabalhamento e as desconectando da cascata de sedimentos (FRYIRS, 2012).

Esses elementos podem ocorrer diretamente nos canais ou em planícies de inundação. Nas planícies de inundação, a sedimentação pode recobrir as feições, alterando características do solo e as propriedades hidrológicas. Enquanto que nos canaisagem através de concreções no leito (FRYIRS, 2012; FRYIRS *et al.*, 2007; SOUZA; 2020).

Os *blankets* ocorrem com mais frequência em ambiente fluvial de rios aluviais, onde ocorre uma maior dinâmica envolvendo o processo de sedimentação através depósitos e pequenas bacias de acumulação ao longo das planícies de inundação. Sua

extensão varia em decorrência de sua localização e extensão, que são retrabalhadas ao longo de períodos de tempo variáveis (FRYIRS, 2012).

4.6.2 Desconectividade longitudinal

As ligações longitudinais são afetadas pelos *barries* através do seu efeito no nível de base ou no perfil do leito de um canal (FRYIRS, 2012). As formas mais comuns associadas a esses bloqueios são as soleiras rochosas, detritos de madeira, baixa competência do canal, barragens e estradas que aumentam o preenchimento do vale à montante (FRYIRS *et al.*, 2007; SOUZA, 2020).

4.6.2.1 Barragens

A implantação de barragens é o principal elemento de desconectividade antrópica longitudinal em um sistema fluvial. A construção e a operação dessas estruturas perturbam o equilíbrio preexistente entre o regime hidrológico, a morfologia do canal, e carga de sedimentos. A liberação de sedimentos de uma barragem resulta na degradação do leito e no aumento da largura de um canal à montante. Apesar das respostas dos rios à construção de barragens serem variadas, a degradação do leito à montante do barramento é um fenômeno comum (GERMANOSKI e RITTER, 1988).

As modificações no regime de fluxo (vazão) e de transporte de sedimentos são as variáveis que mais causam interferências na rede de drenagem, causando perturbações tanto à montante quanto à jusante da barragem, desencadeando processos de erosão e deposição em diversos elementos de um sistema (SIQUEIRA *et al.*, 2013).

Algumas barragens concebidas para controlar ativamente a descarga para o controle de cheias são eficazes na redução dos picos de descarga durante fluxos de extravasamento de canal e para o aumento da descarga durante períodos de seca. A perda da carga de sedimentos aprisionados à montante e a redução da descarga durante períodos de cheia causam incisão no canal à jusante, que pode levar a uma redução na largura do canal e um potencial abandono de planícies de inundação (GORDON e MEENTEMEYER, 2006).

Dessa forma a vegetação ripária também é afetada uma vez que com a redução das descargas em períodos de cheia, ocorrerá uma maior invasão das espécies ribeirinhas de vegetação na planície aluvial, porém com uma menor diversidade de espécies (GORDON e MEENTEMEYER, 2006).

Os canais tributários também são afetados pelo desequilíbrio da implantação das barragens. Os canais principais agem como o nível de base para os canais tributários, logo

um processo de rebaixamento do nível de base devido ao processo de degradação causado pelo barramento resulta em um período de incisão dos tributários conforme o sistema busque uma nova condição de equilíbrio (GERMANOSKI e RITTER, 1988).

De acordo com Souza (2012), os barramentos nos rios são o principal impacto na drenagem em terras secas, influenciando à montante e à jusante. No setor à montante se observa uma mudança no nível de base, que fica ajustado ao nível da superfície da água sofrendo constantes mudanças devido a flutuação do nível de água do reservatório. Isso causa uma série de modificações de processos fluviais e lacustres. Caso os barramentos sejam retirados existe a possibilidade que os processos lacustres tenham formado uma planície lacustre caracteristicamente semelhante a planícies de inundação em relação ao uso agrícola (SOUZA, 2012; GRAF, 1988).

A velocidade do fluxo é alterada devido a esta mudança de nível de base, aumentando o processo de sedimentação à montante das barragens. O pico de sedimentação ocorre nos primeiros anos, diminuindo conforme o canal se ajuste aos distúrbios. À jusante, a sedimentação pode preencher canais menores, ravinas/voçorocas e canais entrincheirados, também pode diminuir a profundidade do canal, resultando num alargamento do mesmo, ampliando as margens, resultando também na formação de planícies de inundação (SOUZA, 2012; GRAF, 1988; LEOPOLD, WOLMAN e MILLER, 1964).

À jusante os pequenos barramentos diminuem o volume de fluxo, aprisionando parte do sedimento. O fluxo que é liberado contém uma baixa carga sedimentar, aumentando um processo erosivo à jusante da barragem (SOUZA, 2012).

4.6.3 Desconectividade lateral

Os *buffers* são bloqueios que representam o processo de desconectividade lateral e impedem a entrada de sedimentos na rede de canais, causando perturbações dentro da bacia de drenagem. Esses bloqueios recorrentemente são pequenas bacias de acumulação com tempo de residência de sedimentos na escala de centenas a milhares de anos, considerados externos aos canais. Podem ser planícies de inundação, leques aluviais e zonas de piemonte, entre outras feições. Planícies de inundação e terraços ocasionalmente podem bloquear a confluência tributária que desconectam o material desses tributários para o canal principal (FRYIRS e BRIERLEY, 2012).

4.6.3.1 Planícies de inundação

As planícies de inundação são bloqueios naturais, atuando como elementos de desconexão lateral através da retenção dos sedimentos originados das encostas e os impedindo de atingir a rede de canais, essa retenção pode variar por diversas escalas temporais, necessitando de eventos de alta magnitude para que os sedimentos sejam retrabalhados pela dinâmica hidrológica do ambiente fluvial (BARROS, 2014).

Graf afirma que a planície de inundação é uma superfície aluvial junto ao canal, separada do canal pelas margens e constituída de materiais transportados e depositados pelo atual regime do rio (GRAF, 1988). Semelhante ao conceito de Wohl (2020) que define planícies de inundação como “superfícies sedimentares de baixo relevo adjacentes ao canal ativo que são construídas por processos fluviais e frequentemente inundadas” (WOHL, 2020; NANSON e CROKE, 1992).

As planícies de inundação são importantes para a conectividade longitudinal e lateral, bloqueando os *inputs* de sedimentos das encostas e amortecendo o movimento a jusante de água, sedimentos, materiais orgânicos, nutrientes e contaminantes. Além disso servem como reservatório, estocando matéria temporariamente (WOHL, 2020).

A presença de planícies de inundação ao longo do perfil longitudinal do canal indica a transição do domínio de processos ao longo do gradiente de energia. Passando de uma zona fonte de sedimentos com predomínio de processos de erosão e transporte e transporte de sedimentos, para zonas de transferência e deposição que criam os depósitos de sedimentos das planícies de inundação (FRYIRS e BRIERLEY, 2012).

Esses processos de sedimentação ocorrem devido a redução do gradiente de declividade e a dissipação de energia promovida pelos grandes espaços de acomodação, o que permite que a carga de materiais em suspensão seja acumulada às margens dos canais (FRYIRS e BRIERLEY, 2012).

Uma série de processos são associados à formação das planícies aluviais, incluindo acreção de canais entrelaçados, acreção oblíqua, acreção de contraponto e acreção de canal abandonado, esses processos influenciam o padrão e o tipo de unidades geomórficas dentro das planícies de inundação. Porém a formação das planícies pela ação dos processos de acreção vertical e lateral são mais numerosos (FRYIRS e BRIERLEY, 2012).

O processo de acreção vertical ocorre quando os sedimentos se depositam em suspensão em um ambiente de baixa energia na planície de inundação. Os depósitos compreendem leitos empilhados verticalmente com as fases de inundação, refletindo a ocorrência dessas fases. A bioturbação tende a afetar essas áreas, dando uma aparência

homogênea aos materiais depositados (WOHL, 2020; BRIERLEY e FRYIRS, 2005).

As taxas de sedimentação e a sedimentação ativa para a acreção vertical diminuem nas planícies de inundação em conformidade com a distância do canal. Essa sedimentação pode variar periodicamente de eventos de inundação de baixa frequência e alta magnitude até eventos anuais mais frequentes, porém com baixa magnitude (WOHL, 2020).

A acreção lateral ocorre em conjunto ao canal, caracterizada como a deposição de material sedimentar nas margens, depositados como barras em pontal. Ao passo em que o canal sofre um processo de migração, as barras tendem a ser incorporadas pela planície de inundação aumentando suas dimensões (WOHL, 2020; GRAF, 1988; BRIERLEY e FRYIRS, 2005).

Para Graf (1988) os eventos de magnitude elevada que ocorrem em ambientes semiáridos resultam em episódios de depósitos de planícies de inundação em níveis topográficos superiores ao do nível de base do canal, além da planície de inundação contemporânea (GRAF, 1988; ALMEIDA, 2017).

4.6.3.2 Terraços

Uma planície de inundação pode se manter por milhares de anos com um nível de base estabilizado e fluxos consistentes de água e sedimento. Porém, em alguns rios a estabilidade da planície pode ser limitada por meio de processo de incisão ou agração que reduzem a conectividade lateral entre o canal e a planície de inundação. Quando isto ocorre os terraços são formados (WOHL, 2020).

Os terraços também são chamados de planícies de inundações inativas, por serem feições isoladas dos processos fluviais atuais, seja por mudança de nível de base ou mudanças no regime de descarga da carga sedimentar (BRIERLEY e FRYIRS, 2005).

No geral, os terraços são formados por ciclos de erosão e deposição (*cut and fill*). Constituem formas tipicamente planas que se localizam na margem dos vales em uma posição mais elevada que o nível de base do canal que margeia. Como muitas vezes são planícies de inundação inativas, são separadas das planícies atuais por uma encosta íngreme (rampa de terraço). Os terraços podem confinar a margem de um canal atual, como ocorre com margens rochosas (BRIERLEY e FRYIRS, 2005).

Nos ciclos de *cut and fill*, as causas da incisão aluvial nas planícies refletem uma relação de processos internos e externos que vão desde mudanças climáticas, tectônicas e eustáticas, até respostas complexas do sistema ao rompimento de limiares de mudança (OLDKNOW e HOOKE, 2017).

Apesar dos terraços serem em sua maioria tidos como planícies de inundação inativas, isso não se constitui como uma regra. A gênese dos terraços também pode estar associada à migração lateral dos canais e pelo encaixe das calhas no substrato rochoso ou em depósitos aluviais de leito (JUNIOR e BARROS, 2020).

Para Junior e Barros (2020), dois aspectos geomorfológicos são importantes no reconhecimento de terraços: o seu conceito está associado à forma topográfica e não aos sedimentos, o depósito em si não é o terraço e sim uma unidade estratigráfica; o terraço não está em construção pelo regime do canal ativo sob processo de sedimentação, e sim está sofrendo erosão ao longo do tempo, ocasionalmente eventos hidrológicos de alta magnitude podem atingir os terraços, porém a longo prazo o processo de erosão é dominante (JUNIOR e BARROS, 2020).

4.7 A metodologia dos estilos fluviais

As ferramentas de classificação de canais são amplamente utilizadas na literatura como uma forma de caracterizar fisicamente trechos dos canais buscando entender os processos e formas atuantes nos rios e suas interações com os compartimentos da paisagem (KASPRAK et al., 2015).

Diversas metodologias são utilizadas para classificar canais, podendo divergir em relação à escala de trabalho temporal e espacial. Algumas críticas são associadas a estas metodologias, como as limitações espaço-temporais, as tomadas de decisões associadas a metodologias mal aplicadas, à ausência de medições de taxas (fluxo sedimentar, migração de margens) e à redução das metodologias a uma mera descrição dos canais (KASPRAK et al., 2015).

KASPRAK et al (2015) realizam um estudo comparativo de quatro metodologias utilizadas para a classificação de canais e suas aplicações em gestão de bacias, sendo elas: The river styles framework; Columbia Basin Natural Channel Classification; Rosgen Classification System e Statistical Classification.

A comparação dos dados mostrou que todas as metodologias apresentaram uma classificação consistente baseada em elementos hidrogeomórficos, com diferenças atribuídas principalmente às escalas utilizadas (KASPRAK et al., 2015).

A metodologia dos estilos fluviais foi desenvolvida por Gary Brierley, Kirstie Fryirs e pesquisadores do Departamento de Geografia Física da Universidade Macquarie, trabalhando em cooperação com gestores de recursos hídricos e geomorfólogos do Departamento de Conservação da Terra e da Água (BRIERLEY *et al*, 2002).

Esta metodologia foi desenvolvida pensando na problemática de gestão de recursos hídricos em New South Wales, na Austrália, particularmente na bacia hidrográfica Bega. Os autores ressaltam a importância da aplicação de conhecimentos em Geomorfologia fluvial como componentes essenciais na gestão de rios (BRIERLEY *et al*, 2002, p. 116).

Atualmente, os estilos fluviais são utilizados mundialmente sob uma gama variável de sistemas fluviais com características singulares e que resultam em uma dinâmica única para cada rio.

Existem estudos voltados para gerar regiões prioritárias de preservação ou recuperação de rios na Austrália (BRIERLEY *et al*, 2002), Estados Unidos

(WHEATON *et al.*, 2018) e União Europeia (RINALDI *et al.*, 2012), além de estudos de caso no Brasil (BRIERLEY *et al.*, 2019). Sendo uma metodologia internacionalmente reconhecida por diversas entidades e instituições.

A proposta dos estilos fluviais pode ser aplicada em qualquer sistema fluvial, seus procedimentos incorporam feições tanto do canal quanto da planície de inundação, enquadrando o caráter e o comportamento contemporâneo do rio sob um contexto evolutivo (BRIERLEY *et al.*, 2019).

Existem quatro estágios de desenvolvimento desta abordagem. O primeiro estágio consiste na determinação do caráter e do comportamento do rio na escala dos trechos determinados. O estilo fluvial é definido a partir do confinamento do vale; da forma em planta do canal: as unidades geomórficas e a textura do material de leito.

Nessa etapa se definem os controles das configurações da região e da bacia hidrográfica. Isso inclui as unidades de paisagem, os perfis longitudinais, a litologia, histórico de uso e ocupação do solo, processos de inundação, etc. Nesta etapa também se aplicam parâmetros morfométricos.

A segunda etapa analisa a condição geomórfica do rio, no contexto da evolução do rio e sua resposta aos distúrbios antrópicos (BRIERLEY *et al.*, 2011). A condição é avaliada utilizando um trecho de referência intacto ou bem preservado. Quando não é possível, se levam em conta critérios esperados para aquele tipo de canal (BRIERLEY e FRYIRS, 2005).

Ainda, nessa etapa, as causas da atual condição e mudança do canal são determinadas, e as respostas geomórficas dos canais em detrimento das perturbações antrópicas são comparadas com o intervalo de variação natural de cada trecho (BRIERLEY *et al.*, 2011).

Na etapa seguinte ocorre a interpretação do potencial de recuperação do canal à escala da bacia com base na análise dos principais condutores e fatores de tensão que limitam a funcionalidade do sistema (BRIERLEY *et al.*, 2011, tradução nossa).

A evolução do canal é interpretada em relação a sensibilidade dos trechos à perturbação humana e as ligações de respostas a estas perturbações na escala da bacia. Também são propostos cenários futuros para definir alvos para as ações de gestão (BRIERLEY e FRYIRS, 2005).

A etapa final da metodologia compila toda a informação gerada nas etapas anteriores para priorizar as atividades de reabilitação de trechos numa visão de escala da bacia, identificando as condições dos locais alvos e priorizando os esforços de gestão

(BRIERLEY et al., 2019).

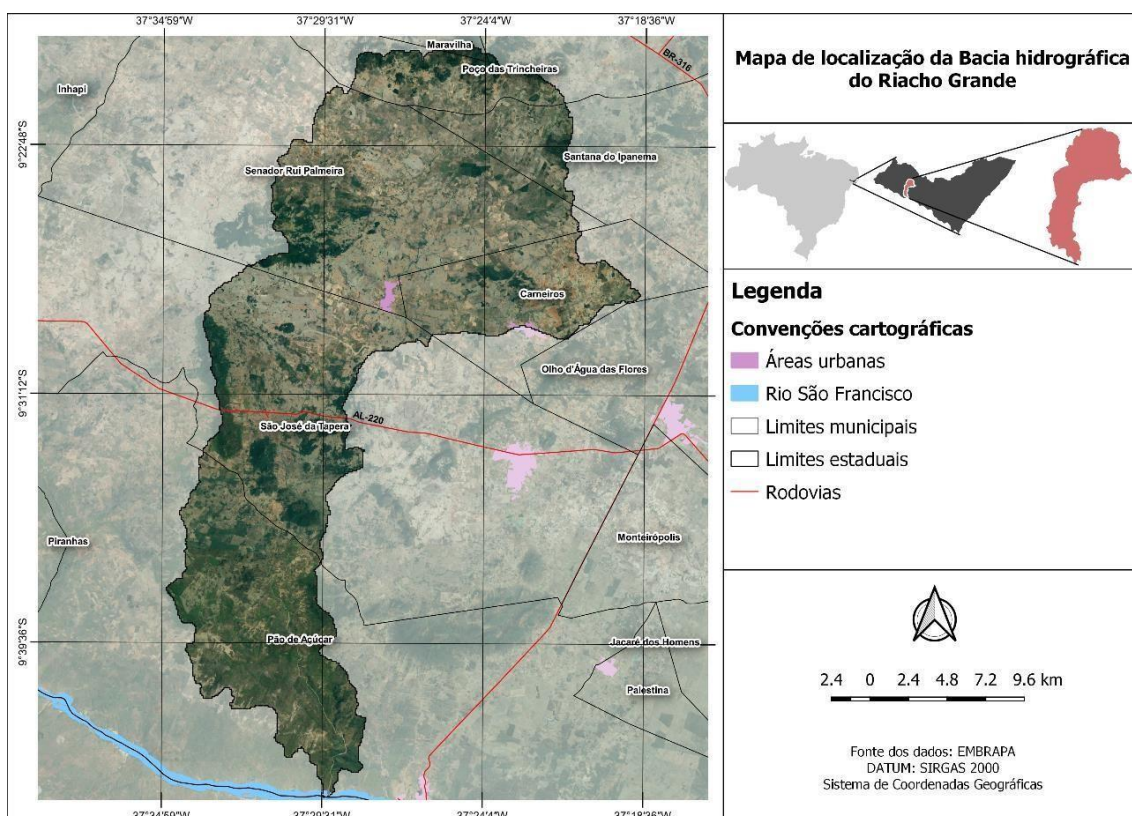
A metodologia dos estilos fluviais vai além da prescrição de uma abordagem para analisar os sistemas fluviais (SIMON et al., 2007), ela é também uma ferramenta de aprendizado e conhecimento aberta a adaptações dos pesquisadores aplicável a todos os estilos e rios (BRIERLEY e FRYIRS, 2005).

5 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

5.1 Localização

A bacia hidrográfica do Riacho Grande (BHRG) está localizada na região Oeste do estado de Alagoas, configurando uma bacia de drenagem da vertente do rio São Francisco. Essa bacia se localiza entre os municípios de Maravilha, Poço das Trincheiras, Carneiros, Santana do Ipanema, Senador Rui Palmeira, São José da Tapera e Pão de Açúcar, onde ocorre sua confluência com o rio São Francisco, drenando uma área de aproximadamente 562 km² (figura 1).

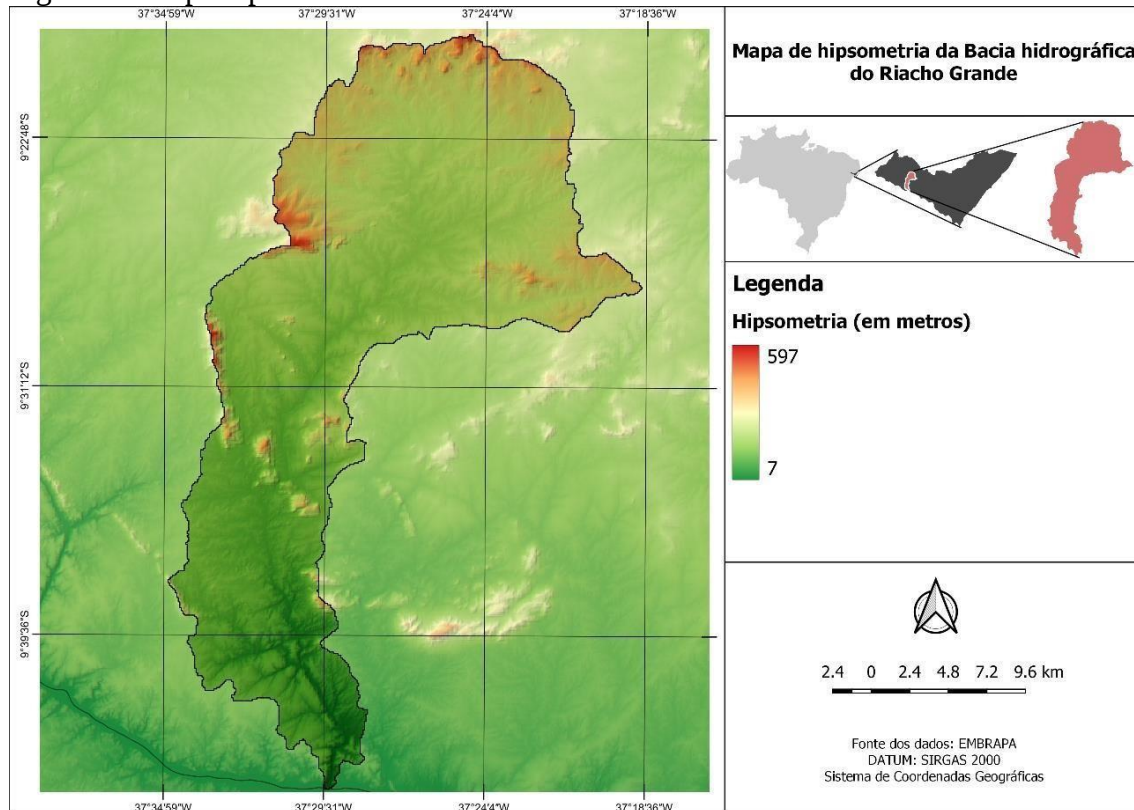
Figura 1- Mapa de localização da bacia hidrográfica do Riacho Grande.



A BHRG se insere na mesorregião do Sertão Alagoano e microrregião de Santana

do Ipanema. A área de interesse de estudo se resume à trechos do curso principal da bacia hidrográfica do Riacho Grande, que tem sua cabeceira localizada no município de Poço das Trincheiras.

Figura 2 - Mapa hipsométrico da BHRG.



Apresenta uma amplitude altimétrica de aproximadamente 590 metros entre sua foz e suas áreas de cabeceira., com altitudes variando de 7 metros no município de Pão de Açúcar a altitudes de aproximadamente 600 metros nos municípios de Poço das trincheiras e Maravilha. Além disso, em maciços residuais, as altitudes ultrapassam os 500 metros nos topos de superfícies de cimeira (Figura 2).

