

UNIVERSIDADE FEDERAL DO ESPÍRITO SANTO
Centro Tecnológico
Programa De Pós-graduação Em Engenharia Ambiental

Geraldo André Rosseto Barreto

**CONECTIVIDADE DE SEDIMENTOS EM GRANDE BACIA HIDROGRÁFICA: UMA
COMPARAÇÃO COM A MODELAGEM DE SEDIMENTOS**

Vitória
2023

Geraldo André Rosseto Barreto

**CONECTIVIDADE DE SEDIMENTOS EM GRANDE BACIA HIDROGRÁFICA: UMA
COMPARAÇÃO COM A MODELAGEM DE SEDIMENTOS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental da Universidade Federal do Espírito Santo como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Engenharia Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Diogo Costa Buarque
Coorientador: Prof. Dr. Eberval Marchioro

Área de concentração: Recursos Hídricos

Vitória

2023

Ficha catalográfica disponibilizada pelo Sistema Integrado de Bibliotecas - SIBI/UFES e elaborada pelo autor

B273c Barreto, Geraldo André, 1995-
Conectividade de sedimentos em grande bacia hidrográfica:
Uma comparação com a modelagem de sedimentos / Geraldo
André Barreto. - 2023.
152 f. : il.

Orientador: Diogo Costa Buarque.
Coorientador: Eberval Marchioro.
Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) -
Universidade Federal do Espírito Santo, Centro Tecnológico.

1. Hidrossedimentologia. 2. Modelagem
hidrossedimentológica. 3. Conectividade dos sedimentos. 4. SIG.
5. Grandes bacias hidrográficas. I. Buarque, Diogo Costa. II.
Marchioro, Eberval. III. Universidade Federal do Espírito Santo.
Centro Tecnológico. IV. Título.

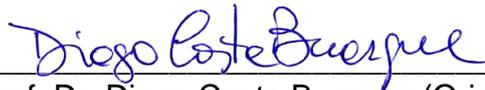
CDU: 628

Geraldo André Rosseto Barreto

**CONECTIVIDADE DE SEDIMENTOS EM GRANDE BACIA HIDROGRÁFICA:
UMA COMPARAÇÃO COM A MODELAGEM DE SEDIMENTOS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental da Universidade Federal do Espírito Santo como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Engenharia Ambiental.

Área de concentração: Recursos Hídricos



Prof. Dr. Diogo Costa Buarque (Orientador)



Prof. Dr. Eberval Marchioro (Coorientador)



Prof. Dr. Daniel Rigo (Banca Examinadora – interna)



Prof. Dr. Jonas Otaviano Praça de Souza (Banca Examinadora – externa)

Vitória, 21 de setembro de 2023

*À minha mãe, Ana,
que me fez compreender que o amor incondicional é capaz de ultrapassar os limites
do espaço-tempo.*

AGRADECIMENTOS

Não seria possível escrever esse trabalho sozinho. Dessa forma foi necessário um conjunto de fatores, pessoas e lugares para que ele fosse concretizado. Agradecer, portanto, além de uma obrigação é um exercício de humildade. Espero que consiga expressar minha gratidão por meio dessas palavras.

Em primeiro lugar, agradeço a Deus e as diversas manifestações de sua divindade, por sempre iluminar minha trajetória.

A minha mãe Ana Maria Rosseto Barreto pelo apoio incondicional e principalmente por me fazer enxergar as dificuldades sob outra perspectiva.

Ao meu pai, Geraldo José Barreto (*In memoriam*) por me auxiliar a formar os alicerces do meu caráter, a disciplina e suas cobranças que sempre serviram de incentivo para me tornar cada vez melhor.

Ao meu avô, Jovelino Rosseto, por todo apoio, conselhos e principalmente por me ensinar a diferença entre conhecimento e sabedoria.

Ao meu irmão Erick por todo suporte e sua calma e paciência infindável.