5.2 Contexto geológico

Correa *et al* (2019) discutem aspectos de gênese e evolução dos compartimentos geológicos e geomorfológicos do semiárido brasileiro, afirmando que:

De um modo geral, o semiárido brasileiro está assentado sobre uma estrutura antiga, composta por fragmentos de terrenos geológicos em que alguns setores chegam a remontar a 3 bilhões de anos. A sua principal característica é a presença de terras baixas aplainadas em rochas cristalinas e metassedimentares, separadas por elevações quase sempre compostas por bacias sedimentares soerguidas, faixas metamorfizadas de alto grau ou

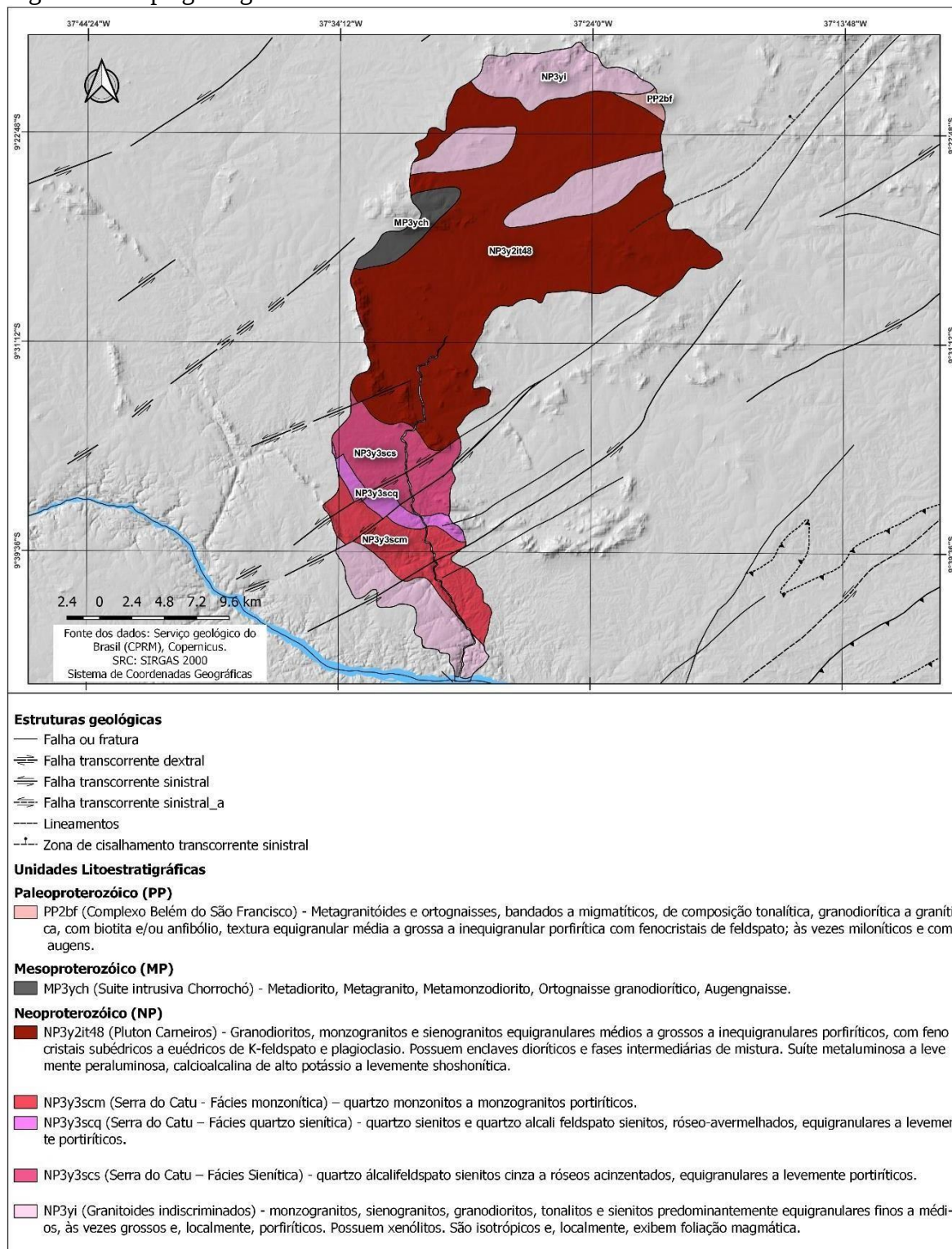
intrusões plutônicas mais resistentes (CORRÊA *et al*, 2019).

As estruturas geológicas de maior idade são associadas às litologias que compõem o Cráton do São Francisco. Esse setor plataformial apresenta estruturas de orogênese paleoproterozoicas que passaram por processos de deformações e plataformização até sua reativação tectônica no mesozoico, responsável pela ruptura do continente Gondwana e a abertura do oceano Atlântico entre 200 e 100 milhões de anos (CORRÊA *et al*, 2019).

A área de estudo se localiza no contexto das depressões interplanálticas em faixas de dobramento e suítes intrusivas, mais precisamente no setor da depressão São Franciscana a sul e sudoeste do Planalto da Borborema. São compartimentos estruturados em litologias metamórficas e metassedimentares associadas às faixas de dobramento neoproterozóicas (CORRÊA *et al*, 2019; CORRÊA *et al*, 2010).

Os dados utilizados para o mapeamento geológico adaptados nessa pesquisa se referem ao levantamento realizado pelo Programa Geologia do Brasil a nível nacional, do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) que exhibe as unidades litoestratigráficas em uma escala de trabalho adotada de 1:250.000 (Figura 3).

Figura 3 - Mapa geológico da BHRG.



O que se observa na BHRG são rochas de idade proterozóica de diversas unidades litoestratigráficas com idades superiores a 1 bilhão de anos. Ao todo, sete unidades são associadas ao eon proterozoico. A mais expressiva em termos de extensão territorial é a unidade Plúton Carneiros (DCGR2) inserida no domínio dos complexos granitoides deformados, abrange litotipos graníticos, subalcalinos e peraluminosos, com a presença

predominante de sienogranitos, monzogranitos e granodiorito com presença de fraturas.

Também se identificam rochas da Suíte intrusiva Serra do Catú do domínio de granitoides não-orogênicos. Ao todo, três unidades compõem esta suíte intrusiva, sendo elas Serra do Catú fácies quartzo sieníticas (DCGR1); fácies monzonítica (DCGR1) e Fácies sienítica (DCGR1) com rochas ígneas formadas pelo período de movimentação continental, com litotipos de quartzo sienito, monzogranitos e quartzo álcali-feldspato sienito.

A unidade dos granitoides indiscriminados (DCGR2) apresenta rochas ígneas mesoproterozoicas de litotipos quartzo monzonito, sienogranito, granito pórfiro, quartzo diorito, metagranito, granodiorito, monzogranito, tonalito, biotita granito com domínio de formação em comum com a unidade Plúton Carneiros.

A unidade Chorrochó (DCGR3) abrange o domínio dos complexos de granitoides intensamente deformados, com litotipos metamórficos com migmatitos, metagranito, metadiorito e variações de gnaisses. Já a unidade Gentileza (DSVP2) se insere no domínio das sequências vulcanossedimentares proterozoicas dobradas metamorфizadas de baixo a alto grau, constituída de rochas metamórficas de litotipos como Metatufo, Metavulcânica básica, Metabasalto, Anfibolito.

5.3 Contexto climático

A conjuntura climática dentro da região do semiárido do nordeste brasileiro sempre esteve associada ao contexto de secas, um fenômeno natural caracterizado pela deficiência hídrica, seja de escoamento ou precipitação, e está diretamente atrelada à problemas socioeconômicos. O semiárido se caracteriza pelos baixos índices de pluviosidade, temperaturas elevadas e suprimento hídrico irregular, com cursos d'água intermitentes e/ou efêmeros.

As características climáticas no nordeste brasileiro se relacionam também ao comportamento fluvial. A distribuição de precipitação irregular associada com rochas cristalinas condiciona o regime hidrológico e a disponibilidade de recursos hídricos superficiais, que possuem alta demanda nessas regiões (ZANELLA, 2014).

A BHRG se encontra no contexto do semiárido do nordeste brasileiro, uma região com históricos e estigma da seca. A semiaridez nesta região é amplamente discutida na literatura, com diversas hipóteses que buscam explicá-la (CONTI e FURLAN, 2003).

Algumas das primeiras hipóteses indicavam que o Planalto da Borborema seria

decisivo no regime de secas nesta região, atuando como uma barreira que bloqueia a umidade transportada do oceano para o continente pelos ventos alísios. Porém, de acordo com alguns autores, essa causa é insuficiente para explicar as causas da semiaridez, uma vez que o Planalto é descontínuo e com poucas altitudes que ultrapassem os 1000 metros, não sendo capaz de provocar a seca a sotavento. (CONTI e FURLAN, 2003).

Molion e Bernardo (2002) associam as condições de semiaridez com a dinâmica das células de circulação geral da atmosférica. Nessa hipótese, a semiaridez resulta da subsidência associada ao ramo descendente da circulação de Walker, além disso, o ar que subsidir na atmosfera aquece por compressão adiabática de forma que sua umidade relativa diminui.

Outra célula de circulação desta hipótese é a célula de Hadley, que configura a ZCIT, responsável pela precipitação ou intensificação de subsidência na região do Nordeste, o que contribui para a semiaridez (MOLION e BERNARDO, 2002; REBOITA et al., 2016).

Reboita et al (2016) sintetizam essas hipóteses e dinâmica de células de circulação:

"Portanto, com base na literatura, sugere-se que as condições secas no Sertão Nordestino se devem aos movimentos subsidentes das duas células de circulação (Walker e Hadley) que causam o aquecimento do ar por compressão adiabática fazendo sua umidade relativa diminuir, e, portanto, a convecção local parece não ser suficiente para se contrapor a subsidência e elevar o ar para altitudes em que este atinja a saturação" (REBOITA et al., 2016).

Alguns sistemas sinóticos são diretamente responsáveis pelos regimes de precipitação no estado de Alagoas, pode-se citar os sistemas frontais, uma região limite entre duas massas de ar que possuem características diferentes de temperatura, umidade e instabilidade (CRUZ, 2008).

A Zona de Convergência Intertropical surge da convergência dos ventos alísios de nordeste e sudeste na região do Equador (REBOITA et al., 2014). Em alguns casos, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) consegue influenciar o clima de Alagoas através de pulsos de nebulosidade que se dirigem ao sul da ZCIT.

A ZCIT é o fator de maior importância na determinação da abundância ou deficiência de chuvas no setor norte do nordeste do Brasil. Esse sistema migra sazonalmente ao norte durante os meses entre agosto e outubro, e mais ao sul entre fevereiro e abril, essa mudança está associada a Temperatura da Superfície do Mar (TSM)

do oceano Atlântico.

Outros sistemas climáticos também devem ser mencionados por exercerem influência na dinâmica do regime de secas e precipitação no Nordeste, como os Vórtices Ciclônicos de altos níveis (VCAN), eventos El Niño-Oscilação Sul (ENOS), Temperatura da superfície do mar (TSM) na bacia do oceano Atlântico, Ventos Alísios, Pressão ao Nível do Mar (PNM) e frentes frias. Além da atuação de mecanismos de linhas de instabilidade e os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) (UVO e BERNDTSSON, 1996).

De acordo com Tenório *et al.* (2010) a estação chuvosa da costa leste do Nordeste que abrange os estados de Alagoas e Sergipe ocorre no período entre abril e agosto. A estação da costa leste afeta também a oeste do estado de Alagoas, na região do semiárido nordestino. Dos fenômenos responsáveis pela precipitação na região, os principais são a atuação de frentes frias, brisas marítimas e noturnas e perturbações ondulatórias nos ventos alísios.

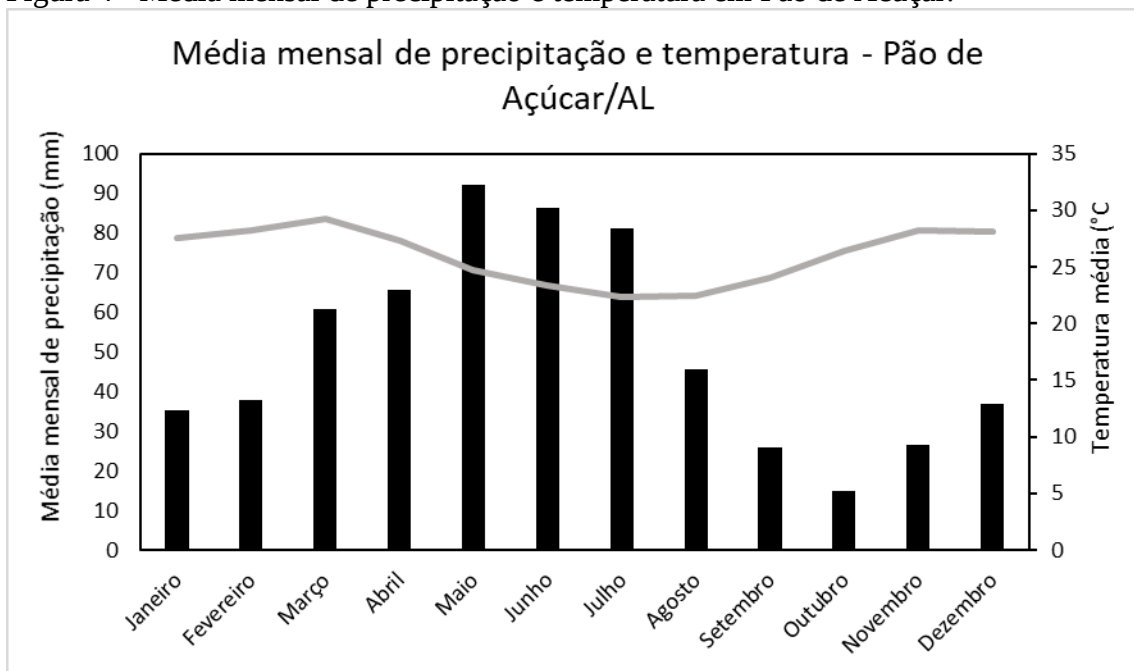
As brisas marítimas se formam devido a gradientes térmicos resultantes da temperatura da superfície do mar e do continente. Dessa forma, os gradientes geram linhas de circulação rasas onde o ramo ascendente provoca a formação de nuvens e precipitação. As linhas de instabilidade geradas pelo processo de convecção das brisas e a interação com os ventos alísios entram no continente, transportando umidade e condições favoráveis a formação de nuvens durante o dia, o processo inverso ocorre durante a noite, com formação de chuvas próximas ao litoral (MOLION e BERNARDO, 2002; AZEVEDO, 2015).

Um dos principais mecanismos atuantes nesta de dinâmica de precipitação são os ventos alísios. A convergência dos ventos do Sul com os ventos vindo do Leste provoca perturbações nos ventos alísios que se propagam para oeste. São formados na costa oeste da África e seguem rumo a oeste para a costa do nordeste do Brasil, durante o período diurno, a brisa marítima pode exercer influência de modo que os ventos são transportados para até 300 km no interior do continente (MOLION e BERNARDO, 2002; REBOITA *et al.*, 2014; AZEVEDO, 2015).

Os dados de precipitação e temperatura média mensal, da região da bacia, partiram de um compilado de 38 anos de dados para o município de Pão de Açúcar, localizado no extremo sul da bacia. Os dados apontam que a precipitação se concentra nos meses de março a agosto, com destaque para os meses de maio, junho e julho que apresentam os maiores valores de precipitação, respectivamente 92,2, 86,2 e 81,1 mm de chuva. Ao todo

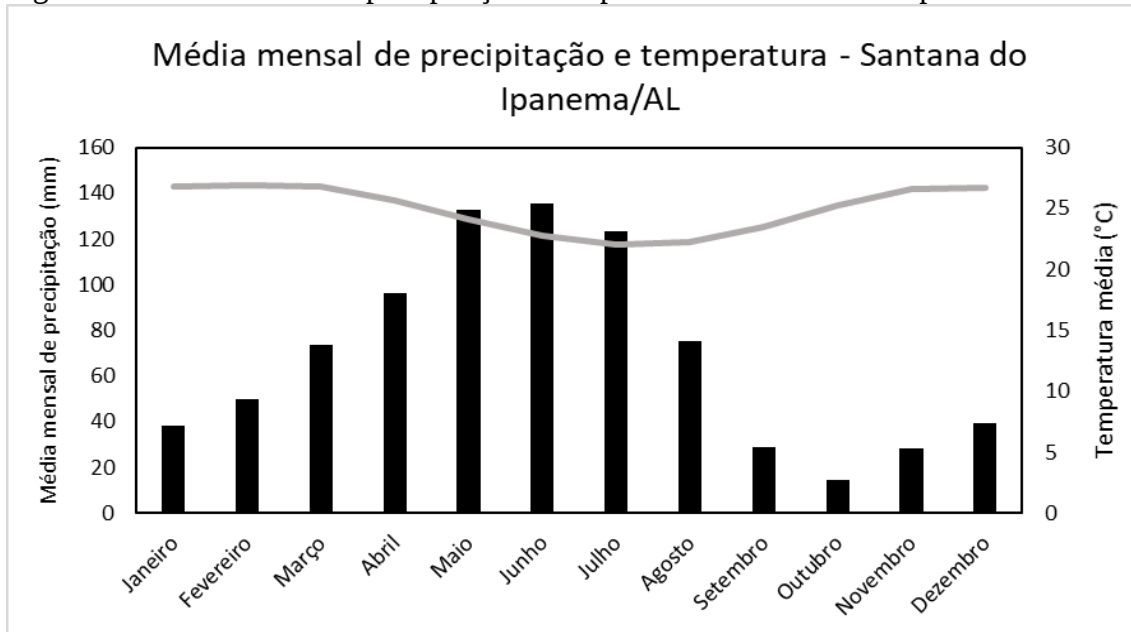
foram medidos o total de aproximadamente 616 mm de chuva, na média, durante o ano (figura 4) com os maiores valores de temperatura durante o verão (DCA, 2021).

Figura 4 - Média mensal de precipitação e temperatura em Pão de Açúcar.



O município de Santana do Ipanema apresentou dados semelhantes para o mesmo período (figura 5), com períodos de precipitação concentrados durante os meses de março e agosto, também com maiores valores referentes aos meses de maio, junho e julho, porém com valores mais elevados 132,9, 135,7 e 123,5 mm nos meses referidos (DCA, 2021).

Figura 5 - Média mensal de precipitação e temperatura em Santana do Ipanema.



Fonte: Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico.

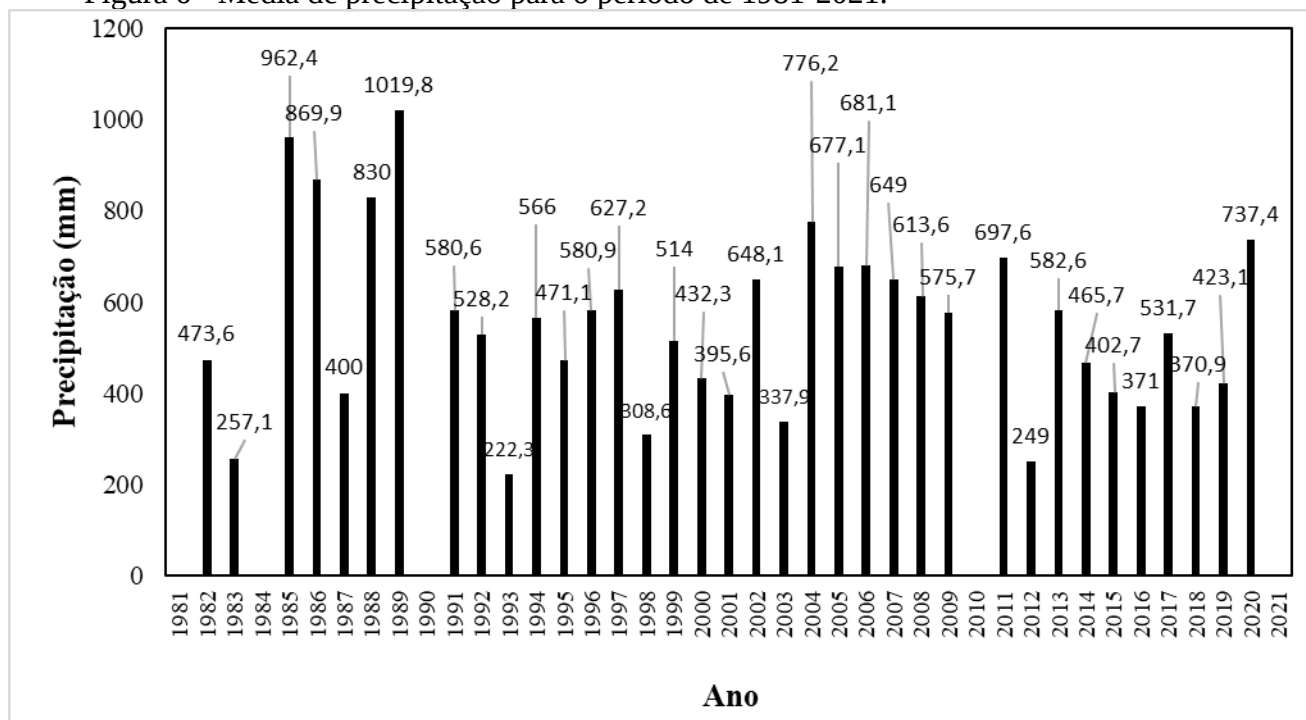
A relação entre meses de maior temperatura média e menores valores de precipitação também se mantém, com concentração de temperaturas mais elevadas durante o verão no hemisfério sul, atingindo 26,9 °C no mês de fevereiro (DCA, 2021).

A observação desses dados permite aferir que os processos de precipitação nesta porção da bacia são concentrados em períodos específicos, com precipitações altas e temperaturas mais amenas, o que difere dos meses de novembro a fevereiro com valores de precipitação abaixo dos 40 mm e temperaturas acima de 28 °C (DCA, 2021).

Observando o contexto climático em conjunto com os processos geomorfológicos que atuam nestes canais semiáridos, é possível partir da ideia de que o trabalho exercido nesta bacia se concentram nos meses de maior precipitação, com eventos de baixa frequência e alta magnitude, onde se exerce a maior dinâmico processual de mobilização e retrabalho de sedimentos, como indicado por Barros (2014).

Os dados da estação pluviométrica de Pão de Açúcar (código 937018) disponibilizado pela Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico (BRASIL, 2022) mostra a distribuição de precipitação e sua variação para os anos de 1981 a 2021, um intervalo de 40 anos (figura 6).

Figura 6 - Média de precipitação para o período de 1981-2021.

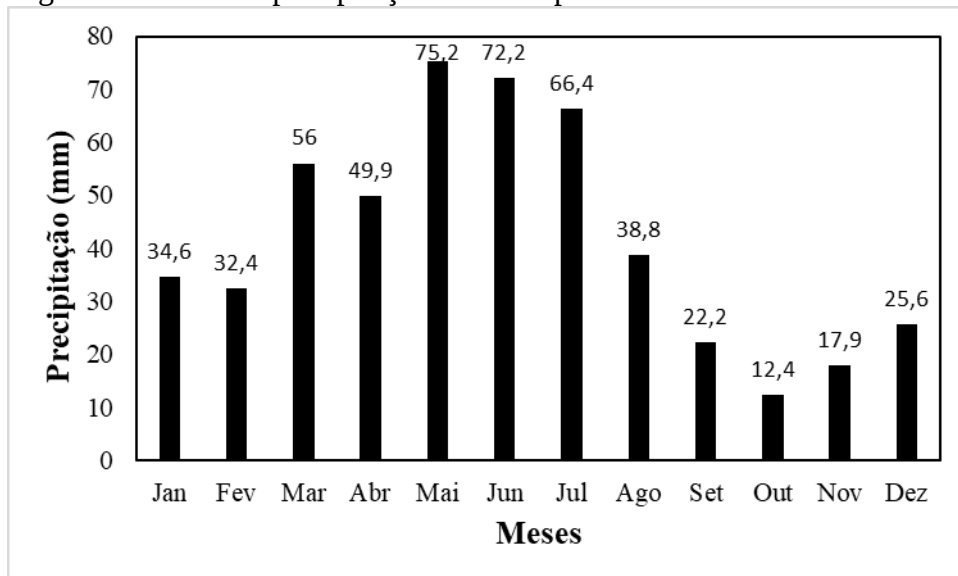


Fonte: Agência Nacional das Águas.

Os dados evidenciam valores de precipitação esperados em um ambiente semiárido, com média que em sua maioria não atingem os 800 mm com exceção de anos atípicos, como o período entre 1985-1989. De acordo com a ANA, o valor médio anual de precipitação é de 550,8 mm.

Os dados interanuais também expressam uma alta variabilidade de precipitação entre a média mínima de 103,1 mm no ano de 1955 e máxima de 1019,8 no ano de 1989. Apesar disto, vários anos apresentaram uma média mínima inferior aos 550,8 mm. Isso mostra o quanto a bacia hidrográfica pode ser suscetível aos extremos de precipitação ou seca.

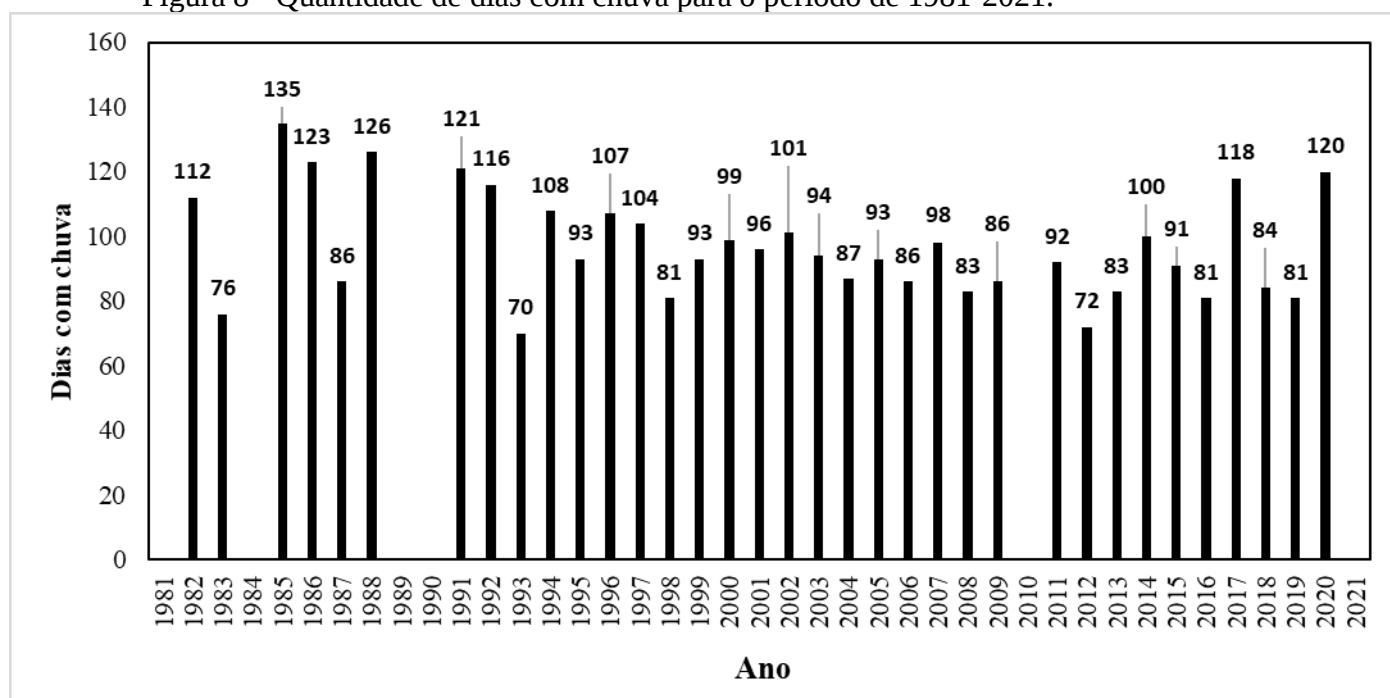
Figura 7 - Média de precipitação anual do período de 1935-2021 de Pão de Açúcar.



Fonte: Agência Nacional das Águas.

A variação entre os meses (para o período de 1935 a 2021) mostra uma distribuição clara nos períodos úmidos e secos (figura 7), semelhante ao que foi mostrado para o município de Pão de Açúcar (figura 4). Com período chuvoso tendo início no mês de março até agosto, com destaque para o mês de maio. A partir de setembro o período seco ocorre entre os anos de setembro a fevereiro.

Figura 8 - Quantidade de dias com chuva para o período de 1981-2021.



Fonte: Agência Nacional das Águas.

A figura 8 expressa a quantidade de dias com chuva em cada ano, os anos sem coluna equivalem à períodos onde não houve coleta de dados. O valor médio de dias é de 84 dias de precipitação por ano, alguns anos mostram comportamento excepcional com alta magnitude como o ano de 1985, com 135 dias de chuva, elevado para um ambiente semiárido.

O ano atípico de 1985 foi amplamente conhecido como um ano de enchentes que atingiram todo o nordeste, com chuvas maiores de 60 mm/h^{-1} e foi associado principalmente ao transporte de umidade que ocorreu desde o atlântico tropical e da bacia amazônica até o nordeste, um evento incomum (MARENGO *et al*, 2011).

6 MATERIAL E MÉTODOS

6.1 Mapeamento de uso e cobertura de terra

Este mapeamento foi realizado com o intuito de identificar a configuração atual do uso de terra nos compartimentos da bacia hidrográfica, e analisar como cada uso afeta diretamente o balanço hidrossedimentológico nos canais. Portanto foram utilizadas imagens georreferenciadas *Landsat 8* e *7* com 30 metros de resolução na banda multiespectral.

O mapeamento foi realizado através de classificação não-supervisionada pelo método *k-means*. E sua correlação será pensando em como as classes de uso de terra trazem alterações para o sistema fluvial.

As imagens utilizadas tiveram data de registro de 17 de outubro de 1999 e 13 de outubro de 2021. Sendo agrupadas em três classes: caatinga conservada, áreas antropizadas e solo exposto.

6.2 Mapeamento de unidades de paisagem

Para Brierley e Fryirs (2005) regiões com topografia semelhante que comprimem uma série de padrões característicos de feições, são tidos como unidades de paisagem. Na metodologia dos estilos fluviais, as unidades de paisagem são uma função da declividade, confinamento do vale e litologia, determinando o calibre e volume de sedimentos em determinado trecho e impondo limitações ou potencializações nos fluxos de energia que mobilizam os sedimentos e formam a morfologia do canal (BRIERLEY, 2005).

As unidades de paisagem são unidades hierárquicas nos estilos fluviais, e determinam as condições limites com qual os rios vão operar (BRIERLEY e FRYIRS, 2000). Portanto, são numerosos os trabalhos sobre tipologias fluviais que fazem uso desta escala hierárquica (BRIERLEY e FRYIRS, 2000; ALMEIDA, 2017).

Nesta pesquisa, foi utilizada a proposta de cartografia de paisagens apresentada por Cavalcanti (2018), adaptada de Isachenko (1998). Essa proposta leva em conta os princípios de síntese natural (paisagem composta de partes interatuantes), hierárquico (se organizam hierarquicamente), regional-típico (são individualizadas por atributos em comum) e temporal (reflete um regime funcional e um contexto evolutivo).

O mapeamento caracteriza um levantamento do tipo semidetalhado (escala entre

1:25.000 e 1:250.000) com uma escala de 1:150.000 com abordagem topo-base (*downscaling*) (CAVALCANTI, 2018). Dessa forma, irão ser utilizados dados altimétricos do Modelo digital de elevação (MDE) Copernicus com resolução espacial de 30 por 30 metros. Os dados altimétricos servem como base para o mapeamento de unidades geomorfológicas que compõe as unidades de paisagem em escala 1:150.000.

Ainda, foram utilizados dados geológicos do mapa de Geodiversidade do estado de Alagoas (1:250.000) obtidas no *Geobank* (VILLANUEVA e MARTINS, 2016). Em conjunto com os dados geológicos de geodiversidade, também se utilizou dados de folhas geológicas na escala de 1:50.000 para o baixo e médio curso da bacia, uma vez que a disponibilidade de dados dessa escala se confina apenas para esta região. Estes dados foram utilizados apenas no estudo dos trechos específicos destes locais, na escala da bacia a pesquisa faz uso das informações na escala de 1:250.000.

As folhas utilizadas são componentes do projeto Complexo Canindé do São Francisco (SILVA FILHO *et al.*, 1979), sendo elas a folha Serra dos Meirus (SC.24-X-D-IV-1) e Entremontes (SC.24-X-C-VI-2).

Esses dados também foram relacionados com o mapeamento de uso e cobertura de terra para associar as principais influências antrópicas nas unidades de paisagem, e consequentemente nos sistemas fluviais de cada unidade. Por fim, o produto cartográfico final das unidades de paisagem foi analisado em conjunto com cada estilo fluvial, de modo que suas associações processo-forma no vale fluvial se tornem evidentes.

6.3 Aplicação de parâmetros morfométricos

6.3.1 Índice RDE/SL

Baseado numa perspectiva de equilíbrio, Schumm afirma que os rios tendem a manter um equilíbrio erosão-sedimentação (ou *steady-state*), caracterizado pelo perfil longitudinal côncavo de um rio (SCHUMM, 2002). Alguns fatores podem afetar o estado de equilíbrio de um perfil, como o substrato rochoso, tectônico e variação climática (HACK, 1973).

O índice SL ou RDE define a mudança na declividade de um canal ao longo do perfil longitudinal, demarcando a zona de topográfica de quebra (JAISWARA *et al.*, 2020). Alguns trabalhos recentes trazem relações entre as anomalias de drenagem identificadas através do índice RDE, ambientes de deposição e sedimentação em fundo de vale (RODRIGUES e SOUZA, 2020a; ALMEIDA, 2021; BARROS, 2017).

Hack (1973) propôs a equação a seguir para definir o comportamento do perfil longitudinal a partir de uma linha reta:

$$H = C - k_{\log} eL$$

Onde H é a elevação, C é a elevação da cabeceira de drenagem, L é o comprimento a partir da cabeira, e k é a declividade da linha.

A inclinação do perfil longitudinal (S) representa a tangente do perfil, que pode ser calculada usando as equações:

$$s = \frac{\Delta H}{\Delta L} = kL^{-1}$$

$$k = \frac{\Delta H}{\Delta L} \cdot L = SL$$

Onde SL (k) representa o gradiente do perfil longitudinal para o trecho, ΔL é o comprimento do trecho, ΔH é a amplitude altimétrica entre o ponto inicial e final do trecho e L é o comprimento total do canal da cabeceira até o centro do trecho analisado ao longo do canal.

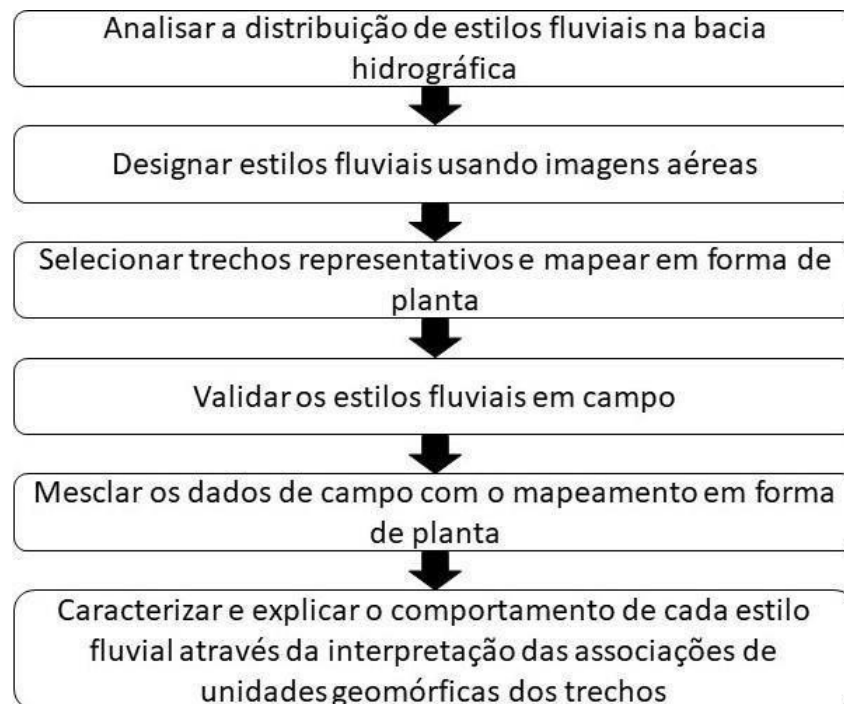
6.4 Mapeamento das tipologias fluviais

O mapeamento de tipologias fluviais seguiu a classificação proposta por Brierley e Fryirs (2005) conhecida como estilos fluviais (*river styles*). A metodologia dos estilos fluviais fornece uma ferramenta geomórfica para avaliação do caráter, comportamento, evolução e condição do rio à escala de bacia hidrográfica (BRIERLEY e FRYIRS, 2000; FRYIRS e BRIERLEY, 2002).

Nessa abordagem, o caráter e o comportamento do rio são analisados em quatro escalas integradas: bacia hidrográfica, unidades de paisagem, estilos fluviais e unidades geomórficas. Os parâmetros de maior escala determinam as condições limites e a variedade de comportamentos dos processos físicos nas unidades de menor escala. Essa abordagem dissecas as características da bacia hidrográfica, caracterizando diferentes estilos fluviais para as unidades de paisagem (BRIERLEY, 2000).

Das quatro etapas dos estilos fluviais, a pesquisa foi desenvolvida buscando aplicar a primeira etapa, com um levantamento inicial do caráter e o comportamento do rio e comparando os processos condicionantes para cada estilo fluvial (figura 9).

Figura 9 - Primeira etapa dos estilos fluviais.



Fonte: Adaptado de Brierley e Fryirs (2005)

Para a aplicação da metodologia, os rios foram divididos em trechos que apresentam padrões de ligações físicas em comum, associados aos fluxos e conectividade paisagística, buscando identificar os processos e formas associados a cada trecho. Dessa forma cada trecho se relaciona com a paisagem de forma diferente, com interações complexas que vão definir a dinâmica fluvial e suas respostas ao ambiente biofísico onde se insere (ALMEIDA, 2017).

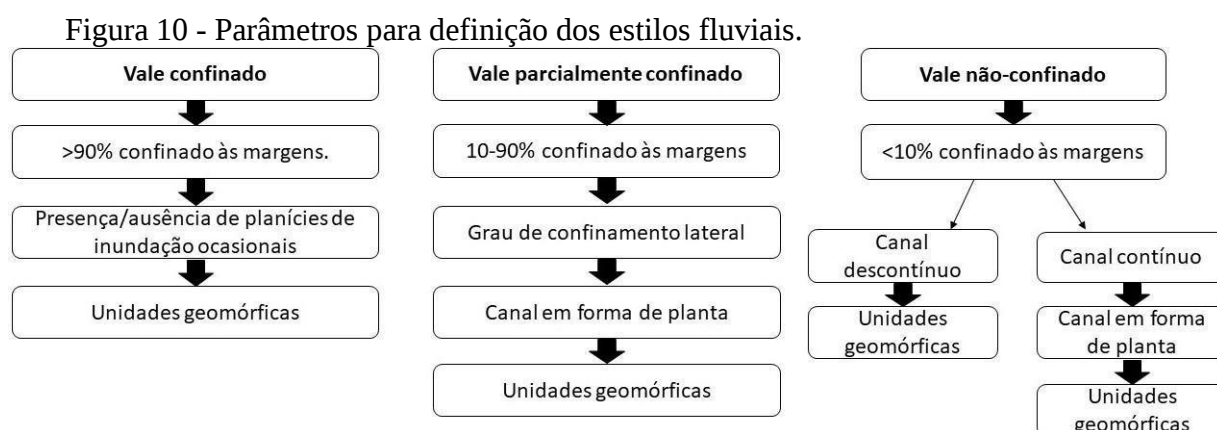
Seguindo os procedimentos da primeira etapa, é necessária a análise de quatro fatores: configuração do vale; as unidades geomórficas; a planta do canal; e a textura do material do leito. O conhecimento acerca desses parâmetros torna possível a compilação de dados acerca do ambiente fluvial, tornando possível uma abordagem holística que busque compreender o comportamento dos trechos (BRIERLEY *et al.*, 2019). Para esta pesquisa o material de textura do leito não foi considerado devido à impossibilidade de tempo hábil para a realização de coleta em campo e análise.

6.4.1 Configuração de confinamento dos vales

O primeiro passo para se definir os estilos fluviais é a configuração do vale, caracterizada pelo grau de confinamento lateral dos canais expresso pela presença/ausência de planícies de inundação ao longo do trecho. O confinamento do canal

controla a capacidade do canal se ajustar ao fundo do vale, determinando os padrões de sedimentação e retrabalhamento dos sedimentos (BRIERLEY e FRYIRS, 2002).

Na metodologia dos estilos fluviais os trechos podem ser diferenciados como confinados, parcialmente confinados e não confinados, conforme as planícies de inundação sejam ausentes, descontínuas ou contínuas respectivamente (figura 10) (BRIERLEY e FRYIRS, 2005).



Fonte: Adaptado de BRIERLEY e FRYIRS, 2005.

Nos vales confinados, se observam encostas ou terraços nas duas margens do canal. Mais de 90% do canal se encontra confinado a suas margens ou aos terraços. O canal analisado não possui presença de planícies de inundação, ou, quando possuem, as planícies de inundação que não representam mais que 10% do trecho (BRIERLEY e FRYIRS, 2005). Em vales parcialmente confinados as planícies de inundação ocorrem de forma alternada ou descontínuas, representando de 10% a 90% da área do trecho. Normalmente esses padrões podem apresentar formas irregulares ou sinuosas que permitem a formação de planícies de inundação (BRIERLEY e FRYIRS, 2005).

Em vales não confinados menos de 10% das margens dos canais estão confinadas a terraços ou as encostas. Esses trechos apresentam planícies de inundação contínuas, suas margens podem sofrer mais ajustes laterais, com uma dinâmica intensa de molde dos limites do canal, a depender se a margem é aluvial ou rochosa (BRIERLEY e FRYIRS, 2005).

O mapeamento de planícies de inundação para a definição do confinamento de vale foi realizado de forma manual através de imagens de satélite do Google Earth Pro e

imagens CBERS 04a com 2 metros de resolução na banda pancromática analisando a variação altimétrica a partir do canal em direção as encostas, perfis de cortes transversais ao canal, dados de declividade e curvas de nível.

6.4.2 Unidades geomórficas

As unidades geomórficas são ferramentas chave na interpretação do caráter e do comportamento do rio, o principal parâmetro interpretativo na estrutura de estilos do rio (RODRIGUES e SOUZA, 2020). Uma análise *bottom-up* pode descobrir aspectos do caráter e o comportamento fluvial através das unidades devido as suas distinções de associações processo-forma, independente do confinamento do vale (BRIERLEY e FRYIRS, 2005).

Brierley e Fryirs definem alguns critérios de análise das unidades geomórficas: número de canais; sinuosidade; estabilidade lateral. Os rios podem ser definidos pelo número de canais, se é canal único, mais de um canal ou até mesmo canais descontínuos. A sinuosidade se relaciona com a estabilidade lateral, que descreve a capacidade de ajuste do canal ao longo do vale (BRIERLEY e FRYIRS, 2005). Na pesquisa a sinuosidade não foi avaliada. Enquanto a estabilidade foi associada à presença (ausência) de vegetação ripária, confinamento do vale, e material das margens.

As unidades também levam em consideração a presença de barras, ilhas e unidades geomórficas das planícies de inundação. Relações diretas podem ser feitas entre os atributos da planta do canal e o padrão e configuração de unidades geomórficas (BRIERLEY e FRYIRS, 2005).

As unidades geomórficas foram mapeadas através de imagens de satélite sob os mesmos procedimentos descritos para o confinamento do vale. Os procedimentos se darão em ambiente SIG no software Qgis.

7 RESULTADOS E DISCUSSÃO

7.1 Dinâmica de uso e cobertura de terra para os anos de 1999 e 2021

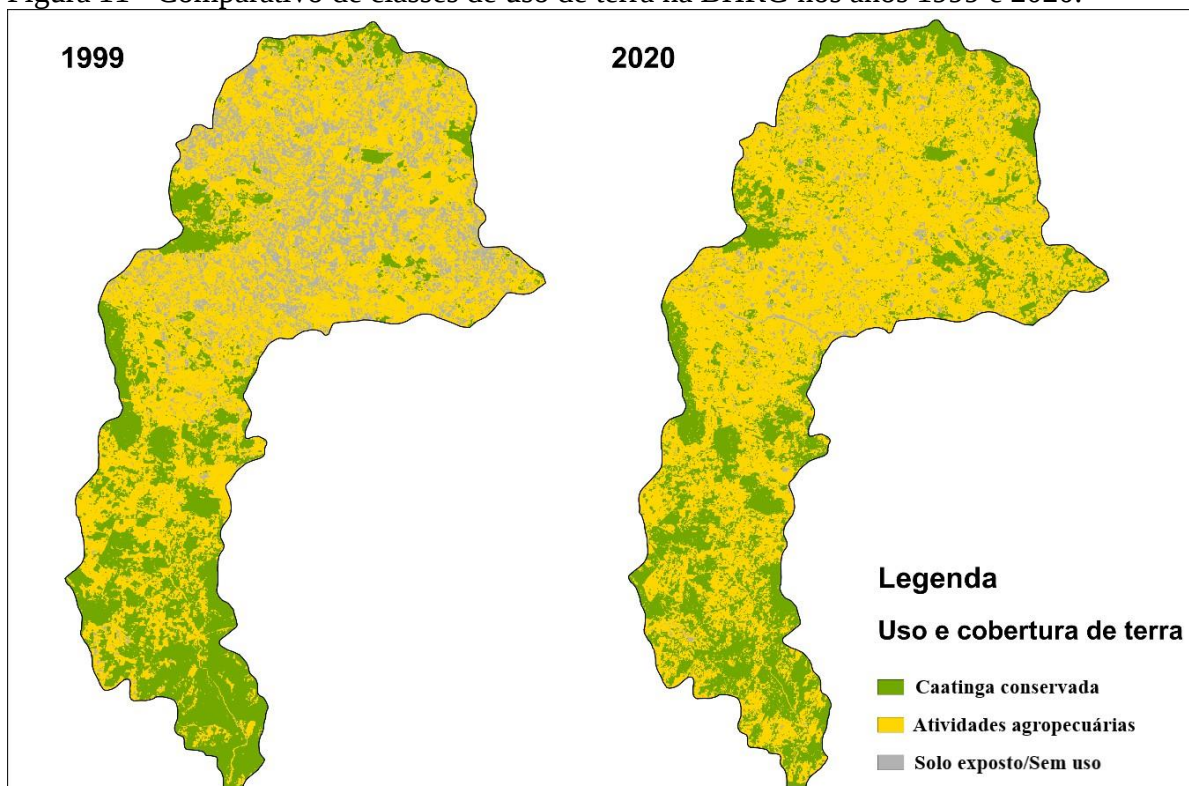
A intensificação de processos antrópicos causadores de perturbações em sistemas fluviais por meio da dinâmica do uso e cobertura de terra é amplamente estudada na literatura internacional, principalmente quando se observa através da ótica da conectividade hidrossedimentológica. (ZANATTA et al, 2015; VALEZIO e PEREZ FILHO, 2017; LIMA et al, 2021; PEÑA-MONNÉ et al, 2021).

Assim, a pesquisa buscou realizar o mapeamento de uso e cobertura de terra

para os anos de 1999 e 2021 visando analisar como a dinâmica ocorrida neste intervalo de tempo possa ter causado impactos na BHRG através de elementos de desconexão, especialmente em seu curso principal.

A figura 11 representa as alterações ocorridas nas classes de uso de terra neste período, os dados foram sintetizados e agrupado em três classes, sendo elas: Caatinga conservada; Áreas antropizadas e Solo exposto. A classe de Caatinga conservada corresponde à todas as fitofisionomias de caatinga identificadas na região, seja arbustiva, arbórea ou herbácea. As Áreas Antropizadas equivalem à locais que tiveram suas características originais alteradas devido à intervenção do homem, o que incluem atividades agropecuárias e construções. Já as áreas de Solo Exposto também contêm Canais uma vez que devido ao regime intermitente os leitos cobertos de sedimentos se encontram expostos, resultando nas mesmas respostas espectrais dos sensores.

Figura 11 - Comparativo de classes de uso de terra na BHRG nos anos 1999 e 2020.



A classe de caatinga conservada se expressa principalmente às unidades morfoesculturais de maior altitude e declividade da bacia, como cristas, inselbergs e topos, correspondentes às unidades de superfícies de cimeira. Porém, uma grande densidade desta é encontrada na unidade de pedimento dissecado, uma região de difícil acesso em vários trechos, com alta declividade nas encostas do canal principal e maiores tributários.