Ao professor Dr. Diogo Costa Buarque, por quem tive o privilégio de ser orientado. Agradeço imensamente por todas as oportunidades proporcionadas, amizade, sugestões, cobranças, ideias e seu impressionante olhar clínico. Sem sua orientação seria impossível escrever esse trabalho.

Ao professor Dr. Eberval Marchioro, por quem tive o privilégio de ser coorientado. Agradeço por todo auxílio, sugestões, críticas, ideias, amizade e seu bom humor contagiante. Fique sabendo que você mudou minha compreensão sobre o que é geografia.

Ao professor Dr. Jonas Otaviano Praça de Souza, por suas críticas construtivas, dicas, correções e por mesmo remotamente não medir esforços para compartilhar seus conhecimentos em conectividade.

A Carolina Miossi de Almeida pelo seu apoio, incentivo, conselhos, preocupação e muita paciência, obrigado por ter deixado meus dias melhores.

Aos meus amigos Lizandra Broseghini Foeger, Livia Luchi Rabello, Murilo Brazzali Rodrigues e a todos do LabHig por todo auxílio dentro e fora da Ufes, amizade e momentos compartilhados. Saibam que vocês tornaram os momentos difíceis muito mais leves.

Ao meu irmão de coração Flávio Luiz Santos Soares por toda compreensão, conselhos, auxílio, paciência e bom humor.

Ao meu primo Pedro Henrique Barreto por todo auxílio, principalmente pela paciência em me ensinar cartografia, sugestões, críticas e pelas “pseudo aulas de campo” em Minas Gerais.

Ao meu primo Kleyffer Viana Barreto, por todo incentivo e me convencer a utilizar a física para calcular as coisas mais estranhas possíveis.

A todos os professores que tive oportunidade de ser aluno, em especial, aos professores da Pós-graduação em Engenharia Ambiental, por todo conhecimento compartilhado.

A todos os familiares e amigos, que pude compartilhar um pouco dessa trajetória.

A Ufes onde pude continuar a minha formação profissional.

Ao Ifes, onde pude firmar os alicerces de meu desenvolvimento profissional.

A CAPES pela bolsa de estudos.

A todos, minha eterna gratidão!

"Success consists of going from failure to failure without loss of enthusiasm."

Winston Churchill

RESUMO

A conectividade de sedimentos é um conceito que tem sido amplamente aceito para a análise do fluxo de sedimentos em bacias hidrográficas, podendo ser definida como a transferência de sedimentos em um sistema, por meio da sua desagregação e do seu transporte, de uma fonte geradora para uma área a jusante. No entanto, a aplicação de Índices de Conectividade tem sido usualmente aplicada em bacias com pequenas dimensões, de 10 km² a 150 km². Por outro lado, os modelos matemáticos permitem representar os processos hidrológicos e o transporte de sedimentos através de bacias hidrográficas, seja com o propósito específico de prever a produção de sedimentos ou para analisar processos e suas interações. Essas duas formas de análises podem ser complementares, entretanto uma comparação de resultados de modelos matemáticos com o Índice de Conectividade ainda é incipiente. Dessa forma, este estudo tem como objetivo avaliar o potencial de correlação do modelo MGB-SED com a chamada conectividade lateral de sedimentos, que representa a possibilidade do sedimento liberado em determinado local de uma encosta atingir um ponto específico de deposição ou canal, considerando a morfometria da encosta, na bacia hidrográfica do rio Doce. Para análise da geração e do transporte de sedimentos da bacia do rio Doce foi empregado o modelo MGB-SED e para avaliação da conectividade lateral de sedimentos foi utilizado o Índice de Conectividade de Borselli. A correlação entre os modelos foi utilizada utilizando o coeficiente de correlação de Spearman. Os resultados indicaram que as maiores perdas de solo ocorrem nas áreas de relevo montanhoso e predominância de pastagens, e que há uma correlação evidente entre a perda de solo e a descarga sólida, indicando uma relação direta com o transporte de sedimentos na rede de drenagem. A distribuição espacial do IC indica que os valores mais elevados desse índice estão associados aos Planaltos Dissecados do Centro-Sul da bacia, sendo os locais de maiores IC identificados em áreas com altitudes variáveis, com maior uso antrópico. Foi constatado que a conectividade lateral de sedimentos apresenta uma distribuição espacial complexa e variável na área de estudo. A comparação entre os resultados do modelo MGB-SED e o índice de conectividade lateral de sedimentos revelou uma baixa correlação de Spearman entre todas as variáveis obtidas pelo modelo, que pode ser atribuída a várias razões, incluindo a distinção na maneira em que a topografia e o uso da terra da área de estudo são utilizadas nos modelos, bem como a resolução espacial do modelo digital de elevação que pode afetar mais os resultados do IC. Este estudo representa um avanço significativo no entendimento da conectividade em uma grande bacia hidrográfica, entretanto ainda há muito a ser explorado nessa área de pesquisa.