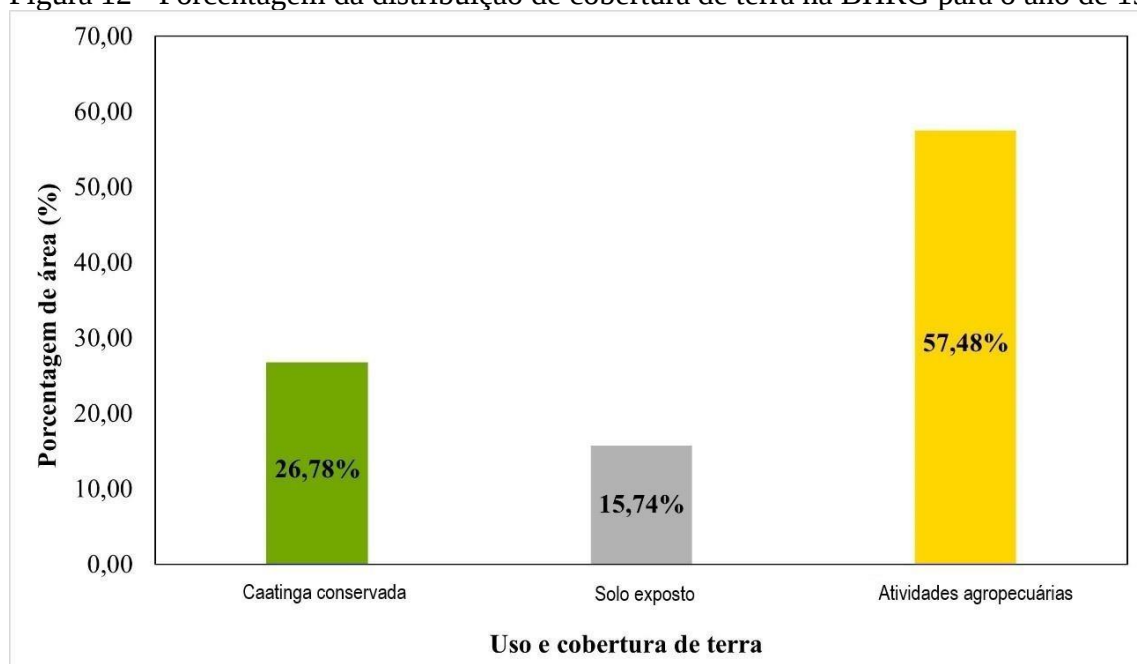
As demais classes de áreas antropizadas e solo exposto e canais se distribuem por toda a região. As unidades morfoesculturais de pedimento a 250 e 300 metros marcam o início de uma maior expressão de áreas antropizadas, especialmente atividades agropecuárias, este padrão também segue pelas regiões mais baixas das superfícies de cimeira entre 300 e 350 metros principalmente.

Tabela 1 - Porcentagem de distribuição de cobertura de terra.

Classe	1999 (%)	2021 (%)
Caatinga Conservada	26,78	30,15
Atividades agropecuárias	57,48	66,40
Solo exposto	15,74	3,45

Para o ano de **1999** a classe de **caatinga conservada** correspondeu a cerca de 26,78% da área da BHRG, concentrada principalmente na unidade de pedimento à 190 metros, no setor ao sul da bacia (figura 12). Apresentando fitofisionomias de caatinga arbórea e arbustiva densa, principalmente em encostas e regiões de difícil acesso.

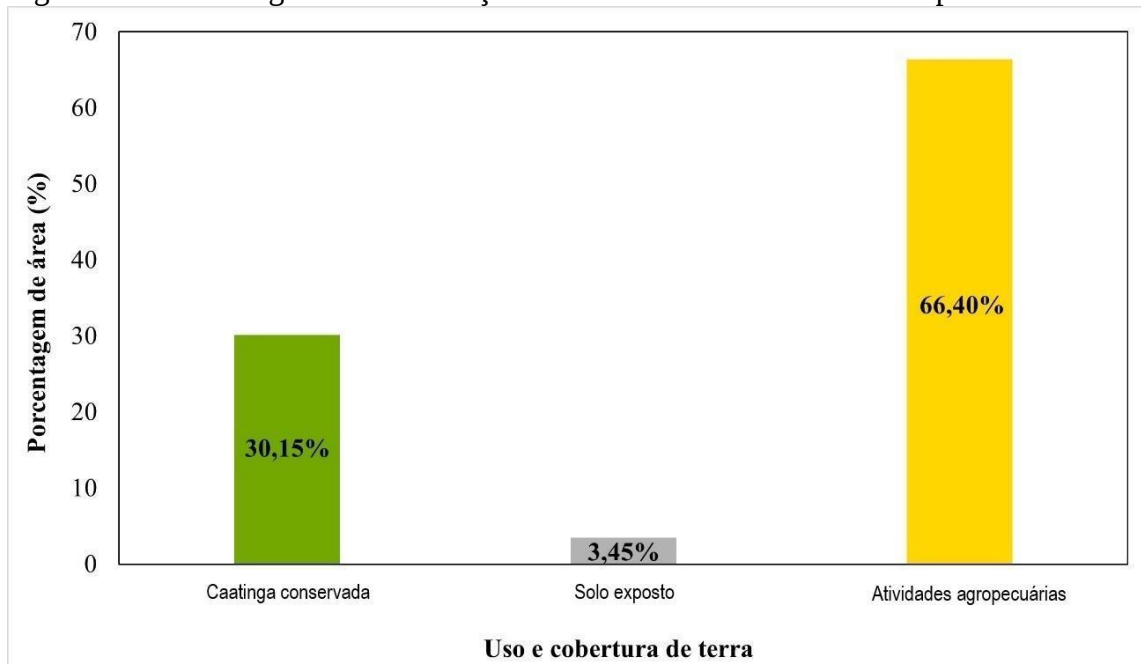
Figura 12 - Porcentagem da distribuição de cobertura de terra na BHRG para o ano de 1999.



As **áreas antropizadas** apresentaram maior expressão, ocupando 57,48% da bacia. Este uso pode ser observado em todos os compartimentos, desde unidades elevadas de superfícies de cimeira aos menores níveis de pedimento, porém se concentra principalmente nas regiões centrais e superiores da BHRG. Enquanto a classe de solo exposto e canais abrangeram 15,74% de área.

Para o período de **2021** (figura 13) houve um aumento de cobertura vegetal, causando elevação da porcentagem de caatinga conservada, passando de 26,75% para 30,15% em um período de 21 anos. Este aumento ocorreu com destaque nas superfícies de cimeira, nos municípios de Maravilha, Poço das Trincheiras e Santana do Ipanema.

Figura 13 - Porcentagem da distribuição de cobertura de terra na BHRG para o ano de 2021.



A classe que sofreu a maior alteração foi de solo exposto e canais, que, em sua maioria se tornaram áreas de atividade agropecuária, ocupando 3,45% para o referido ano. Enquanto houve um aumento expressivo para as áreas antropizadas, com 66,40% em 2020.

Apesar do aumento em cobertura de caatinga conservada, o que se observa na compartimentação de pedimento a 190 m é uma maior supressão de vegetação enquanto há o aumento na quantidade de áreas antropizadas, especialmente utilizados na pecuária e em cultivos no município de Pão de Açúcar.

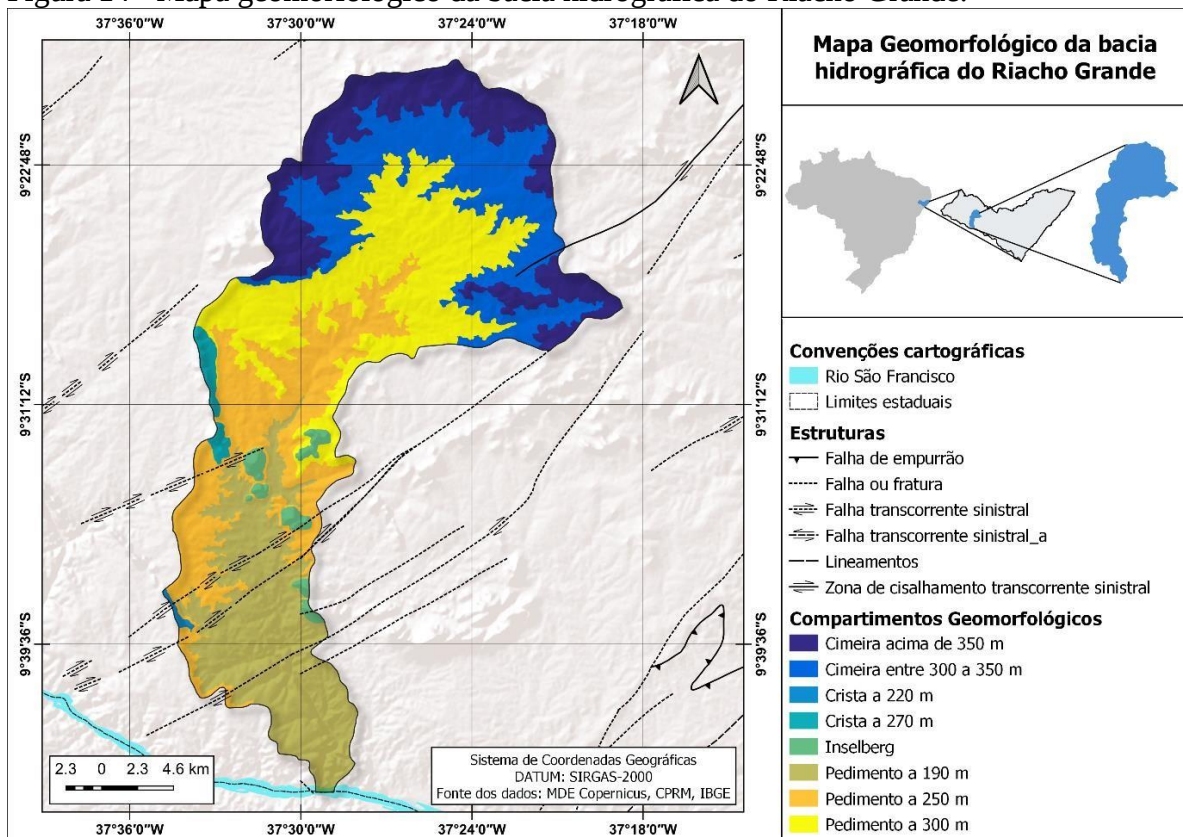
A remoção de cobertura vegetal e as mudanças de uso de terra em geral causam perturbações profundas nos sistemas fluviais, podendo causar impedimentos e desconexões sob a perspectiva de conectividade da paisagem, seja aumentando o processo de deposição no leito ou impedindo que os sedimentos de encostas atinjam os canais. A distribuição e influência da cobertura de terra e elementos de desconexão antrópicos e naturais nos sistemas fluviais foram discutidos no tópico de tipologias fluviais, com maior detalhamento.

7.2 Unidades de paisagem da bacia hidrográfica do Riacho Grande

Previamente ao mapeamento de unidades de paisagem, o estudo buscou definir e compreender a compartimentação geomorfológica da bacia do Riacho Grande. Esta variável se estabelece como uma das etapas mais importantes para os estilos fluviais devido a associação dos fatores topográficos e de rugosidade que ditam os controles regionais (OLIVEIRA *et al*, 2007; BRIERLEY e FRYIRS, 2005).

O mapeamento geomorfológico resultou em oito compartimentos, sendo dois níveis de superfície de cimeira, três de pedimento e três classes associadas à relevos residuais em crista e inselbergues (figura 14). Todas as classes se encontram dentro do contexto morfoestrutural da Depressão do baixo São Francisco.

Figura 14 - Mapa geomorfológico da bacia hidrográfica do Riacho Grande.



As duas classes de **cimeira** ocorrem nos patamares de cotas altimétricas de 300 a 350 m e acima de 350 m, são as superfícies de maior elevação cuja orientação regional NE-SW condiciona a drenagem da bacia em direção a jusante nos níveis de pedimento. Estão associadas aos domínios de granitoides indiscriminados (NP3yi) e rochas intrusivas do Pluton Carneiros (NP3yi) e sua altitude máxima atinge aproximadamente 610 metros no município de Maravilha.

Estes compartimentos possuem baixa declividade, com exceção de encostas de relevos residuais. Isto pode ser aferido pela ausência de *knickpoints*, com exceção de uma ruptura de patamar de segunda ordem que marca o início da transição entre as cimeiras e os níveis de pedimentos.

Os compartimentos de **pedimentos** são as superfícies mais aplainadas da bacia, apresentando configuração em rampa em direção ao rio São Francisco. Da mesma forma, se encontra alicerçada sobre rochas plutônicas graníticas e sieníticas das unidades Pluton Carneiros e Serra do Catu (NP3y3sc) que seguem o *trend* regional.

Diversos *knickpoints* de segunda ordem sinalizam mudanças da declividade tanto do terreno quanto do perfil longitudinal do canal. Conforme segue a jusante em direção ao nível de pedimento de 190 metros *knickpoints* de primeira ordem se tornam mais comuns. Próximo à foz, diversos lineamentos de direção NE-SW cortam o canal e criam vales incisos com maior declividade.

Em meio aos compartimentos pedimentares, os relevos residuais se destacam na paisagem aplainada, sendo configurados em resistentes rochas intrusivas. Os inselbergues e cristas alongadas compõem esta compartimentação e seguem a direção preferencial NW-SE, destoando do *trend* regional com cotas que superam os 200 metros de altitude.

Diante disto, as unidades de paisagem foram definidas através das associações entre os dados geomorfológicos, geológicos e de uso e cobertura de terra. Os limites entre estas unidades foram marcados principalmente por quebras na declividade do perfil longitudinal, logo acompanharam os limites das feições geomorfológicas, as considerando como variável primária em sua definição.

Ao todo foram consideradas três unidades de paisagem (figura 15): Superfícies de cimeira; Pedimento conservado; e Pedimento dissecado. Estas unidades definem aspectos importantes do sistema fluvial, como os processos dominantes e as configurações dos vales.

A unidade de **Superfícies de cimeira** corresponde às regiões de maior altitude da bacia hidrográfica, alguns trechos se configuram como topos de serras na porção mais setentrional da BHRG e em relevos residuais como inselbergues e cristas que se destacam em meio aos pedimentos, cuja encostas atuam como zonas fonte de sedimento para o vale quando expostas aos agentes erosivos.

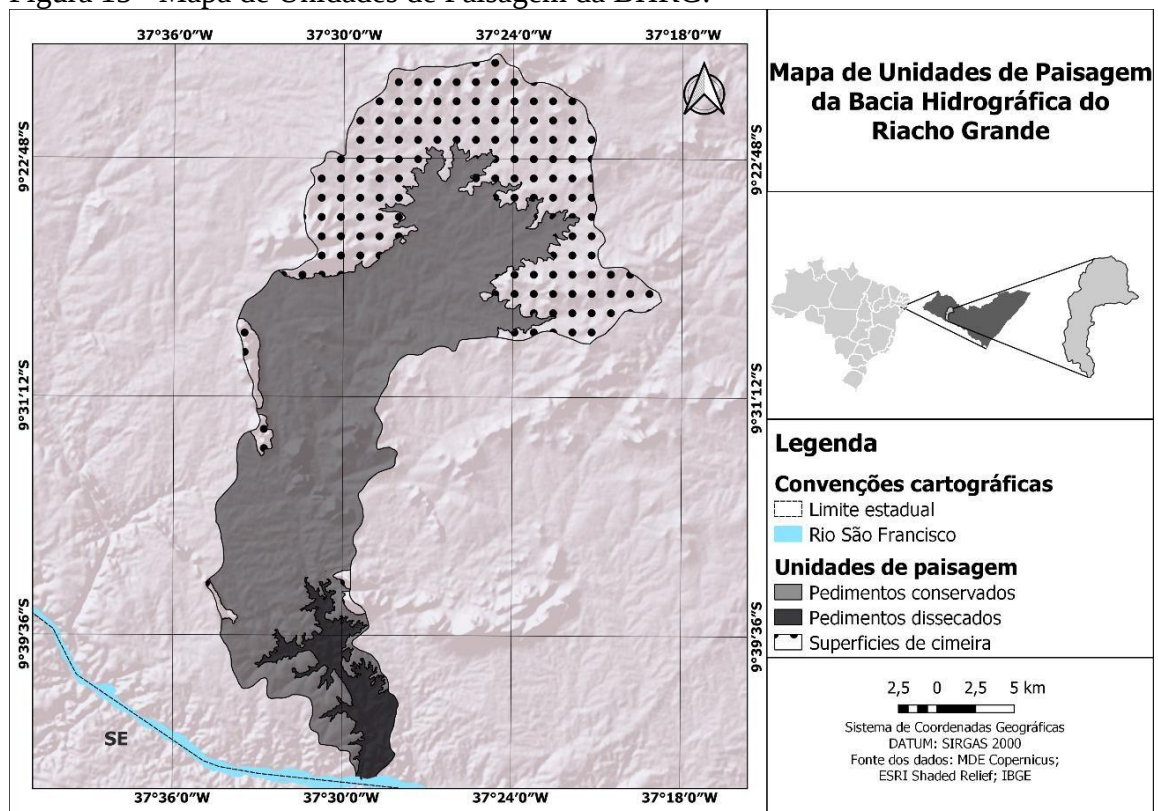
Estas superfícies representam cerca de 17,2% de área da BHRG e se estruturam em rochas cristalinas graníticas pertencentes à unidade litoestratigráfica dos Granitoides

indiscriminados (NP3yi) e ao Pluton Carneiros (NP3y2it48) referentes ao período neoproterozoico.

No setor ao norte da bacia, nos municípios de Poço das Trincheiras e Senador Rui Palmeira, são desenvolvidas atividades agropecuárias em geral, principalmente pastagem, criação de gato e cultivos. Sua cobertura vegetal, em sua maioria, é composta de caatinga de porte arbustivo.

Em contrapartida, esta unidade quando localizada nos relevos residuais como os inselbergues e em cristas, apresenta cobertura densa de vegetação, seja de caatinga de porte arbóreo ou arbustivo. Isto pode ser observado na Serra da Taborda, localizada no município de São José da Tapera, possivelmente isto se deve devido à sua classificação como uma unidade de conservação, sendo passiva de proteção do governo do estado.

Figura 15 - Mapa de Unidades de Paisagem da BHRG.



Em maior expressão de área, a unidade de **Pedimento conservado** ocupa cerca de 77,8% da BHRG. No geral trata-se de uma região aplainada com cotas que variam entre 300 e 120 metros de altitude. Devido a sua configuração de pedimento conservado, apresenta as menores declividades da bacia e conta com embasamento rochoso de rochas intrusivas da unidade do Pluton Carneiros (NP3y2it48) e Serra do Catu de fácies sienítica (NP3y3sc).

Nela as atividades agropecuárias se destacam, especialmente a criação de bovinos e aves, a produção leiteira, além de cultivos de feijão milho e mandioca. O extrativismo vegetal também se faz presente, por meio da produção de carvão vegetal e lenha, o que reduz a cobertura natural de caatinga e resulta em problemas ambientais (MASCARENHAS *et al*, 2005).

De acordo com dados da CPRM, a BHRG se insere em domínios hidrogeológicos cristalinos e vulcânicos, compostos por rochas plutônicas e metamórficas. Estes domínios são tipificados como ambientes de aquíferos fissurais, onde a porosidade é definida por fendas e fraturas. Assim, caracterizam reservatórios descontínuos e de pouca extensão, que geram baixas vazões em poços com água geralmente salinizadas (CPRM, 2007).

Nesse sentido, nesta unidade, muitos pequenos barramentos e poços se destacam na bacia como um mecanismo de subsistência das populações que habitam um ambiente de semiaridez, buscando o aproveitamento dos escoamentos superficiais. Estas infraestruturas possuem grande valia em atividades agropecuárias por toda região, além de serem essenciais para o abastecimento de pequenas comunidades.

A unidade de **Pedimento dissecado** se localiza na porção sul da BHRG, inteiramente nos limites do município de Pão de Açúcar. É uma área com maior declividade e contém diversos lineamentos cortando o canal transversalmente, resultando em vales incisos e confinados às margens em sua maioria.

Os canais frequentemente alternam entre leitos rochosos e aluviais destacando as sequências de erosão e deposição de sedimentos, com frequente presença de afloramentos rochosos de rochas graníticas da Unidade Gentileza (ugz) além de granitóides e monzonitos.

Das unidades de paisagem identificadas, esta possui a maior porção de cobertura vegetal conservada com caatinga arbustiva densa, principalmente em locais de maior declividade próximos ao exutório da bacia, intercalando com bolsões de vegetação de porte arbóreo. Apesar de uma quantidade menor, em comparação com as outras unidades, também foram identificadas atividades agropecuárias, em sua maioria pastagem, porém parcelas de cultivo foram detectadas.

7.3 Controle estrutural na sedimentação da bacia hidrográfica do Riacho Grande Alguns

aspectos do controle estrutural que ocorre na BHRG foram investigados através da aplicação do índice de Hack para a identificação de *knickpoints*. Os

knickpoints podem ser tidos como elementos de desconexão naturais que atuam como bloqueios aos fluxos hidrossedimentológicos através de feições geradas por sua formação e dinâmica.

Como discutido anteriormente, os bloqueios naturais podem agir diretamente na rede de canal e sua paisagem, resultando na formação de ambientes de sedimentação como planícies de inundação e barras, que acabam por influenciar na dinâmica dos fluxos locais e regionais.

Nesta bacia, as anomalias se distribuem ao longo do canal principal com valores variados, porém a concentração de anomalias de primeira ordem se restringe à porção inferior da bacia (figura 16) a partir da cota de 125 metros, concomitantemente à presença de numerosas falhas que denotam seu controle estrutural.

Figura 16 - Valores de anomalias de drenagem do índice RDE. Anomalias de primeira ordem estão destacadas.

Cotas (m)	Anomalias
425	0.68
400	0.94
375	1.08
350	1.53
325	1.55
300	2.48
275	3.35
250	2.37
225	4.61
200	3.10
175	4.40
150	8.57
125	31.26
100	13.26
75	9.92
50	6.70
25	13.04

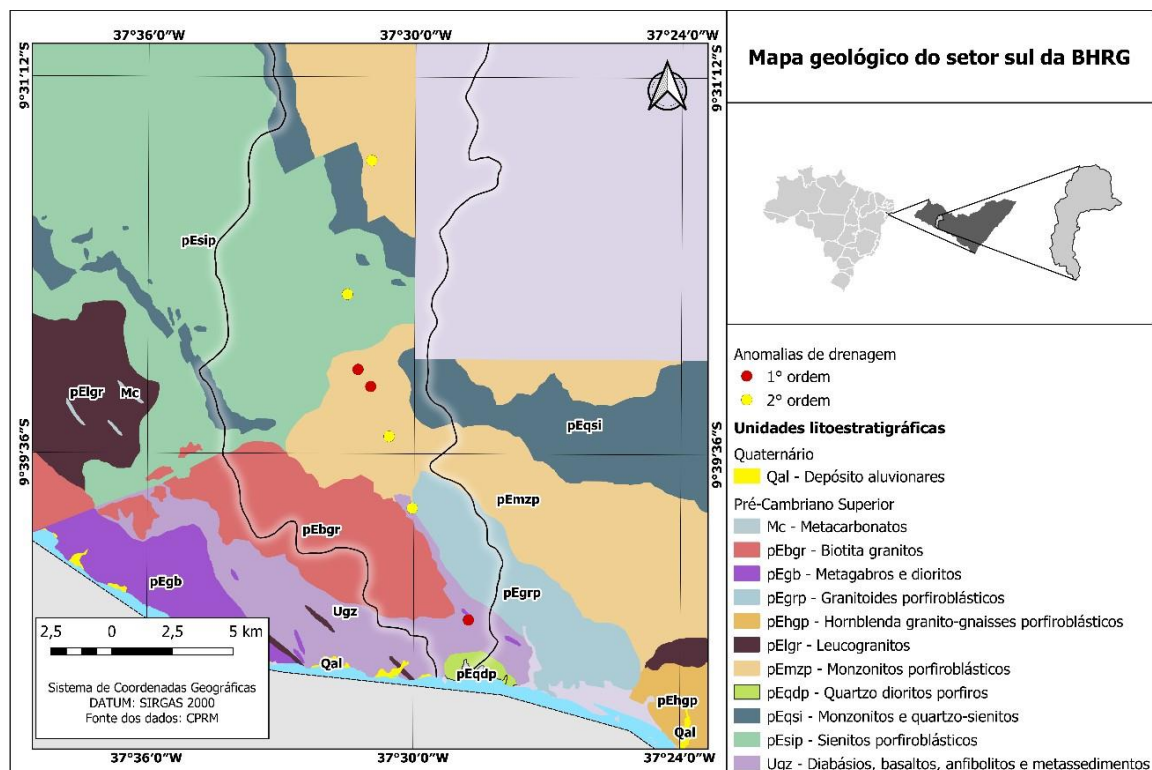
A hipótese do papel do controle estrutural no processo de sedimentação possivelmente se mostra consistente devido ao fato de que diversos ambientes de sedimentação foram identificados à jusante de *knickpoints*, localizados próximos à planos de falhas e lineamentos na bacia, conforme apontado por Almeida (ALMEIDA, 2020) e Barros *et al*, (2017).

As causas das ocorrências de *knickpoints* no canal principal foram atribuídas

principalmente à duas possibilidades. Inicialmente por meio da ação de falhas distribuídas transversalmente ao canal, que causam rupturas no gradiente de declividade; e por meio do contato de domínios geológicos de resistências diferentes, causando erosão diferencial.

A figura 17 apresenta a distribuição espacial de anomalias de drenagem ao longo da porção inferior da BHRG em conjunto com seu contexto geológico e estrutural. Diante disso foi possível associar estes elementos e identificar fatores.

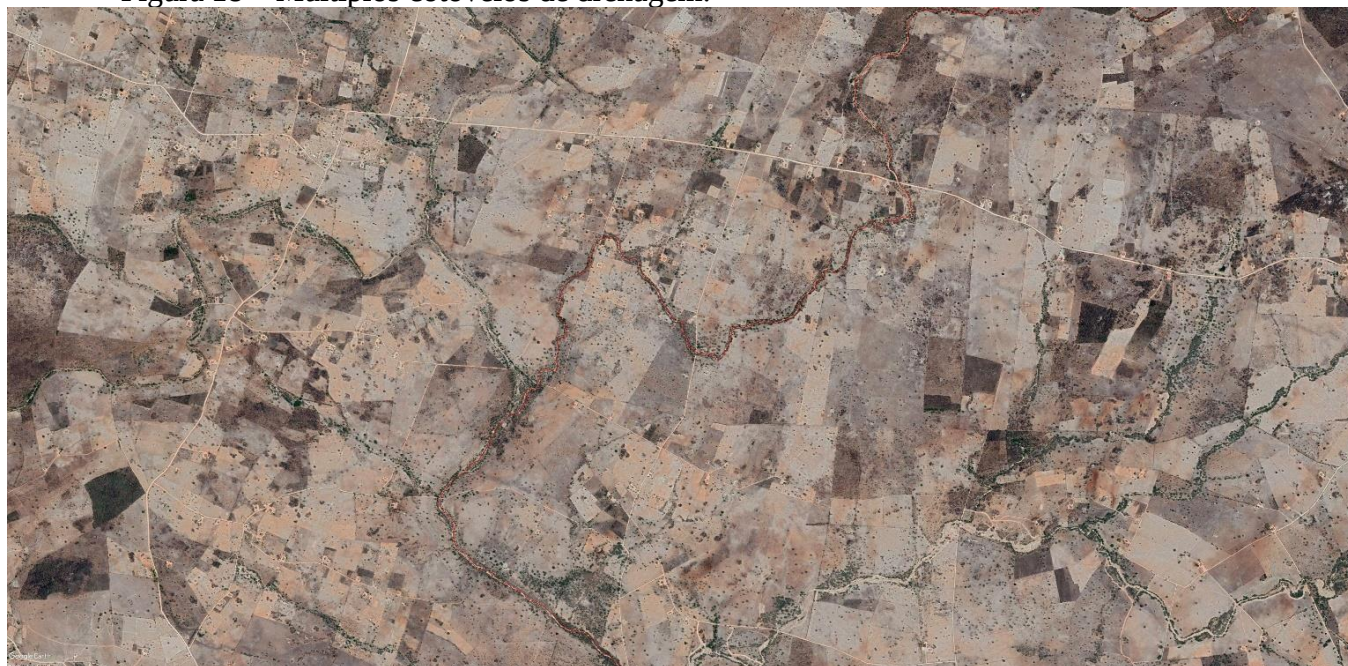
Figura 17 - Mapa de anomalias de drenagem.



Diversos *knickpoints* na bacia representam pontos de rupturas que se configuram como locais de transição entre compartimentos morfoesculturais. À montante da bacia, próximo à região da cabeceira principal, um *knickpoint* de segunda ordem marca o início dos níveis de pedimento.

Entre as unidades de pedimento a 300 e 250 metros, anomalias de segunda ordem estão inseridas em um trecho do canal com ocorrência de múltiplos cotovelos de drenagem sem a presença de superfícies de acomodação de sedimentos com exceção de pequenas planícies de inundação e em ambientes de confluência de tributário com canal principal (figura 18).

Figura 18 – Múltiplos cotovelos de drenagem.



Data de registro: 26/10/2018

Entretanto, à jusante destas anomalias e feições, algumas planícies de inundação de maior extensão foram identificadas próximas à área urbana do município Senador Rui Palmeira, logo à montante do trecho onde o canal do sertão atravessa o Riacho Grande transversalmente.

As anomalias se ordenam na rede de drenagem em diferentes cotas altimétricas sobre uma associação de litotipos plutônicos. Como previamente pontuado, alguns destes *knickpoints* se localizam nas áreas de transição entre domínios geológicos, como observado na anomalia de segunda ordem localizada entre monzonitos porfiroblásticos (pEmzp) e diabásios, basaltos, anfibolitos e metassedimentos (Ugz), na cota de 50 metros.

Todo o setor sul da bacia se encontra sob a influência de falhas indiscriminadas e lineamentos que exercem controle na drenagem. Nestes locais, onde se identificam falhas transversais ou próximas ao canal, foram observadas diversas inflexões com barras em pontal.

Da mesma forma, a ação de falhas associadas às anomalias também cria espaços de acomodação de sedimentos. No domínio pEmzp duas das maiores anomalias (cotas 125 e 100 metros) da BHRG se dispõem à jusante e entre falhas que cortam o canal, além de estarem no limiar da transição entre sienitos (pEsip) e monzonitos (pEmzp).

Neste trecho extensos bolsões de acomodação de sedimentos se destacam entre soleiras rochosas que podem funcionar tanto como bloqueios naturais longitudinais, quanto como fonte de sedimentos uma vez que fluxos de maior intensidade em eventos extremos podem condicionar processos erosivos no leito rochoso exposto à processos abrasivos.

Com a presença de soleiras, o vale a montante deste segmento se encontra entulhado de sedimentos e exhibe uma variedade de unidades geomórficas como barras laterais e pequenas planícies de inundação, estas unidades podem ser resultado dos bloqueios naturais e da interferência antrópica na região, atuando em um ambiente de baixa declividade (figura 19).

Figura 19 – Feições de deposição em vale entulhado de sedimentos.



Data de registro: 30/03/2021

A presença da anomalia nos 125 metros de altitude marca o início de um extenso trecho que conduz até a foz do Riacho Grande, com seu vale coberto de sedimentos. Abaixo da cota de 50 metros, uma anomalia de segunda ordem denota um vale com um aspecto confinado, restringido por encostas de alta declividade em ambas as margens.

Porém, apesar de um aspecto confinado, planícies de inundação ocasionais podem ser identificadas, como também barras laterais em processo de acreção. Um

floodout (leque terminal) é encontrado na foz do canal, logo após um *knickpoint* de primeira ordem, na confluência entre o Riacho Grande e o rio São Francisco. O leque terminal denota a diminuição na capacidade do fluxo de transportar os sedimentos finos ao São Francisco.

7.4 Compartimentação de vale e mapeamento de tipologias fluviais

7.4.1 Compartimentos de vale

A pesquisa realizou o mapeamento das compartimentações fluviais da bacia hidrográfica do Riacho Grande, analisando o grau de confinamento que os canais evidenciam em relação às suas margens e encostas.

Para Brierley e Fryirs (2005) o confinamento do vale exerce um controle primário sobre a morfologia fluvial, diferenciando as zonas de domínios de processos (fonte, transferência e acumulação). Relacionando os confinamentos com o uso de terra, é possível tecer uma melhor compreensão do processo de sedimentação nos canais.

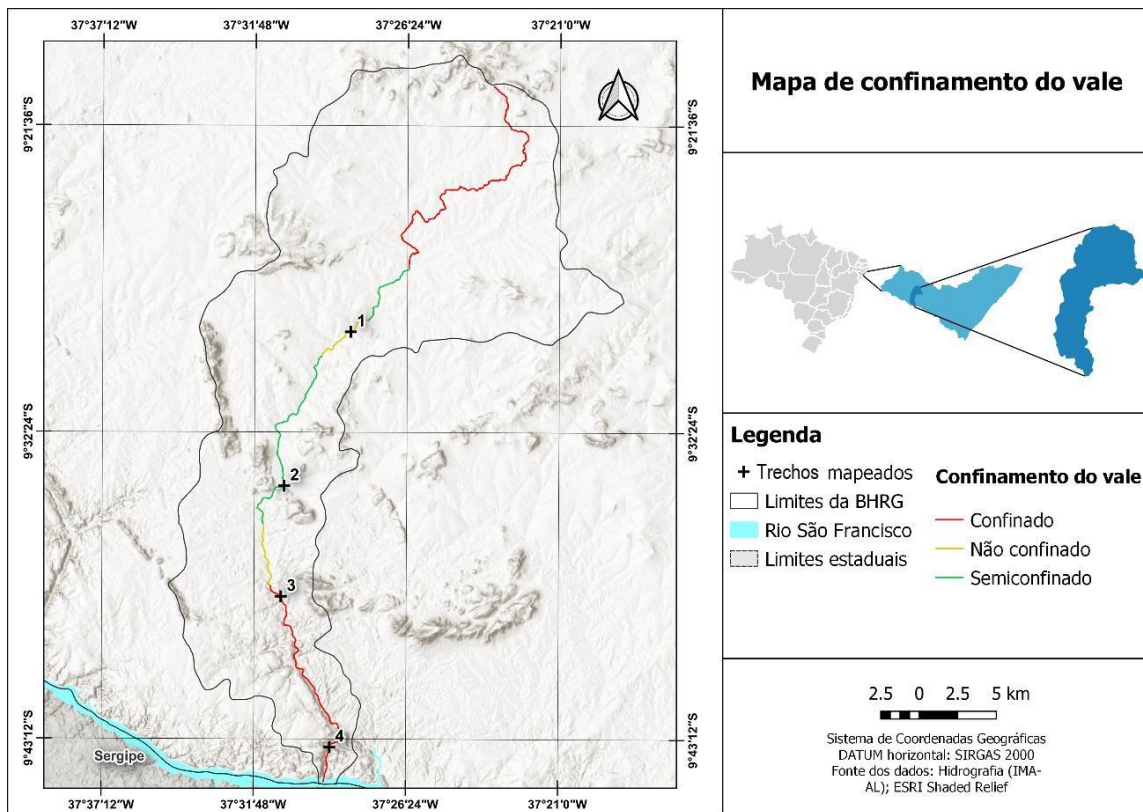
Na BHRG foram encontrados os três tipos de confinamento propostos por Brierley e Fryirs (2005), sendo eles: Confinado, Semiconfinado (também dito como parcialmente confinado) e Não Confinado, que se distribuem nos 68,78 km do canal principal do Riacho Grande (Tabela 2).

Tabela 2 - Quantificação de confinamento de vale em quilômetros e porcentagem.

Confinamento do vale	Extensão (km)	Porcentagem de área (%)
Confinado	40.18	58.42
Semiconfinado	19.63	28.54
Não Confinado	8.97	13.04

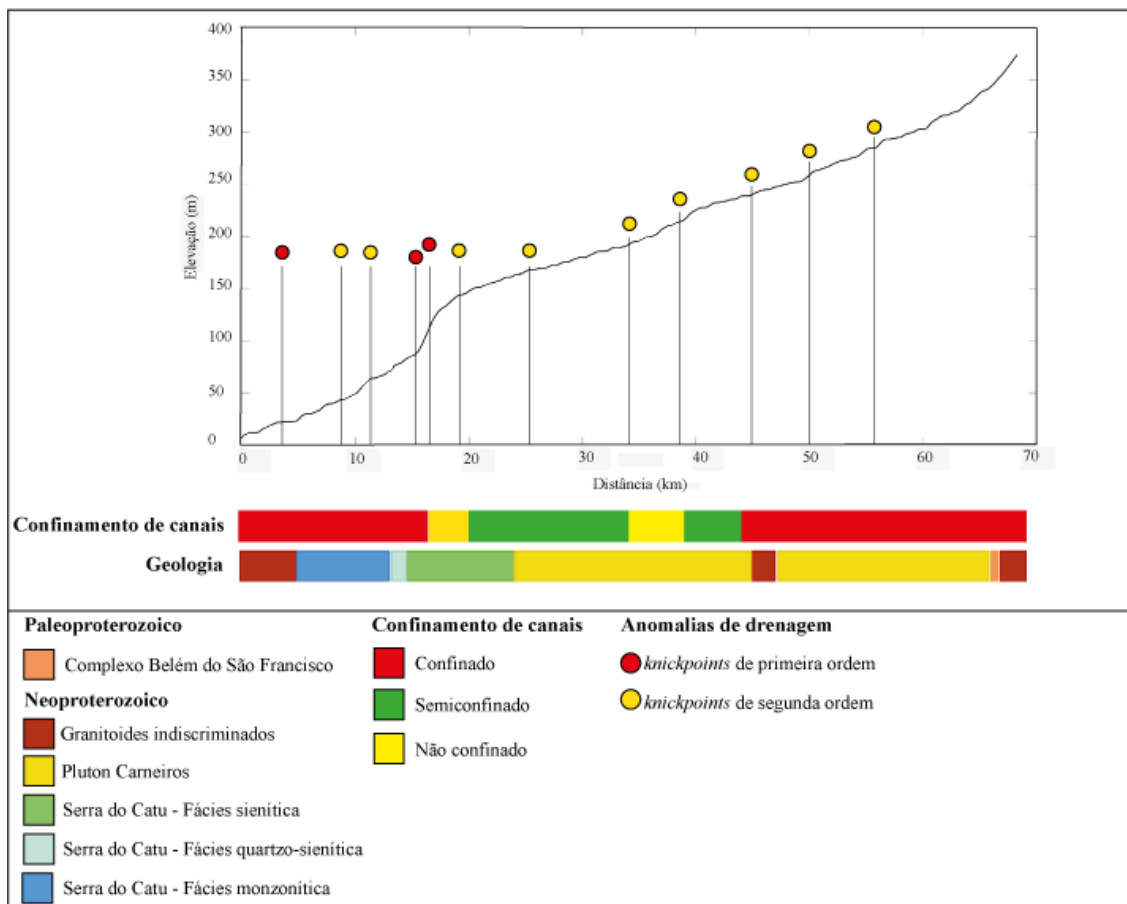
O tipo de confinamento mais expressivo foi o **confinado** correspondendo a cerca de 40,18 km de extensão do canal, equivalente à 58,42% do total. Em seguida os vales **semiconfinados** ocupam 19,63 km de extensão e 28,54% do comprimento. Em menor quantidade, o vale **não confinado** representa 13,04 % do canal, percorrendo 8,97 km.

Figura 20 - Mapa de confinamento de vale, com destaque para os pontos mapeados.



Como supracitado, o confinamento do vale permite conhecer as zonas de processos. Assim é importante ponderar sobre a sua localização no contexto do canal e da bacia. A figura 20 acima apresenta o mapa de confinamento do vale, enquanto o perfil longitudinal do canal, contendo também sua geologia, anomalias de drenagem e compartimentação fluvial são retratados pela figura 21.

Figura 21 - Perfil longitudinal da BHRG.



O perfil longitudinal é um dos principais fatores para se entender a evolução de um canal, a análise de seus setores côncavos e convexos em conjunto com dados como declividade, elevação e geologia, nos permite melhor compreender os processos que atuam no rio.

Na bacia hidrográfica do Riacho Grande, o perfil longitudinal mostra que o canal principal drena aproximadamente 68 km de extensão, com altitudes que vão à aproximadamente 400 metros em sua cabeceira, tendo o rio São Francisco como nível de base.

Dois setores côncavos foram identificados, um localizado na região de cabeceira enquanto o outro se localiza próximo à sua foz. Na cabeceira, o setor concavo ocorre até aproximadamente a cota de 300 metros, enquanto à jusante, a partir de 125 metros até sua foz. Um extenso setor convexo se destaca desde a cota de 300 metros até a quebra de patamar localizada aos 125 metros, abrangendo aproximadamente 40 km de canal.

Comumente os perfis côncavos são associados à ambientes de alta energia hidráulica, sendo áreas propícias como fonte e transporte de sedimentos devido à declividade do canal. Consequentemente, os perfis convexos se caracterizam como ambientes de menor declividade e energia para mobilização de sedimentos, agindo assim como ambiente de acumulação de sedimentos (ACKLAS *et al*, 2003).

Para Brierley e Fryirs (2005) um ponto importante a se avaliar é se as mudanças nos confinamentos dos canais são reflexo de alterações nas alterações de características à nível da bacia, como os controles geológicos e quebras no perfil longitudinal dos canais.

Assim, mudanças no confinamento do vale ocorrem sempre que houver alterações em sua configuração. Portanto, entender não apenas onde as transições entre confinamentos ocorrem, mas também o porquê, é uma etapa de grande importância na delimitação dos estilos fluviais.

No perfil longitudinal do Riacho Grande algumas particularidades foram apontadas. Alguns *knickpoints* puderam ser associados a alterações na concavidade do canal, além de seu confinamento. Inicialmente, a anomalia da cota 300 metros marca o início da transição do perfil côncavo para o convexo.

Em seguida, o *knickpoint* de segunda ordem na cota de 275 metros representa uma quebra de patamar na zona de contatos geológicos. Nesse ponto, seu embasamento litológico transita do domínio de granitoides indiscriminados para as rochas do Pluton Carneiros.

Acompanhando essa variação, seu *knickpoint* também pode ser associado à mudança de confinamento, passando de um vale confinado para semiconfinado, o que denota uma redução na concavidade do perfil, que permite a diminuição de energia e deposição de sedimentos em planícies de inundação descontínuas e demais feições de acumulação.

Este comportamento pode ser observado na figura 19, as planícies de inundação (destacadas em retângulo vermelho na imagem) pontuadas na figura se restringem àquelas mapeadas a seguir nas tipologias, e não compreende todas as planícies identificadas na bacia.

O maior *knickpoint* da bacia, na cota de 125 metros representa o início de uma *knickzone* cujo desnível topográfico ocorre até a foz, com sequências de *kinckpoints* de primeira e segunda ordem. Neste trecho de aproximadamente 17 km, as rupturas de patamar puderam ser associadas a espaços de acomodação de sedimentos.

Este ambiente de maior gradiente de declividade e energia resultou em trechos com soleiras rochosas e leito rochoso exposto, que naturalmente atuam como desconexões naturais no canal agindo como nível de base e retendo sedimentos à montante. Muitas destas anomalias são resultados da erosão diferencial e ação de falhas.

Os *knickpoints* de primeira ordem da cota 125 e 100 metros são localizados em

locais de ocorrência de falhas que cortam o canal transversalmente, além de serem zonas de transição dos domínios de sienitos porfiroblásticos (pEsip) para monzonitos porfiroblásticos (pEmzp) (figura 14). Enquanto o mesmo ocorre no *knickpoint* de segunda ordem na zona de contato entre os monzonitos porfiroblásticos (pEmzp) e diabásios, basaltos e metassedimentos (ugz), também marcado por uma falha.

Nesses ambientes, planícies de inundação foram localizadas à montante de soleiras e leito exposto, e também imediatamente à jusante de anomalias de maior ordem, o que pode aferir a possibilidade de que o canal deposita sedimentos por meio de processos erosivos na tentativa de romper as anomalias, contribuindo também com os sedimentos advindos de intervenções antrópicas na paisagem e nos canais, seja por meio de barramentos ou atividades agropecuárias.

7.5 Tipologias fluviais: Os estilos fluviais da Bacia hidrográfica do Riacho Grande

Posteriormente aos confinamentos do vale, foi realizado o mapeamento de tipologias fluviais, buscando entender o caráter e o comportamento de cada trecho, relacionados os dados previamente discutidos. Nos mapas das tipologias, as imagens utilizadas são do CBERS 04A, com 2 metros de resolução. Ao todo foram identificadas quatro tipologias fluviais, são elas: **Não confinado**, **Semiconfinado de leito aluvial**, **Confinado com leito misto rochoso-aluvial** e **Confinado com planícies de inundação descontínuas**.

Figura 22 - Painel síntese das tipologias fluviais da BHRG.

Confinado



0 0.5 1 km

Semiconfinado

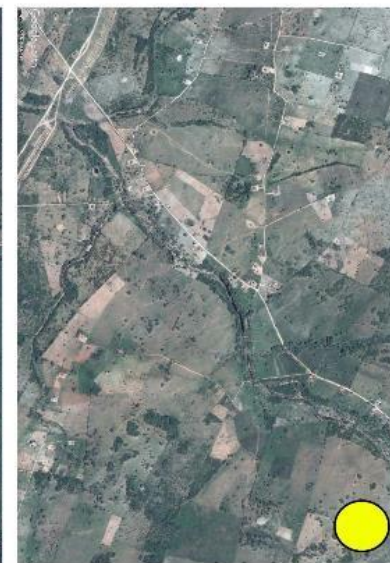


0 0.5 1 km

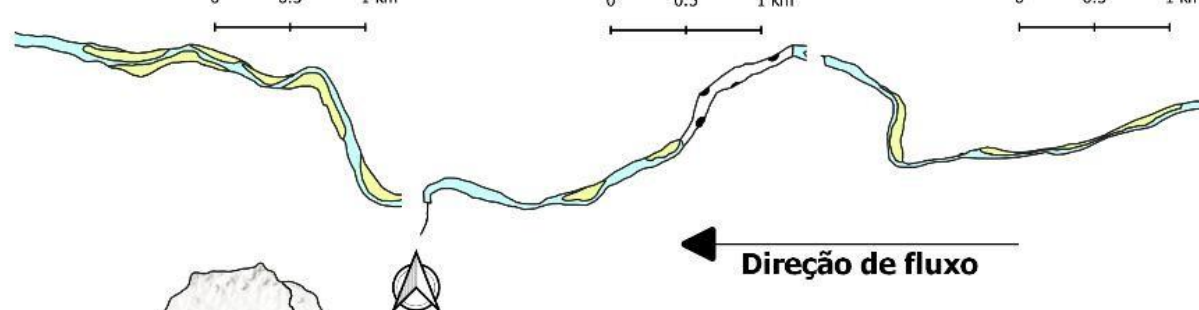
Não confinado



0 0.5 1 km



0 0.5 1 km

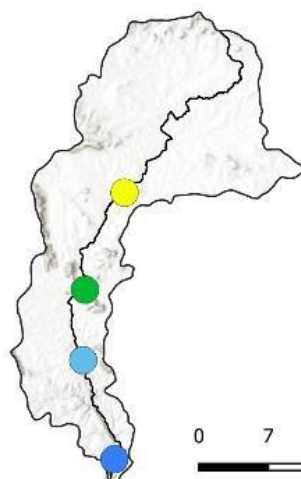


Tipologias fluviais

- Confinado com planícies de inundação descontínuas
- Confinado com leito misto rochoso-aluvial
- Semiconfinado de leito aluvial
- Não confinado de leito aluvial

Feições

- Feições de deposição
- Canal
- leito rochoso



0 7 14 km

A figura 22 acima mostra a síntese das tipologias fluviais identificadas para a BHRG, bem como sua localização no canal principal. As imagens representadas na figura para cada estilo fluvial foram retiradas do Google Earth Pro e acompanham a síntese da visualização dos canais em planta, incluindo as feições de deposição associadas. As tipologias serão analisadas individualmente em seguida.

Figura 23 - Configuração e comportamento das tipologias fluviais.