Palavras-chaves: Hidrossedimentologia. Modelagem hidrossedimentológica. Conectividade dos sedimentos. SIG. Grandes bacias hidrográficas.

ABSTRACT

Sediment connectivity is a concept that has been widely accepted for the analysis of sediment flow in river basins, and it can be defined as the transfer of sediments within a system, through their disaggregation and transport, from a source to a downstream area. However, the application of Connectivity Indices has typically been applied in smaller basins, ranging from 10 km² to 150 km². On the other hand, mathematical models allow for the representation of hydrological processes and sediment transport across river basins, either with the specific purpose of predicting sediment yield or for analyzing processes and their interactions. These two forms of analysis can be complementary; however, a comparison of mathematical model results with the Connectivity Index is still in its early stages. Thus, this study aims to evaluate the correlation potential of the MGB-SED model with the concept called lateral sediment connectivity, which represents the possibility of sediment released at a certain location on a slope reaching a specific deposition point or channel, considering the slope's morphology in the Doce River basin. For the analysis of sediment yield and transport in the Doce River basin, the MGB-SED model was employed, and for the assessment of lateral sediment connectivity, the Borselli Connectivity Index was used. The correlation between the models was evaluated using the Spearman correlation coefficient. The results indicated that the greatest soil losses occur in mountainous areas with a predominance of pasture, and there is a clear correlation between soil loss and solid discharge, indicating a direct relationship with sediment transport in the drainage network. The spatial distribution of the Connectivity Index indicates that the highest values of this index are associated with the dissected plateaus in the central-southern part of the basin, with the highest IC values identified in areas with varying altitudes and greater anthropogenic use. It was found that lateral sediment connectivity exhibits a complex and variable spatial distribution in the study area. The comparison between the results of the MGB-SED model and the lateral sediment connectivity index revealed a low Spearman correlation between all variables obtained by the model, which can be attributed to several reasons, including the distinction in the way the topography and land use of the study area are used in the models, as well as the spatial resolution of the digital elevation model, which may have a greater impact on IC results. This study represents a significant advancement in the understanding of connectivity in a large river basin, however, there is still much to be explored in this research area.