Estilo fluvial	Configuração do vale	Unidade de paisagem	Caráter do rio		Comportamento do rio
			Forma em planta	Unidades geomórficas	
Confinado com planícies de inundação ocasionais	Confinado	Pedimento dissecado	Canal único, com alta estabilidade lateral	Barra em pontal, planície de inundação ocasional, barra lateral	Canal com cobertura aluvial com diversidade de unidades geomórficas. Apresenta baixa capacidade de ajuste lateral devido à alta conectividade encosta-canal. Comporta um knickpoint de primeira ordem.
Confinado em leito misto rochoso-aluvial	Confinado	Pedimento conservado	Canal único, alta estabilidade lateral	Planície de inundação ocasional	Canal de leito misto com afloramento rochoso. Os trechos de leito rochosos induzem a formação de ilhas devido ao processo de acumulação de sedimentos. Deposição de sedimentos também ocorrem à jusante de knickpoints.
Semiconfinado com leito aluvial	Semiconfinado	Pedimento conservado	Canal único com estabilidade lateral moderada com cobertura vegetal	Planície de inundação descontínua	Formação de planícies de inundação e acumulação de sedimentos em uma das margens e inflexões do canal. Planícies descontínuas funcionam como elementos de desconexão agindo entre as encostas dos inselbergs e o canal. Conta também com ambiente urbano, ocupando as margens do canal.
Não confinado com leito aluvial	Não confinado	Pedimento conservado	Canal único com estabilidade lateral moderada com cobertura vegetal	Planície de inundação contínua, barra de confluência de tributário	Age como zona de deposição de sedimentos, com presença de planícies de inundação contínuas à montante do canal do sertão. Possivelmente influenciada pela área urbana de Senador Rui Palmeira à montante.

A figura 23 traz o agregado de conhecimentos acerca do caráter e comportamento das tipologias fluviais e sua configuração. Nota-se que todas as tipologias apresenta canal único, por vezes estabilizado pelas suas encostas declivosas e vegetação, porém também mostram ambiente de maior ajuste lateral com menor grau de confinamento. Além disto, o processo de sedimentação se mostra associado com os controles estruturais. Suas relações são melhor analisadas à seguir.

7.5.1 Não confinado

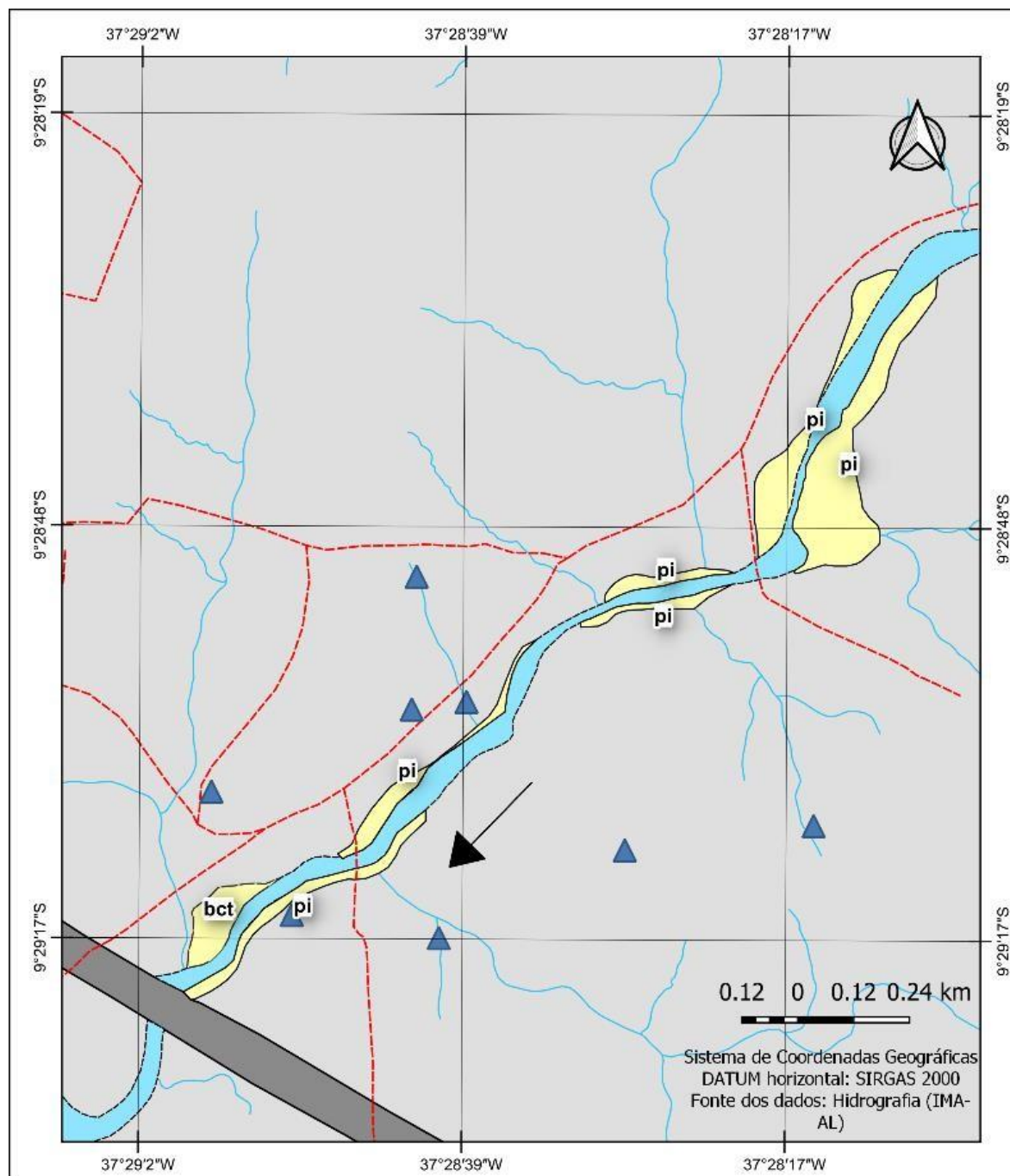
A primeira tipologia fluvial identificada foi o estilo fluvial “**Não confinado**” (figura 24), caracterizado pela presença de feições deposicionais em ambas as margens do canal. É o estilo fluvial de menor expressão na bacia hidrográfica, localizado em um

relevo de baixas declividades na unidade geomorfológica de pedimento a 250 metros.

Esta tipologia apresenta um canal único e contínuo, estruturado em ambientes de baixa energia e gradiente de declividade, em conjunto com encostas suaves. Estas características são propícias ao desenvolvimento de um domínio de processos deposicionais.

Em ambiente semiárido, suas planícies de inundação formadas por extravasamento de fluxo e processos de acreção, se destacam como as feições de deposição identificadas. Por vezes, em períodos de baixo fluxo, as planícies podem funcionar como elementos de desconexão lateral, impedindo que os sedimentos produzidos nas encostas possam atingir o canal.

Figura 24 - Mapa de estilo fluvial ‘‘Não confinado’’.



Mapa de Estilo fluvial não confinado



Legenda

- Canal do sertão
- Leito do canal
- Direção do fluxo
- Canais tributários
- Estradas
- Barramentos
- Unidades morfoesculturais: Pedimento
- Unidades geomórficas: pi - Planície de inundação, bct - Barra de confluência de tributário

Na confluência de um canal tributário com o Riacho Grande, houve a formação de uma barra de confluência de tributário (figura 25). Essa feição denota o processo de erosão e deposição na foz do tributário e é sujeita a retrabalhamento durante a presença de água no canal. Sua formação remete à períodos atípicos de inundação causando a sedimentação com fluxos de baixa de velocidade.

Figura 25 - Feições em estilo fluvial não confinado, barra de confluência de canal localizada à montante do Canal do Sertão.



Fonte: Google Earth Pro. Data de registro: 16/07/2016.

A presença de atividades antrópicas é evidente neste trecho, atividades agropecuárias são desenvolvidas às margens dos canais, o que pode desencadear processos erosivos. Outro ponto a ser considerado é que estas atividades também atuam com a remoção de vegetação ripária, intensificando os processos erosivos e a deposição de sedimentos no canal.

Ainda em relação às influências antrópicas, o trecho de interesse se localiza imediatamente após a área urbanizada do município de Senador Rui Palmeira. Alguns autores afirmam que o processo de urbanização em si, pode ser visto como um elemento de desconexão nas três dimensões (vertical, lateral e longitudinal), inclusive aumentando a formação de planícies de inundação (ALMEIDA e CORREA, 2020; GORI *et al*, 2019; MALA *et al*, 2020).

A remoção da vegetação, exposição do solo à processos erosivos e impermeabilização do solo que impede a livre circulação hidrológica e aumenta o risco

de inundação também são impactos esperados de ambientes urbanizados. Porém, estudos mais detalhados sobre o papel da urbanização em sistemas fluviais carecem de dados de extensão e frequência de eventos hidrológicos específicos (FENG *et al*, 2021; CHIN, 2022).

A montante e a jusante da área urbana do município foram identificadas pequenas planícies de inundação contínuas e descontínuas (figura 26), além de bolsões de sedimentos e barras. Também, à montante do trecho mapeado, se encontra um *knickpoint* de segunda ordem, que devido há um maior gradiente em seu trecho, pode causar a deposição de sedimentos à jusante. Na figura um ambiente de deposição se destaca entre pontes que podem aprisionar os sedimentos em seus limites, aumentando o processo de deposição.

Figura 26 - Feições de deposição na área urbana do município Senador Rui Palmeira.



Fonte: Google Earth Pro. Data de registro: 10/03/2019

Outro elemento de desconexão antropogênico que se destaca neste trecho é o canal do sertão. O Canal do Sertão foi criado pelo governo do estado como uma medida de redução dos impactos negativos nas condições semiáridas, hoje também se constitui como uma obra do Programa de Aceleração do Crescimento (PAC) do Governo Federal. Configura uma infraestrutura hidráulica de extrema importância para o desenvolvimento socioeconômico da região, abrangendo municípios do sertão e partedo agreste alagoano (ALAGOAS, 2017).

O canal foi projetado para atender a demanda de 42 municípios da região, com uma extensão de 250 km tendo seu início no município de Delmiro Gouveia e seguindo

até Arapiraca. Atualmente quatro trechos foram entregues, sendo o último inaugurado em 2021.

Este impedimento age também nas três dimensões, uma vez que verticalmente, seu caráter como bloqueio permanente impermeabiliza o trecho por onde drena. Longitudinalmente, interfere não no canal principal, porém nos tributários, obstruindo fluxos de menor ordem. E lateralmente causa perturbações obstruindo sedimentos vindo de encostas e modificando a disponibilidade de sedimento e água à jusante. No entanto devido a recente implantação deste trecho, ainda não é possível realizar a associação das planícies à montante com o canal.

As estradas que são observadas paralelamente ao canal podem atuar como diques fluviais entre as margens e planícies de inundação, exercendo controle sobre a dimensão lateral e retendo sedimentos que podem atingir os canais. Estudos mostram impactos relacionados à perda de vegetação ripária e danos ecológicos (ROY, 2021).

A presença de pequenos barramentos em canais de primeira ordem é um fator limitante na paisagem, estas feições desempenham um papel de desconexão longitudinal, aprisionando sedimentos à montante e servindo como nível de base local para os tributários. Assim, diversas áreas de deposição foram identificadas imediatamente à montante destes barramentos, como mostrado no barramento localizado a NW na figura 26.

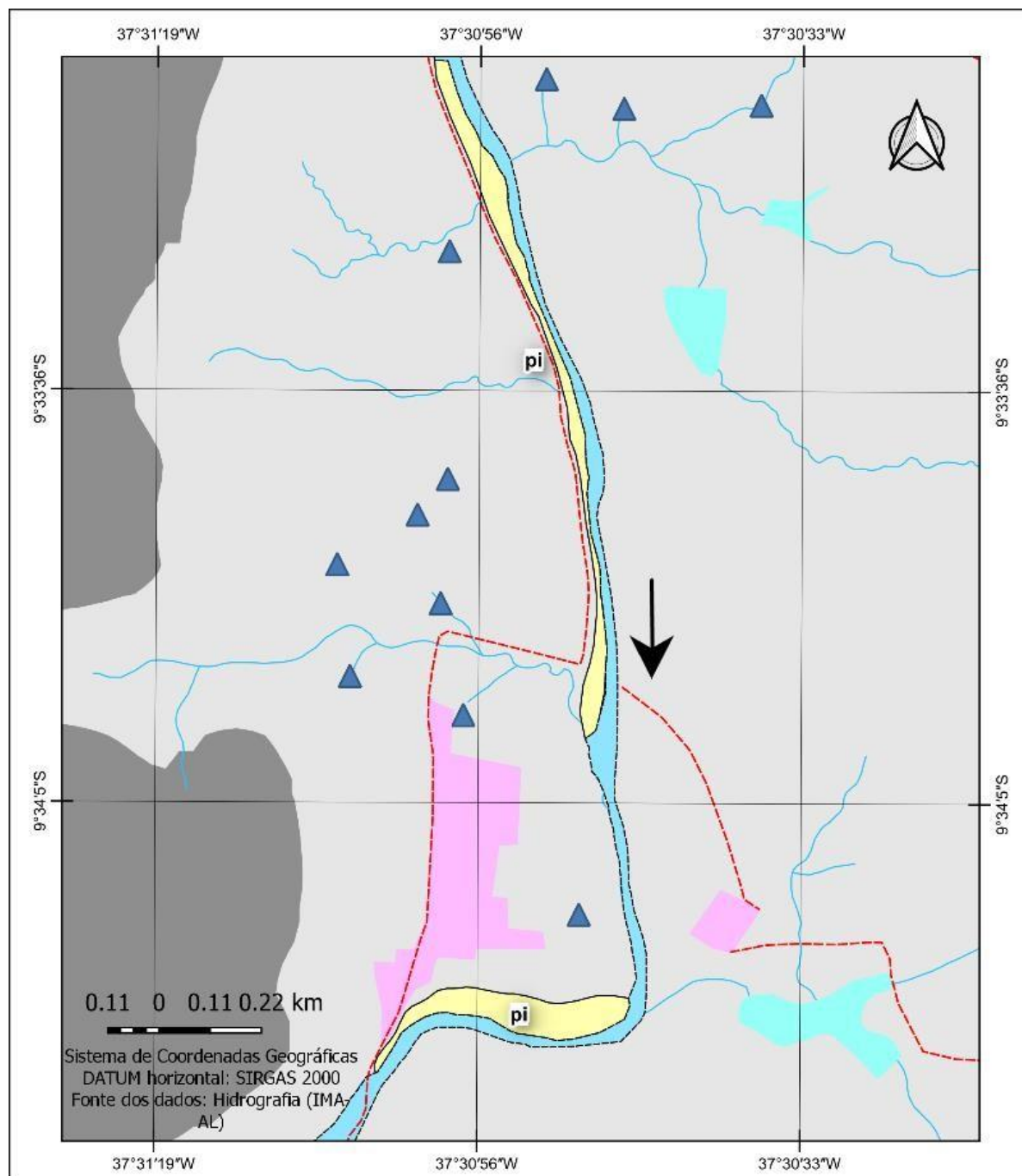
Estes barramentos impedem a livre circulação hidrossedimentológica durante eventos de alta frequência e baixa magnitude, porém são suscetíveis de serem removidos durante eventos de alta magnitude visto que em sua maioria são construídos de formas rústicas sem muito aparato tecnológico. Assim, em virtude de seu rompimento, os sedimentos aprisionados são novamente conectados com a rede de drenagem e podem atingir o canal principal ou serem remobilizados e depositados à jusante.

7.5.2 Semiconfinado com leito aluvial

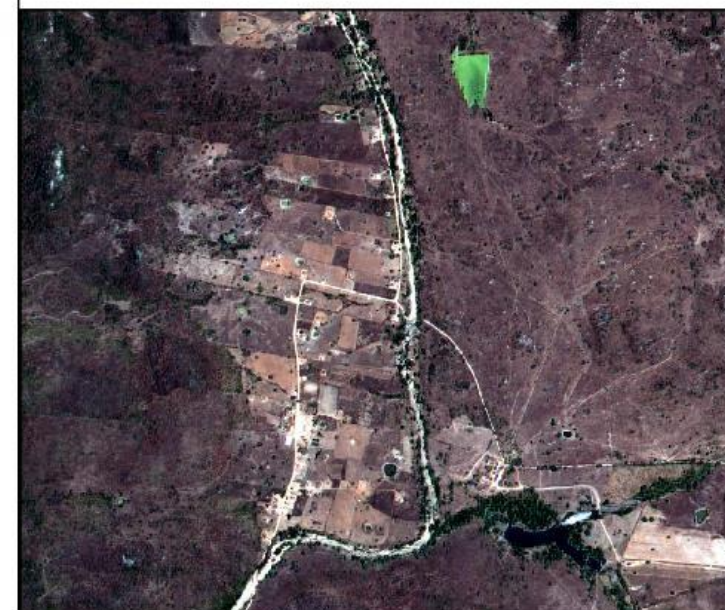
A segunda tipologia distinguida foi “**Semiconfinado com leito aluvial**”, localizada no compartimento de pedimentos a 190 metros. O seu tipo de confinamento caracteriza a presença de planícies de inundação descontínuas, localizado a jusante de um trecho de vale confinado.

Figura 27 - Mapa de tipologia fluvial semiconfinada com leito aluvial.

.



Mapa de Estilo fluvial Semiconfinado com leito aluvial



Legenda

- | | |
|--------------------|----------------------------------|
| Leito do canal | Barramentos |
| Direção do fluxo | Unidades morfoesculturais |
| Canais tributários | Inselbergs |
| Estradas | Pedimento |
| | Unidades geomórficas |
| | pi - Planície de inundação |

O recorte mapeado está inserido no município de São Jose da Tapera, a montante de onde o canal drena entre relevos residuais em inselbergues. Seu caráter semiconfinado mostra a alternância de domínios de processos erosivos e deposicionais em seu canal único e contínuo. Este comportamento denota canais com maior capacidade de ajuste de seu vale em comparação com trechos confinados.

Como característico desta tipologia, os rios tendem a transferir sedimentos entre as feições de deposição, partindo de montante para jusante entre planícies de inundação e barras quando há fluxo no canal.

Podem causar processos erosivos em margens côncavas e deposição em margens convexas, formando barras em pontal ou alimentando planícies de inundação através da carga suspensa, como ocorre na planície de inundação no início de uma inflexão na figura 27. Assim, a largura do canal é ajustável nos trechos onde ocorrem planícies de inundação.

Tal como ocorre nas demais tipologias fluviais, se encontra fortemente associada a ações antrópicas, com atividades agropecuárias ocorrendo em uma área plana no sopé dos inselbergues. Ademais, pequenos núcleos de povoamento podem causar impactos diretos no sistema fluvial.

Apesar da presença antrópica, as margens dos canais apresentam vegetação ripária de porte arbóreo e arbustivo em uma faixa que varia de aproximadamente 10 a 30 metros, funcionando como uma Área de Preservação Permanente (APP) e auxiliando na retenção e estabilidade das margens, evitando ou mitigando problemas com assoreamento.

Como citado anteriormente, a presença de estradas não pavimentadas às margens do canal impede a conexão lateral entre os sedimentos das encostas do inselbergue e o próprio canal. Estas estradas se conectam no rio em trechos de pontes que funcionam como impedimentos longitudinais, retendo sedimentos à montante e aumentando o processo de deposição, além de limitar a capacidade de fluxo em períodos chuvosos.

Figura 28 - Açudes localizado em tributários, atuando como nível de base local para canais à montante.

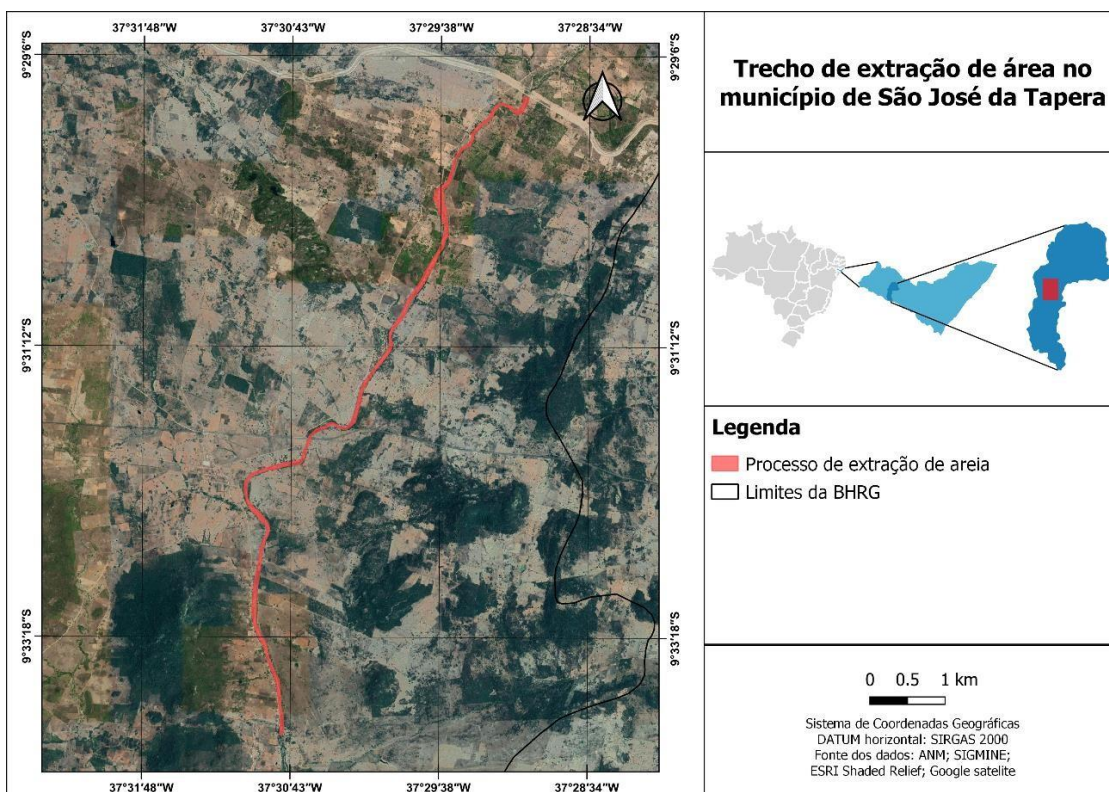


Fonte: Google Earth Pro. Data de registro: 16/07/2016

As pontes, devido à construção de forma rudimentar podem ser cobertas ou rompidas durante eventos de alta magnitude, da mesma forma como ocorre com os demais barramentos rústicos construídos em tributários próximos aos canais. Porém, a presença de pequenos açudes mostra uma maior capacidade de retenção hidrossedimentológica com tecnologia que permite sua estabilidade frente à eventos de precipitação intensa (figura 28).

Uma questão a ser considerada é o processo de extração de areia. De acordo com dados da Agência Nacional de Mineração (BRASIL, 2022), um trecho equivalente à uma área de aproximadamente 49,66 ha do leito do canal será destinado para extração. Essa área inicia imediatamente após o canal do sertão e segue até o trecho de tipologia analisada (figura 29).

Figura 29 - Mapa com trecho de extração de areia no leito do canal.



Fonte: Adaptado da ANM (BRASIL, 2022).

Este processo de extração é amplamente estudado na literatura, tanto em ambientes semiáridos quanto úmidos, seja em relação à impactos na morfologia do canal (MUNDETIA *et al*, 2018; HACKNEY *et al*, 2020; BEST *et al*, 2019) ou processos de poluição e destruição de habitats (LEÓN-GARCIA *et al*, 2018; SCHMITT *et al*, 2019).

Logo, algumas alterações no ambiente são esperadas. Os efeitos causados pelo processo de mineração envolvem principalmente o aumento da largura do canal em conjunto com a remoção de vegetação ripária, além do aumento da declividade (e energia) devido a remoção de material do leito (BHATTACHARYA *et al*, 2019; HACKNEY *et al*, 2020).

Esse processo consequentemente causa distúrbios a montante e jusante do canal. A escavação de poços no leito causa aumento local da declividade e devido ao aumento de energia a face do poço à montante sofre o processo erosivo, aumentando sua extensão. Além disto estes poços podem reter sedimentos que serão liberados no sistema uma vez que a alta energia cause o rompimento a jusante, formando barras e outras feições de deposição (BRIERLEY e FRYIRS, 2005).

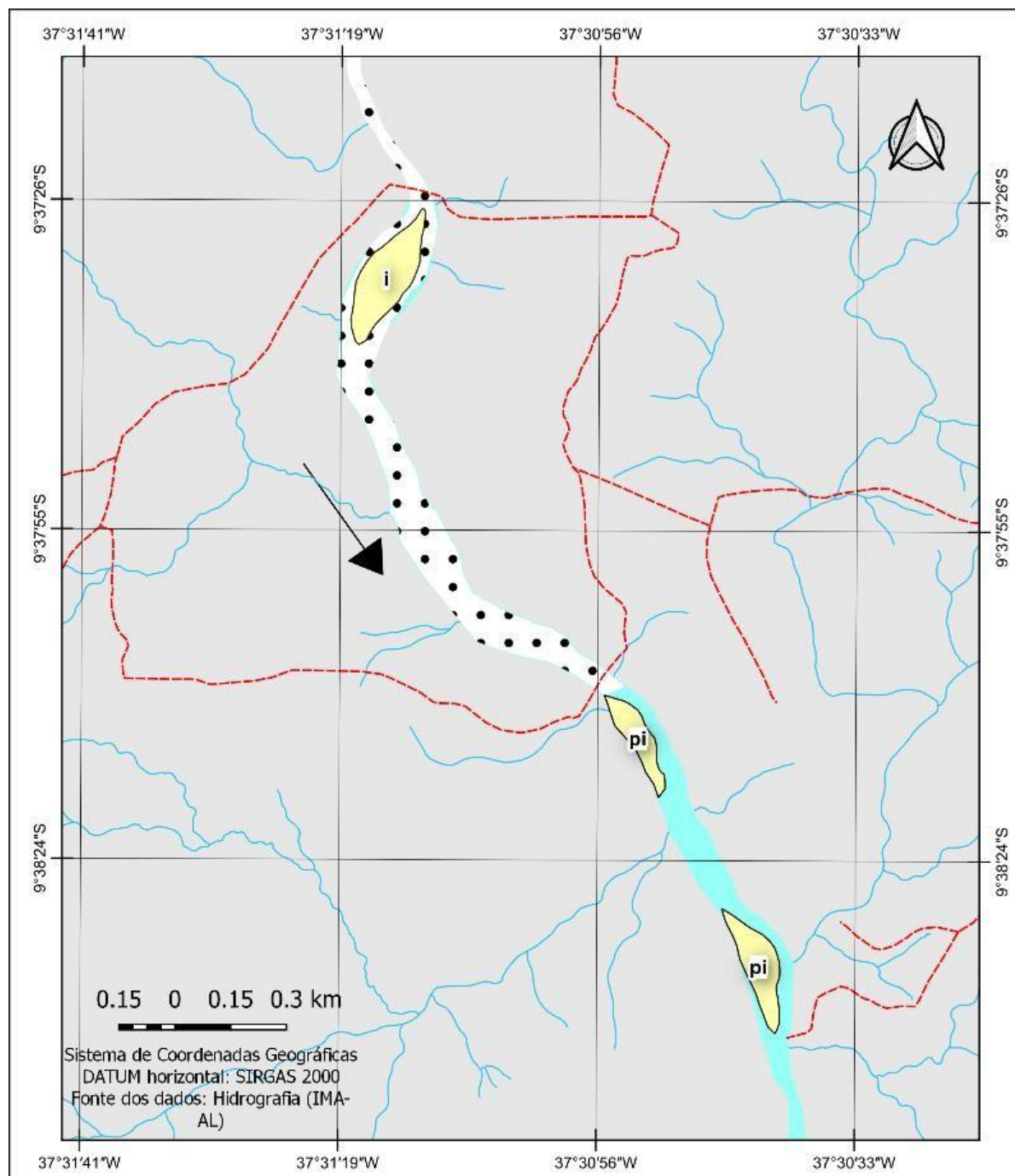
Também toda esta dinâmica influencia o canal a jusante visto que uma grande parcela da carga sedimentar fica aprisionada nos poços durante os eventos de alta

magnitude. Porém vários anos podem se passar sem que esses impactos sejam notados, as respostas do sistema podem vir a ocorrer anos depois durante eventos de alta magnitude (KONDOLF, 1998; BRIERLEY e FRYIRS, 2005)

7.5.3 Confinado com leito misto rochoso-aluvial

Anomalias de primeira ordem estabelecem o início do confinamento do vale à jusante da bacia, seguindo dos níveis mais baixos do pedimentos a 190 metros até próximo a foz do canal. Assim, o estilo **confinado em leito misto rochoso-aluvial** se destaca com uma configuração de canal que difere das apresentadas anteriormente (figura 30).

Figura 30 - Mapa de estilo fluvial confinado em leito misto rochoso-aluvial.



Mapa de Estilo fluvial canal confinado em leito misto rochoso-aluvial



Legenda

- | | | |
|-----|--------------------|----------------------------------|
| • • | Leito rochoso | Unidades morfoesculturais |
| ➤ | Direção do fluxo | ■ Pedimento conservado |
| — | Canais tributários | Unidades geomórficas |
| --- | Estradas | ■ Ilha |
| ■ | Leito do rio | ■ Planície de inundação |

Trechos de leitos rochosos se diferenciam daqueles de leito aluvial, principalmente em declividade e poder hidráulico (LIMA, 2010). Esta tipologia apresenta um canal contínuo e único, onde o trecho rochoso é seguido de um trecho aluvial à jusante.

O índice RDE exibiu as quebras de patamares que ocorrem nesta região, condicionando locais de declividade mais acentuada com leito rochoso exposto, intercalados por ambientes de deposição formados nos espaços de acomodação entre estes patamares.

Assim, neste estilo, as encostas íngremes e rochosas limitam a capacidade de ajuste lateral do canal. Além disso, o leito rochoso pode indicar o processo de erosão do leito através de processos abrasivos. Pequenas extensões do canal funcionam como espaço de acomodação de onde se desenvolvem planícies de inundação, inclusive imediatamente à jusante de canais tributários.

O leito rochoso exposto, quando submetido à processos erosivos pode servir de fonte de sedimento à jusante, seja depositado no leito do canal, ou formando bolsões de sedimento. Também, os próprios leitos retêm sedimentos, podendo formar novas feições, como a ilha mostrada na figura 31, localizada à montante do trecho da figura 30.

Figura 31 - Feição em ilha.



Fonte: Google Earth Pro; Data de registro: 04/09/2022

O uso de terra na região também mostra o desenvolvimento de atividades agropecuárias, e um intenso desmatamento de caatinga inclusive em parte das encostas, aumentando o aporte de sedimento no leito. Porém, no geral não há extensos aglomerados populacionais.

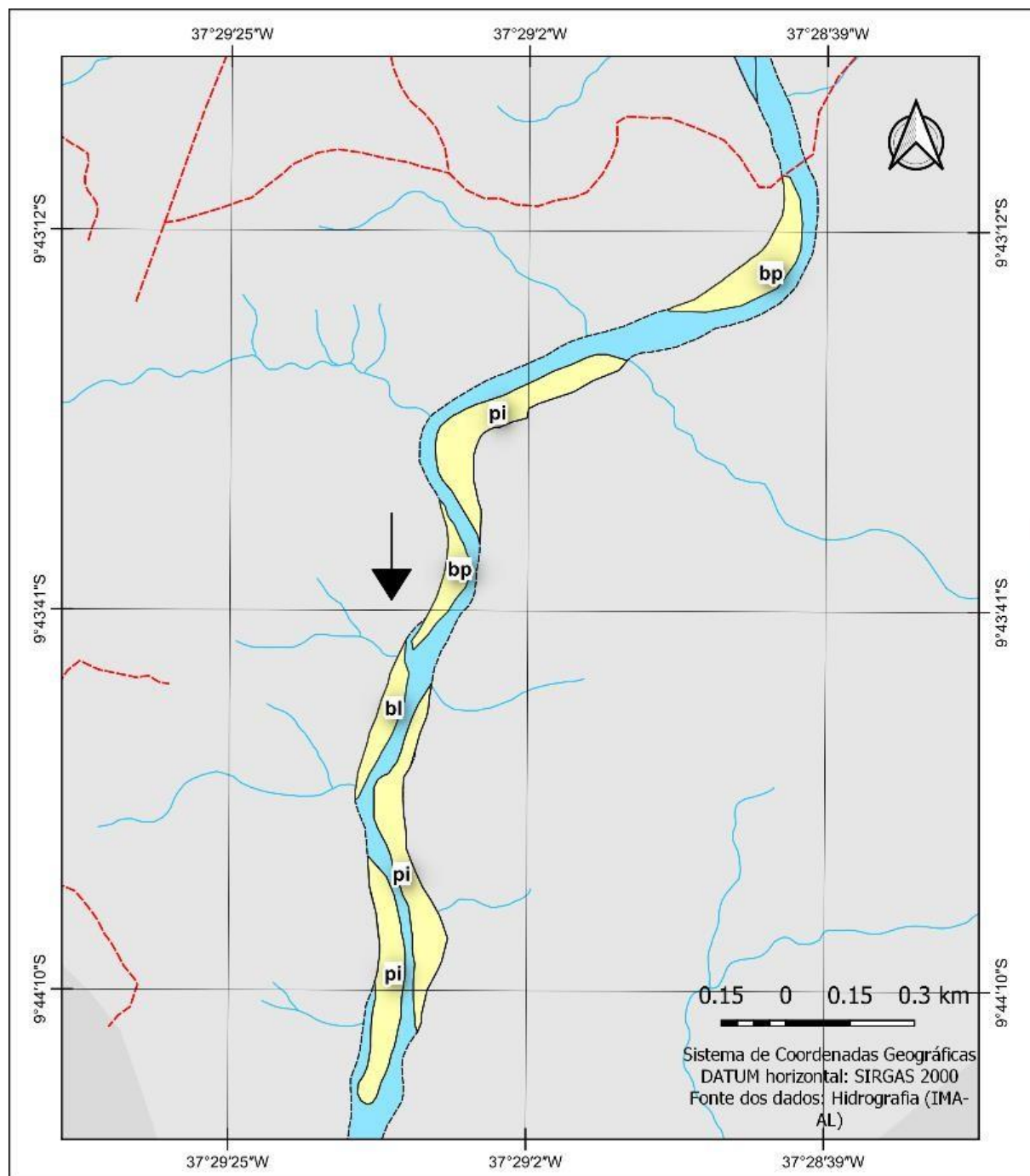
7.5.4 Confinado com planícies de inundação descontínuas

A quarta tipologia fluvial mapeada foi a **Confinada com planícies de inundação ocasionais**, é o tipo localizado mais próximo à foz do canal em meio ao trecho do vale com maior dissecação da bacia. Também é a tipologia de maior expressão areal (figura 32).

Este trecho do vale mostra uma maior conexão entre canal e encosta, com exceção dos pontos onde as planícies de inundação atuam retendo os sedimentos. Devido ao alto grau de conexão com as encostas, o canal possui estabilidade lateral, confinado a encostas com rochas graníticas e vegetação preservada em sua maior parte.

Apesar do relativo estado de conservação da cobertura vegetal arbórea e arbustiva, sua paisagem ainda apresenta solo exposto como resultado de atividades agropecuárias. Mesmo com a ausência de estradas paralelas aos canais, possivelmente devido ao alto gradiente de declividade das encostas, um trecho de estrada que corta o canal transversalmente foi identificado, agindo como retentor de sedimentos à montante durante os eventos de baixa magnitude.

Figura 32 - Mapa de estilo fluvial Confinado com planícies de inundação ocasionais.



Mapa de Estilo fluvial Confinado com planícies de inundação ocasionais



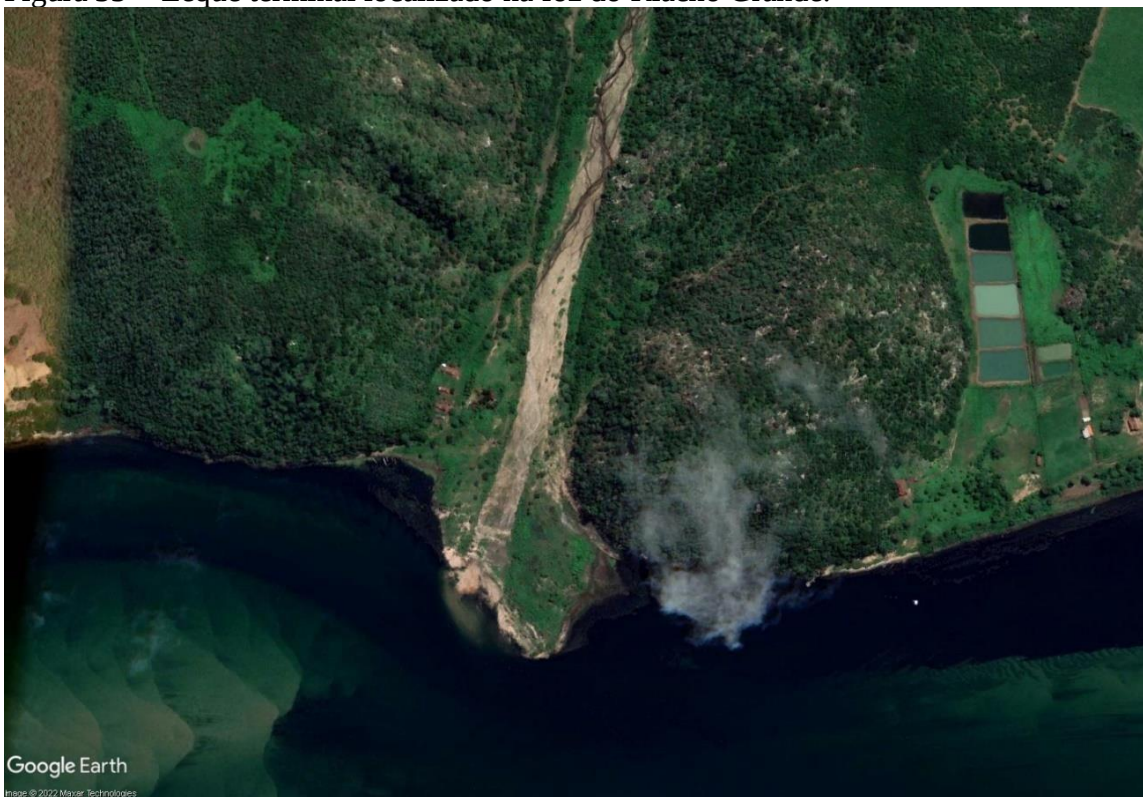
Legenda

- | | |
|----------------------|----------------------------------|
| — Canais tributários | Unidades geomórficas |
| - - - Estradas | bl - Barra lateral |
| ▶ Direção do fluxo | pi - Planície de inundação |
| Leito do canal | bp - Barra em pontal |
| | Unidades morfoesculturais |
| | Pedimento a 190m |

A tipologia está inserida no setor da bacia de maior controle estrutural, com diversos lineamentos que cortam o canal transversalmente e formam *knickpoints*. O trecho mapeado se encontra imediatamente após um *knickpoint* de primeira ordem, na cota altimétrica de 25 metros. Seu embasamento se estrutura em rochas ígneas plutônicas, magmáticas e metassedimentares do pré-cambriano superior (ugz) (figura 17).

Além de planícies de inundação ocasionais, também se observam barras laterais e barras em pontal no leito do canal, que demonstram a remobilização de feições deposicionais durante os eventos de alta magnitude, realizando a migração à jusante em direção a foz do rio.

Figura 33 - Leque terminal localizado na foz do Riacho Grande.



Fonte: Google Earth Pro. Data de registro: 11/07/2021

À jusante, o Riacho grande apresenta um trecho com canais descontínuos em direção à sua foz onde foi identificado um leque terminal (*floodout*) (figura 33). Este leque atua como uma barreira natural, aprisionando os sedimentos e os impedindo de alcançar o nível de base. O leque terminal, por ser um ambiente de deposição, denota a perda de poder hidráulico, redução da velocidade do fluxo e baixo gradiente. Em

períodos de cheia, os sedimentos aprisionados podem ser transportados para a planície de inundação localizada em sua margem direita.

Dessa forma é possível ponderar acerca dos controles fluviais que ocorrem por toda bacia. Diferente do que ocorre na teoria do rio contínuo de Vannote et al (1980), o que se observa nesta bacia é uma associação de processos que diferem da perspectiva clássica de equilíbrio.

Os controles fluviais nos trechos à jusante da bacia são confinados, denotando o predomínio de incisão vertical, como no leque terminal. Porém, o leque terminal denota uma diminuição de energia à jusante, cessando o processo de incisão, quebrando o contínuo de dissipação de energia que ocorreria com mais eficiência conforme o rio se aproxime de seu exutório de acordo com a teoria.

O mesmo ocorre à montante destes trechos, onde os espaços de acumulação de sedimento após os knickpoints, por vezes são seguidos de trechos com leito rochoso exposto, apresentando evidentemente um aumento de energia.

Este padrão ocorre também com os controles da bacia, onde não há uma sequência de ambientes confinados, semiconfinado e não confinados conforme a literatura para ambientes úmidos discute. Na bacia do Riacho Grande os ambientes de maior confinamento se encontram próximo de sua foz, mostrando que em ambientes semiáridos o contínuo fluvial, sob perspectiva de linearidade e equilíbrio, não se mostra adequado.

8 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A pesquisa investigou como os sistemas fluviais na Bacia Hidrográfica do Riacho Grande se relacionam diretamente com o controle do meio físico onde se insere com os impactos causados pelo homem. Para isto se fez uso da metodologia dos estilos fluviais aplicada no curso principal da bacia.

O mapeamento de uso e cobertura de terra permitiu melhor compreender como a dinâmica antrópica é capaz de causar impactos nos rios, seja através de processos de urbanização ou práticas agrícolas. Porém, a região do semiárido nordestino se mostra de uma enorme complexidade no que se refere à impactos antrópicos visto a suscetibilidade das populações ao ambiente de terra seca, logo a criação de reservatórios e demais intervenções se mostra como uma alternativa de subsistência, necessária ao desenvolvimento das comunidades.

Os dados de unidade de paisagem e índice RDE deram luz à questão dos controles estruturais na região, em especial ao curso principal. A bacia mostrou diversas rupturas de patamares que atuaram como ponto de mudança de compartimentação geomorfológica, quebras no perfil longitudinal e como condicionantes ao processo de sedimentação em alguns pontos da bacia.

Ao todo foram mapeados quatro estilos fluviais no canal principal da bacia, que acabaram por evidenciar sua complexa dinâmica e permitiu agregar os dados previamente obtidos para uma melhor leitura de sua paisagem. Os ambientes de sedimentação na bacia são numerosos em seu trecho central, a maior parte do leito se encontra coberto de sedimentos.

A presença de feições como o leque terminal apontam para uma baixa capacidade hidráulica da bacia de atuar na remoção de depósitos de sedimento, principalmente quando localizados em ambientes de baixa declividade. Ainda em trechos de ambientes confinado com maior declividade, a bacia mostra cobertura sedimentar em seu leito.

Interferências antrópicas como estradas, rodovias e pontes alteram o balanço de sedimentação agindo como bloqueios laterais e longitudinais e impedindo uma maior conectividade entre a paisagem e o rio, atuando como controle primário nestes ambientes. Da mesma forma, os reservatórios agem como impedimentos longitudinais, aprisionando sedimentos e servindo como nível de base até que fluxos de alta magnitude possa rompê-los.

Por fim, a associação dos dados obtidos denota a quebra no contínuo fluvial que ocorre em ambientes semiáridos. O comportamento da bacia e suas características de controles fluviais diferem de teorias clássicas embasadas em perspectivas lineares e de equilíbrio dinâmico.

9 REFERÊNCIAS

ACKLAS Jr. R.; ETCHEBEHERE, M. L. C.; CASADO, F. C. Análise de perfis longitudinais de drenagens do Município de Guarulhos para a detecção de deformações neotectônicas. **Revista UnG – Geociências**, ano 6, n. 8, p. 64-78, 2003.

Alagoas. Secretaria de Estado do Planejamento, Gestão e Patrimônio. **Estudo sobre o canal do sertão/Alagoas**. Secretaria de Estado do Planejamento, Gestão e Patrimônio. – Maceió: SEPLAG, 2017. 32 p.

ALMEIDA, Joana D. **(Des) conectividade da paisagem e compartimentação fluvial na Bacia do Riacho Grande, Sertão Central pernambucano**. Dissertação de Mestrado em Geografia - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2017.

ALMEIDA, Joana Darc Matias; DE BARROS CORREA, Antonio Carlos. CONECTIVIDADE DA PAISAGEM E A DISTRIBUIÇÃO DE PLAINOS ALUVIAIS EM AMBIENTE SEMIÁRIDO. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 1, 2020.

ALMEIDA, J. D. M. **Dinâmica fluvial no sertão central pernambucano: Morfogênese dos plainos aluviais na bacia do Riacho Grande**. Tese (Doutorado em Geografia) - Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Universidade Federal de Pernambuco, p.168. 2021.

ARAÚJO, I. P; LIMA, J. R; MENDONÇA, I. F. C. USO E DEGRADAÇÃO DOS RECURSOS NATURAIS NO SEMIÁRIDO BRASILEIRO: estudo na Microbacia Hidrográfica do Rio Farinha, Paraíba, Brasil. **Caminhos de Geografia**, v. 12, n. 39, 2011.

AZEVEDO, Carlos Denyson da Silva et al. Análise da estimativa de precipitação PR-TRMM durante a estação chuvosa para os estados de Alagoas e Sergipe. Dissertação – Mestrado em Geografia, Universidade Federal de Alagoas, 2015.

BARROS, A. C. M. **Avaliação da desconexão encosta-canal na bacia do Riacho Grande/PB**. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal de Pernambuco, Programa de Pós-Graduação em Geografia. Recife. 2014.

BARROS, A. C. M, CORRÊA, A. C. B, TAVARES, B. A. C. Controles estruturais sobre a sedimentação de fundo de vale na bacia do Riacho Grande/PB. **Clio Arqueológica**, v. 32, n.3, 2017.

BERTALANFFY, L. V. Problems of life; an evaluation of modern biological thought. **Watts and co**, Londres. p. 216, 1952.

BEST, J. et al. River bank instability induced by unsustainable sand mining in the Mekong River. In: **Proceedings of the AGU Fall Meeting**. 2019.

BHATTACHARYA, Raj; DOLUI, Gour; DAS CHATTERJEE, Nilanjana. Effect of

instream sand mining on hydraulic variables of bedload transport and channel planform: an alluvial stream in South Bengal basin, India. **Environmental Earth Sciences**, v. 78, n. 10, p. 1-24, 2019.

BRACKEN, L. J; TURNBULL, L; WAINWRIGHT, J; BOGAART, P. Sediment connectivity: a framework for understanding sediment transfer at multiple scales. **EarthSurface Processes and Landforms**, v. 40, n. 2, p. 177-188, 2015.

BRASIL. Agência Nacional de Mineração, 2022. Visto em: <https://geo.anm.gov.br/portal/apps/webappviewer/index.html?id=6a8f5ccc4b6a4c2bba79759aa952d908> Data de acesso: 02/03/2022

BRASIL. Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico(ANA), HIDROWEB, Disponível em: < <https://www.snirh.gov.br/hidroweb/apresentacao>>. Acesso em: março de 2022.

BRIERLEY, Gary J.; FRYIRS, Kirstie. 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. 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, Gary J.; FRYIRS, Kirstie A. **Geomorphology and river management: applications of the river styles framework**. John Wiley & Sons, 2005.

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

BRIERLEY, Gary et al. Geomorphology in action: Linking policy with on-the-ground actions through applications of the River Styles framework. **Applied Geography**, v. 31,n. 3, p. 1132-1143, 2011.

BRIERLEY, Gary et al. The use of the River Styles Framework as a tool to ‘work with nature’ in managing rivers in Brazil: Examples from the Macaé Catchment. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 20, n. 4, 2019.

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

BRUNSDEN, Denys. A critical assessment of the sensitivity concept in geomorphology. **Catena**, v. 42, n. 2-4, p. 99-123, 2001.

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

CAVALLI, M., TREVISANI, S., COMITI, F., MARCHI, L. Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. **Geomorphology**, v.188, p. 31 - 41, abr. 2013.