Keywords: Hydrosedimentology. Hydrosedimentological modeling. Sediment connectivity. GIS. Large basins.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Dimensões, componentes e características da conectividade dos sedimentos.....	34
Figura 2 – Ilustração esquemática para o cálculo do IC.....	38
Figura 3 - Bacia hidrográfica do Doce, principais afluentes e reservatórios.....	43
Figura 4 – Hipsometria da bacia do rio Doce.	46
Figura 5 – Uso e ocupação da terra na Bacia Hidrográfica do rio Doce.....	48
Figura 6 - Fluxograma resumido da metodologia utilizada neste estudo	52
Figura 7 - Esquema dos processos de geração e propagação de sedimentos nas minibacias e propagação de sedimentos na rede de drenagem.	55
Figura 8– Etapas do processo de discretização.....	58
Figura 9 – Divisão final da bacia do rio Doce em elementos de discretização denominados de minibacias.....	59
Figura 10 - Exemplo de uma combinação de mapas de uso do solo e de tipo de solo para definição das Unidades de Resposta Hidrológicas (URH).	61
Figura 11 - Mapa de Unidades de Resposta Hidrológica para a bacia do rio Doce. .	62
Figura 12 - Divisão final da bacia do rio Doce em elementos de discretização denominados de sub-bacias.....	64
Figura 13 – Estações fluviométricas utilizadas no estudo.	69
Figura 14 – Estações pluviométricas e meteorológicas utilizadas no estudo.....	71
Figura 15 – Estações sedimentométricas utilizadas no estudo.....	79
Figura 16 – Fluxograma para processamento do IC de Borselli, Cassi e Torri (2008)	86
Figura 17 - Declividade percentual da Bacia Hidrográfica do rio Doce.	90
Figura 18 - Hidrogramas observados em algumas estações (linhas azuis) e simulados (linhas vermelhas) para o período de 2000-2015.....	93
Figura 19 - Hidrogramas observados em algumas estações (linhas azuis) e simulados (linhas vermelhas) para o período de 2000-2015.....	94
Figura 20 - Distribuição espacial da estatística de desempenho Nash-Sutcliffe calculadas para a vazão no período de calibração do módulo hidrológico MGB (1990 - 2020) aplicado à bacia do rio Doce.....	95
Figura 21 - Distribuição espacial da estatística de desempenho Nash-Sutcliffe dos Logaritmos das Vazões calculadas para a vazão no período de calibração do módulo hidrológico MGB (1990 - 2020) aplicado à bacia do rio Doce.	96
Figura 22 - Distribuição espacial da estatística de desempenho Erro relativo dos volumes calculadas para a vazão no período de calibração do módulo hidrológico MGB (1990 - 2020) aplicado à bacia do rio Doce.....	97
Figura 23 - Distribuição espacial da estatística de desempenho correlação de Pearson para a vazão no período de calibração do módulo hidrológico MGB (1990 - 2020) aplicado à bacia do rio Doce.	98

Figura 24 - Descargas sólidas em suspensão (DSS) simuladas e observadas para diferentes estações da ANA no período de calibração do MGB-SED (1998 - 2014)	101
Figura 25 – Concentração de sedimentos em suspensão (CSS) simuladas e observadas para diferentes estações da ANA no período de calibração do MGB-SED (1998 - 2014).....	102
Figura 26 - Distribuição espacial da estatística de desempenho Nash-Sutcliffe calculadas para descarga sólida em suspensão no período de calibração do módulo de sedimentos MGB-SED (1998 - 2014) aplicado à bacia do rio Doce.....	103
Figura 27 - Distribuição espacial da estatística de desempenho coeficiente de correlação calculadas para descarga sólida em suspensão no período de calibração do módulo de sedimentos MGB-SED (1998 - 2014) aplicado à bacia do rio Doce .	104
Figura 28 - Distribuição espacial da estatística de desempenho correlação de Pearson calculadas para descarga sólida em suspensão no período de calibração do módulo de sedimentos MGB-SED (1998 - 2014) aplicado à bacia do rio Doce	105
Figura 29 - Distribuição espacial da estatística de desempenho erro relativo dos volumes calculadas para descarga sólida em suspensão no período de calibração do módulo de sedimentos MGB-SED (1998 - 2014) aplicado à bacia do rio Doce	106
Figura 30 - Distribuição espacial da estatística de desempenho Nash-Sutcliffe calculadas para concentração de sedimentos em suspensão no período de calibração do módulo de sedimentos MGB-SED (1998 - 2014) aplicado à bacia do rio Doce.....	107
Figura 31 -Distribuição espacial da estatística de desempenho coeficiente de correlação calculadas para concentração de sedimentos em suspensão no período de calibração do módulo de sedimentos MGB-SED (1998 - 2014) aplicado à bacia do rio Doce.....	108
Figura 32 - Distribuição espacial da estatística de desempenho correlação de Pearson calculadas para concentração de sedimentos em suspensão no período de calibração do módulo de sedimentos MGB-SED (1998 - 2014) aplicado à bacia do rio Doce.....	109
Figura 33 - Distribuição espacial da estatística de desempenho erro relativo dos volumes calculadas para concentração de sedimentos em suspensão no período de calibração do módulo de sedimentos MGB-SED (1998 - 2014) aplicado à bacia do rio Doce.....	110
Figura 34 – Perda de solo anual média (ton/ano) na bacia hidrográfica do rio Doce	113
Figura 35 – Perda de solo anual média específica (ton/ano.km ²) na bacia hidrográfica do rio Doce.	114
Figura 36 – Descarga sólida em suspensão específica média anual (ton/ano x km ²) para a bacia do rio doce (1998-2014)	116
Figura 37 – Análise integrada entre a descarga sólida em suspensão, relevo e uso da terra.....	117
Figura 38 – Descarga sólida em suspensão específica média diária para a bacia do rio Doce.....	119