- CHARLTON, R. **Fundamentals of fluvial geomorphology**. Routledge, 2008.
- CHIN, Anne. Implications of a specific storm event for understanding adjustment of urban dryland channels. **Earth Surface Processes and Landforms**, 2022.
- CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia. São Paulo: **Edgar Blücher**, 1980.
- CHRISTOFOLETTI, A. Modelagem de sistemas ambientais. São Paulo: **Edgar Blücher**, 1999.
- CHORLEY, Richard J. **Geomorphology and general systems theory**. U. S Geol. Survey Prof. Paper, 1962.
- COELHO NETTO, A. L. Hidrologia de encosta na interface com a geomorfologia. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos. 3. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998. p. 93-148.
- CONTI, J. B.; FURLAN, S. A. Geoecologia: o clima, os solos e a biota. In: ROSS, J. S.(Org.), **Geografia do Brasil**, 4. ed., São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 2003.
- COSTA, G. S.; GUEDES, J. A. Análise tipológica de canais fluviais urbanos na cidade de São Rafael (Rio Grande do Norte). **GEOFRONTER**, v. 6, n. 1, 2020.
- COSTIGAN, Katie H. et al. Flow regimes in intermittent rivers and ephemeral streams. In: **Intermittent rivers and ephemeral streams**. Academic Press, 2017. p. 51-78.
- CORRÊA, A. C. B et al. Megamorfologia e morfoestrutura do Planalto de Borborema. **Revista do Instituto Geológico**, v. 31, n. 1-2, p. 35-52, 2010.
- CORRÊA, A. C. B. de et al. The semi-arid domain of the Northeast of Brazil. In: **The Physical Geography of Brazil**. Springer, Cham, 2019. p. 119-150.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil. **Mapa de domínios e subdomínios hidrogeológicos do Brasil: águas subterrâneas** – Escala: 1:2.500.000. Rio de Janeiro. 2007.
- CRUZ, C. D. **Determinação sinótica dos fatores que favorecem as influências frontais sobre o estado de alagoas**. (MET-UFAL-MS-052) 138p. 2008. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas, Maceió. 2008.
- DAR, Reyaz Ahmad; MIR, Sareer Ahmad; ROMSHOO, Shakil Ahmad. Influence of geomorphic and anthropogenic activities on channel morphology of River Jhelum in Kashmir Valley, NW Himalayas. **Quaternary International**, v. 507, p. 333-341, 2019.
- DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS-DCA. Dados climatológicos do Estado de Alagoas: Campina Grande: UFCG-CTRN, 2021. Disponível em: <www.dca.ufcg.edu.br>. Acesso: abril de 2021.

FARIAS, Roberto N. et al. Análise morfométrica e de usos do solo da bacia hidrográfica do Arroio Candiota, RS, Brasil. **Pesquisas em Geociências**, v. 42, n. 2, p. 159-172, 2015.

FENG, Boyu; ZHANG, Ying; BOURKE, Robin. Urbanization impacts on flood risks based on urban growth data and coupled flood models. **Natural Hazards**, v. 106, n. 1, p. 613-627, 2021.

FRYIRS, K. A. et al. Buffers, barriers and blankets: The (dis)connectivity of catchment-scale sediment cascades. **Catena**, v. 70, p. 49-67, 2007.

FRYIRS, Kirstie A.; BRIERLEY, Gary J. **Geomorphic analysis of river systems: an approach to reading the landscape**. John Wiley & Sons, 2012.

FRYIRS, K. A. (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, Kirstie A. River sensitivity: A lost foundation concept in fluvial geomorphology. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 42, n. 1, p. 55-70, 2017.

FRYIRS, Kirstie A. et al. To plug-in or not to plug-in? Geomorphic analysis of rivers using the River Styles Framework in an era of big data acquisition and automation. **Wiley Interdisciplinary Reviews: Water**, v. 6, n. 5, p. e1372, 2019.

GERMANOSKI, D; RITTER, D. F. Tributary response to local base level lowering below a dam. **Regulated Rivers: Research & Management**, v. 2, n. 1, p. 11-24, 1988.

GILBERT, Grove Karl. **Report on the Geology of the Henry Mountains**. US Government Printing Office, 1877.

GORDON, E; MEENTEMEYER, R. K. Effects of dam operation and land use on stream channel morphology and riparian vegetation. **Geomorphology**, v. 82, n. 3-4, p. 412-429, 2006.

GORI, Avantika et al. Characterizing urbanization impacts on floodplain through integrated land use, hydrologic, and hydraulic modeling. **Journal of hydrology**, v. 568, p. 82-95, 2019.

GRAF, William L.; LECCE, Scott A. **Fluvial processes in dryland rivers**. New York:Springer-Verlag, 1988.

GRANT, Gordon E.; O'CONNOR, Jim; SAFRAN, Elizabeth. Excursions in fluvial (dis) continuity. **Geomorphology**, v. 277, p. 145-153, 2017.

ISACHENKO, G.A. **Métodos de investigação da paisagem em campo e cartografia geoecológica**. São Petersburgo: Universidade Estatal de São Petersburgo. 1998. 112p. Em russo.

HACK, J. T. **Interpretation of erosional topography in humid temperate regions**. Bobbs-Merrill, 1960.

HACK, John T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **Journal of Research of the us Geological Survey**, v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.

HACKNEY, Christopher R. et al. River bank instability from unsustainable sand mining in the lower Mekong River. **Nature Sustainability**, v. 3, n. 3, p. 217-225, 2020.

HARVEY, A. M. Holocene hillslope gully systems in the Howgill Fells, Cumbria. **Advances in hillslope processes**, v. 2, p. 731-752, 1996.

HARVEY, A.M. Coupling within fluvial geomorphic systems:spatial and temporal implications. **Journal of China University of Geosciences, China**, v. 11, p. 9–27, 2000.

HARVEY, A. M. Coupling between hillslopes and channels in upland fluvial systems: implications for landscape sensitivity, illustrated from the Howgill Fells, northwest England. **Catena**, v. 42, n. 2-4, p. 225-250, 2001.

HARVEY, A. M. Effective timescales of coupling within fluvial systems. **Geomorphology**, v. 44, p. 175-201, 2002.

HARVEY, Adrian M. The coupling status of alluvial fans and debris cones: a review and synthesis. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 37, n. 1, p. 64-76, 2012.

HOWARD, A. D. Geomorphological systems; equilibrium and dynamics. **American Journal of Science**, v. 263, n. 4, p. 302-312, 1965.

HOWARD, A. D. et al. Thresholds in river regimes. **Thresholds in geomorphology**, v.227, p. 227-258, 1980.

HUGGETT, Richard J. Dissipative systems: implications for geomorphology. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 13, n. 1, p. 45-49, 1988.

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

HUGGETT, Richard John. Introducing process and form. In: **Fundamentals of Geomorphology**. Routledge, 2011. p. 35-59.

JAISWARA, Nilesh K. et al. MATLAB functions for extracting hypsometry, stream-length gradient index, steepness index, chi gradient of channel and swath profiles from digital elevation

model (DEM) and other spatial data for landscape characterisation. **Applied Computing and Geosciences**, v. 7, p. 100033, 2020.

JUNIOR, A. P. M., BARROS, L. F. P. Depósitos fluviais e feições deposicionais. In: **Hidrogeomorfologia: Formas, processos e registros sedimentares fluviais**. Editora Bertrand Brasil, 2020.

KASPRAK, Alan et al. Choosing the Right Tool for the Job: Comparing Stream Channel Classification Frameworks. **For submission to Water Resources Research**, 2015.

KATO, D. S; MARTINS, L. A. P. A “sociologia de plantas”: Arthur George Tansley e o conceito de ecossistema (1935). **Filosofia e História da Biologia**, v. 11, n. 2, p. 189-202, 2016.

KONDOLF, G. Mathias. Environmental effects of aggregate extraction from river channels and floodplains. In: **Aggregate Resources**. CRC Press, 1998. p. 113-129.

LARKIN, Z. T. et al. Identifying threshold responses of Australian dryland rivers to future hydroclimatic change. **Scientific reports**, v. 10, n. 1, p. 1-15, 2020.

LEÓN-GARCÍA, G. J. et al. Study of heavy metal pollution in arid and semi-arid regions due to mining activity: Sonora and Bacanuchi Rivers. **International journal of environmental sciences and natural resources**, v. 11, n. 1, p. 1-11, 2018.

LEOPOLD, Luna Bergere; LANGBEIN, Walter Basil. **The concept of entropy in landscape evolution**. US Government Printing Office, 1962.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G.; MILLER, J. M. Fluvial process in geomorphology. Mineola: Dover Publications, INC, 1964.

LIMA, Adalto Gonçalves. Rios de leito rochoso: aspectos geomorfológicos fundamentais. **Ambiência Guarapuava**, v. 6, n. 2, p. 339-354, 2010.

LIMA, Geislam Gomes; DOS SANTOS MARÇAL, Mônica; DE BARROS CORREA, Antonio Carlos. Conectividade fluvial no Planalto Sedimentar do Araripe, semiárido brasileiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 22, n. 3, 2021.

LISENBY, Peyton E.; CROKE, Jacky; FRYIRS, Kirstie A. Geomorphic effectiveness: a linear concept in a non-linear world. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 43, n. 1, p. 4-20, 2018.

LISENBY, Peyton E.; FRYIRS, Kirstie A.; THOMPSON, Chris J. River sensitivity and sediment connectivity as tools for assessing future geomorphic channel behavior. **International Journal of River Basin Management**, v. 18, n. 3, p. 279-293, 2020.

MAHONEY, D. T. et al. Integrating connectivity theory within watershed modelling part II: application and evaluating structural and functional connectivity. **Science of the Total Environment**, v. 740, p. 140386, 2020.

MAIA, R. S. **Análise do comportamento fluvial a partir da classificação dos estilos fluviais do Rio Taperoá-semiárido paraibano**. Dissertação (Mestrado em Geografia) -Centro de Ciências Exatas e da Natureza, Universidade Federal da Paraíba. João Pessoa,p. 108. 2019.

MAJOR, Jon J. et al. Multidecadal geomorphic evolution of a profoundly disturbed gravel bed river system—A complex, nonlinear response and its impact on sediment delivery. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 124, n. 5, p. 1281-1309, 2019.

MALA, Mustapha; ALHAJI, Shettima; USMAN, Alhaji. Assesment of River Channel Alteration Due to Urbanization in Maiduguri, Norhteast, Nigeria. 2021.

MALANSON, George P.; BUTLER, David R.; GEORGAKAKOS, Konstantine P. Nonequilibrium geomorphic processes and deterministic chaos. **Geomorphology**, v. 5, n. 3-5, p. 311-322, 1992.

MARENGO, José A. et al. Variabilidade e mudanças climáticas no semiárido brasileiro. **Recursos hídricos em regiões áridas e semiáridas**, v. 1, p. 385-422, 2011.

MASCARENHAS, J. C.; BELTRÃO, B. A.; SOUZA JUNIOR, L. C. Diagnóstico do Município de São José da Tapera. **Projeto Cadastro de Fontes de Abastecimento por Água subterrânea, Estado de alagoas. Recife, CPRM/PRODEEM**, 2005.

MATTOS, S. H. V. L.; PEREZ FILHO, A. Complexidade e estabilidade em sistemas geomorfológicos: uma introdução ao tema. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 5n.1, p. 11-18, 2004.

MOLION, L. C. B.; BERNARDO, S. O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 17, p. 1-10, 2002.

MUNDETIA, Nitika; SHARMA, Devesh; DUBEY, Swatantra Kumar. Morphometric assessment and sub-watershed prioritization of Khari River basin in semi-arid region of Rajasthan, India. **Arabian Journal of Geosciences**, v. 11, n. 18, p. 1-18, 2018.

NANSON, G. C.; CROKE, J. C. A genetic classification of floodplains. **Geomorphology**, v. 4, n. 6, p. 459-486, 1992.

OGUCHI, Takashi; BUTLER, David R. Geomorphic systems. **International Encyclopedia of Geography: People, the Earth, Environment and Technology: People, the Earth, Environment and Technology**, p. 1-5, 2016.

OLDKNOW, Christopher J.; HOOKE, Janet M. Alluvial terrace development and changing landscape connectivity in the Great Karoo, South Africa. Insights from the Wilgerbosch River catchment, Sneeuwberg. **Geomorphology**, v. 288, p. 12-38, 2017.

OLIVEIRA, Sandro Nunes de et al. Identificação de Unidades de Paisagem e sua Implicação para o Ecoturismo no Parque Nacional da Serra dos Órgãos, Rio De

Janeiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 8, n. 1, 2007.

PEÑA-MONNÉ, José Luis; SAMPIETRO-VATTUONE, María Marta.
Geomorphological dynamics and human interactions in a semiarid valley in
Northwestern Argentina: The Cafayate depression (Salta Province). **Journal of South
American Earth Sciences**, v. 107, p. 103028, 2021.

PHILLIPS, Jonathan D. The end of equilibrium?. **Geomorphology**, v. 5, n. 3-5, p.
195-201, 1992.

PHILLIPS, Jonathan D. Nonlinear dynamical systems in geomorphology: revolution
orevolution?. **Geomorphology**, v. 5, n. 3-5, p. 219-229, 1992.

PHILLIPS, Jonathan D. Sources of nonlinearity and complexity in geomorphic
systems.

Progress in physical geography, v. 27, n. 1, p. 1-23, 2003.

PHILLIPS, Jonathan D. Evolutionary geomorphology: thresholds and nonlinearity in landform
response to environmental change. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 10, n. 5, p. 731-
742, 2006.

PIRES, J. S. R. & SANTOS, J. E. Bacias Hidrográficas - Integração entre meio
ambiente e desenvolvimento. **CIÊNCIA HOJE**, Rio de Janeiro, v. 19, n. 110, p. 40-
45, 1995.

PIRES, J. S. R.; SANTOS, J. E.; DEL PRETTE, M. E. A Utilização do conceito de
bacia hidrográfica para a conservação dos recursos naturais. In: SCHIAVETTI, A;
CAMARGO, A F. M (Eds). **Conceito de bacias hidrográficas, teoria e aplicação**.
Editora da UESC, Ilhéus, BA, 289p. 2002.

POEPPL, Ronald E.; KEESSTRA, Saskia D.; MAROULIS, Jerry. A conceptual
connectivity framework for understanding geomorphic change in human-impacted
fluvial systems. **Geomorphology**, v. 277, p. 237-250, 2017.

POEPPL, R. E; FRYIRS, K. A; TUNNICLIFFE, J; BRIERLEY, G. J. Managing
sediment (dis) connectivity in fluvial systems. **Science of the Total Environment**, v.
736, 2020.

PRINGLE C. M. Hydrologic connectivity and the management of biological
reserves: a global perspective. **Ecological Applications**. v.11, p. 981-998, ago. 2001.

REBOITA, M.; SANTOS, I. INFLUÊNCIA DE ALGUNS PADRÕES DE
TELECONEXÃO NA PRECIPITAÇÃO NO NORTE E NORDESTE DO BRASIL.
Revista Brasileira de Climatologia, v. 15, p. 28-48, 2014.

REBOITA, M. S. et al. CAUSAS DA SEMI-ARIDEZ DO SERTÃO NORDESTINO
(THE CAUSES OF SEMI-ARIDITY IN THE NORTHEAST "SERTÃO"). **Revista
Brasileira de Climatologia**, v. 19, 2016.

RENEWICK, William H. Equilibrium, disequilibrium, and nonequilibrium landforms in the landscape. **Geomorphology**, v. 5, n. 3-5, p. 265-276, 1992.

RICHARDS, Keith. The magnitude-frequency concept in fluvial geomorphology: a component of a degenerating research programme?. **Zeitschrift für Geomorphologie Supplement Volumes**, p. 1-18, 1999.

RINALDI, Massimo et al. Guidebook for the evaluation of stream morphological conditions by the Morphological Quality Index (MQI). **Version**, v. 1, p. 85, 2012.

RODRIGUES, Jeferson Mauricio; DE SOUZA, Jonas Otaviano Praça. 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.

RODRIGUES, J. M; SOUZA, J. O. P. Typology of fluvial channels as a mechanism for the identification of sensitivity and potential for recovery in a drainage basin in the semiarid of Paraíba – Municipality of São João do Tigre (PB). **Revista de Geociências do Nordeste**, Caicó, v. 6, n.2, p. 266-276, 2020.

ROY, Suwendu. Impact of linear transport infrastructure on fluvial connectivity across the catchments of West Bengal, India. **Geocarto International**, p. 1-26, 2021.

SCHMITT, Christine B.; KISANGAU, Daniel; MATHEKA, Kennedy W. Tree diversity in a human modified riparian forest landscape in semi-arid Kenya. **Forest Ecology and Management**, v. 433, p. 645-655, 2019.

SCHUMM, S. A. Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems. **Fluvial geomorphology**, v. 6, p. 69-85, 1973.

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

SCHUMM, S. A. Geomorphic Thresholds: the concept and its applications. **Transactions of the Institute of British Geographers, New Series**, v. 4, n. 4, p. 485-515, 1979.

SCHICK, A.P. Geomorphology in Israel. In: Walker, H.J., Grabau, W.E. (Eds.), **The Evolution of Geomorphology**. Wiley, Chichester, pp. 231–237, 1993.

SILVA, Wemerson Flávio et al. A proposta de estilos fluviais na análise da morfodinâmica em Rio Semiárido: Rio Ipanema, Pernambuco. **Revista OKARA: Geografia em debate**, v. 13, n. 1, p. 252-272, 2019.

SILVA FILHO, M. A. et al. Projeto Complexo Canindé do São Francisco: relatório final. Salvador: CPRM, 1979.

SIMON, Andrew et al. Critical evaluation of how the Rosgen classification and associated “natural channel design” methods fail to integrate and quantify fluvial processes and channel response 1. **JAWRA Journal of the American Water Resources Association**, v. 43, n. 5, p. 1117-1131, 2007.

SINGH, Manudeo; SINHA, R.; TANDON, S. K. Geomorphic connectivity and its application for understanding landscape complexities: a focus on the hydro-geomorphic systems of India. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 46, n. 1, p. 110-130, 2021.

SIQUEIRA, A. G; AZEVEDO, A. A; SOUZA, L. A. P; SILVA, M. Modificações fluviais à jusante de barragens. **Revista Brasileira de Geologia de Engenharia e Ambiental**, v. 3, n. 1, 2013.

SOARES, M. V. T. et al. Climatic and geomorphologic cycles in a semiarid distributive fluvial system, Upper Cretaceous, Bauru Group, SE Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 372, p. 75-95, 2018.

SOUZA, J. O. P.; CORRÊA, A. C. B. Sistema fluvial e planejamento local no semiárido. **Mercator-Revista de Geografia da UFC**, v. 11, n. 24, p. 149-168, 2012.

SOUZA, Jonas OP; CORREA, Antonio CB; BRIERLEY, Gary 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, Jonas; HOOKE, Janet. Influence of seasonal vegetation dynamics on hydrological connectivity in tropical drylands. **Hydrological Processes**, v. 35, n. 11, p. e14427, 2021.

SOUZA, J. O. P. DOS SISTEMAS AMBIENTAIS AO SISTEMA FLUVIAL-UMA REVISÃO DE CONCEITOS. **Caminhos de Geografia**, v. 14, n. 47, 2013.

SOUZA, J. O. P. **Modelos de evolução da dinâmica fluvial em ambiente semiárido –bacia do açude do saco, Serra Talhada, Pernambuco**. Tese de doutoramento – Universidade federal de Pernambuco, CFCH. Programa de Pós-Graduação em Geografia, Recife, 2014.

SOUZA, J. O. P.; CORRÊA, A. C.B. CENÁRIOS EVOLUTIVOS DA CONECTIVIDADE DA PAISAGEM EM AMBIENTE SEMIÁRIDO–BACIA DO RIACHO DO SACO, SERRA TALHADA, PERNAMBUCO EVOLUTION SCENARIOS OF LANDSCAPE CONNECTIVITY IN SEMIARID ENVIRONMENT–SACO CREEK WATERSHED, SERRA. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 1, 2020.

STRAHLER, Arthur N. et al. Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis. Part I. **American Journal of Science**, v. 248, p. 673-696, 1950.

STRAHLER, Arthur N. Dynamic basis of geomorphology. **Geological society of america bulletin**, v. 63, n. 9, p. 923-938, 1952.

TANSLEY, Arthur G. The use and abuse of vegetational concepts and terms. **Ecology**, v. 16, n. 3, p. 284-307, 1935.

TAROLLI, P.; FULLER, I. C.; BASSO, F.; CAVALLI, M.; SOFIA, G. Hydro-

geomorphic connectivity and landslide features extraction to identifying potential threats and hazardous areas. In: EGU GENERAL ASSEMBLY, 19., 2017, Viena. **Anais** ena: EGU, 2017. p. 1.

TENÓRIO, Ricardo Sarmento; MORAES, Marcia Cristina da Silva; KWON, Byung Hyuk. Distribuição do tamanho de gotas de chuva para a Costa Leste do Nordeste do Brasil utilizando dados de disdrômetro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, p. 415-426, 2010.

THOM, Rene. What is catastrophe theory about?. In: **Synergetics**. Springer, Berlin, Heidelberg, 1977. p. 26-32.

THORNES, J. B. Evolutionary geomorphology. **Geography**, p. 225-235, 1983.

TOOTH, S., NANSON, G.C. The geomorphology of Australia's fluvial systems: retrospect, prospect and prospect. **Progress in Physical Geography**. v. 19, p.35–60, 1995.

TOOTH, S. Downstream changes in floodplain character on the Northern Plains of aridcentral Australia. **Fluvial sedimentology VI**, v. 28, p. 93-112, 1999.

TOOTH, Stephen. Process, form and change in dryland rivers: a review of recent research. **Earth-Science Reviews**, v. 51, n. 1-4, p. 67-107, 2000.

TOOTH, Stephen; NANSON, Gerald C. Equilibrium and nonequilibrium conditions in dryland rivers. **Physical Geography**, v. 21, n. 3, p. 183-211, 2000.

TURNBULL, Laura; WAINWRIGHT, John. From structure to function: Understanding shrub encroachment in drylands using hydrological and sediment connectivity. **Ecological indicators**, v. 98, p. 608-618, 2019.

UVO, C.R.B; BERNDTSSON, R. 1996. Regionalization and Spatial Properties of CearáState Rainfall in Northeast Brazil. **J. Geoph. Res.**, vol. 101, no. D2, 4221-4233.

VALE, C. C. Teoria geral do sistema: histórico e correlações com a geografia e com o estudo da paisagem. **Revista Entre-Lugar**, 3(6), 85-108, 2012.

VALEZIO, Everton Vinicius; PEREZ FILHO, Archimedes. Alterações antrópicas e repercussões na dinâmica do rio Jacaré-Pepira (SP). **Os Desafios da Geografia Física na Fronteira do Conhecimento**, v. 1, p. 6836-6845, 2017.

VANNOTE, Robin L. et al. The river continuum concept. **Canadian journal of fisheries and aquatic sciences**, v. 37, n. 1, p. 130-137, 1980.

VERSTRAETEN, Gert et al. Variability in fluvial geomorphic response to anthropogenic disturbance. **Geomorphology**, v. 294, p. 20-39, 2017.

VILLANUEVA, Tereza Cristina Bittencourt; MARTINS, Violeta de Souza. **Geodiversidade do estado de Alagoas**. 2016.

WHIPPLE, Kélin X.; TUCKER, Gregory E. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 104, n. B8, p. 17661-17674, 1999.

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

WOHL, E et al. Connectivity as an emergent property of geomorphic systems. **Earth Surface Processes and Landforms**, v.44, p. 4-26, mai. 2019.

WOHL, Ellen. **Rivers in the Landscape**. John Wiley & Sons, 2020.

WHEATON, Joseph M. et al. Upscaling site-scale ecohydraulic models to inform salmonid population-level life cycle modeling and restoration actions—Lessons from the Columbia River Basin. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 43, n. 1, p. 21-44, 2018.

WOLMAN, M. Gordon; MILLER, John P. Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes. **The Journal of Geology**, v. 68, n. 1, p. 54-74, 1960.

ZANANDREA, F.; PAUL, L. R.; MICHEL, G. P.; KOBIYAMA, M.; ZANINI, A. S.; ABATTI, B. H. Conectividade dos sedimentos: conceitos, princípios e aplicações. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 2, 2020.

ZANATTA, Felipe Augusto Scudeller; LUPINACCI, Cenira Maria; BOIN, Marcos Norberto. O uso da terra e alterações do relevo na alta bacia do ribeirão Areia Dourada, Marabá Paulista (SP): um estudo a partir de princípios da antropogeomorfologia. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 1, 2015.

ZANELLA, M. E. Considerações sobre o clima e os recursos hídricos do semiárido nordestino. **Caderno Prudentino de Geografia**, v. 1, n. 36, p. 126-142, 2014.