Figura 39 - Comparação descarga sólida em suspensão específica média diária com perda de solo específica	120
Figura 40 – Comparação entre as médias anuais e diárias de descarga sólida em suspensão específica.....	121
Figura 41 - Concentração de Sedimentos em Suspensão média diária.....	123
Figura 42 – Mapa de índice de conectividade de sedimentos para a bacia hidrográfica do rio Doce	127
Figura 43 - Mapa de índice de conectividade de sedimentos com hidrografia sobreposta para a bacia hidrográfica do rio Doce	128
Figura 44 – Análise integrada entre conectividade dos sedimentos, relevo e uso da terra.....	129
Figura 45 - Mapa de índice de conectividade de sedimentos média para cada minibacia	130
Figura 46 – Comparação conectividade dos sedimentos com a perda de solo média anual específica.	132
Figura 47 – Comparação conectividade dos sedimentos com a perda de solo média anual específica, uso da terra e declividade	133
Figura 48 - Comparação conectividade dos sedimentos com a descarga sólida em suspensão específica anual	134
Figura 49 – Comparação índice de conectividade com descarga sólida em suspensão específica diária	135
Figura 50 - Comparação índice de conectividade com concentração de sedimentos em suspensão.....	136

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Classes, áreas e porcentagem ocupada pelas diferentes tipologias de solos na bacia do rio Doce	49
Tabela 2 - Estações fluviométricas selecionadas na bacia do rio Doce.	67
Tabela 3 - Lista de estações de normais climatológicas utilizadas.	70
Tabela 4 - Parâmetros calibráveis do módulo hidrológico MGB.....	72
Tabela 5 - Estações de sedimentométricas utilizadas no estudo.....	78
Tabela 6 - Parâmetros adotados Fagundes (2018), e considerados neste estudo, para a utilização da MUSLE.....	82
Tabela 7: Fator C de acordo com o uso e cobertura do solo da Bacia do rio Doce ..	85
Tabela 8 - Classes de declividade para classificação do relevo.....	89
Tabela 9 – Classes de uso e ocupação da terra e sua localização majoritária percentual em relação à declividade	125
Tabela 10 – Correlação entre os resultados obtidos pelo MGB-SED e o IC lateral de sedimentos por meio do coeficiente de correlação de Pearson e de Spearman.....	137

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ABRH - Associação Brasileira de Recursos Hídricos
ANA - Agência Nacional de Águas e Saneamento Básico
CSS – Concentração de sedimentos em suspensão
ENS - Coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe
ENSLog - Coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe dos logaritmos
IC – Índice de Conectividade
Id - Índice de concordância de Willmott
INMET - Instituto Nacional de Meteorologia
INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
MDE - Modelo Digital de Elevação
MGB - Modelo Hidrológico de Grandes Bacias
MMA Ministério do Meio Ambiente
MUSLE - *Modified Universal Soil Loss Equation*
PBIAS - Erro de volume total
r - Coeficiente de correlação de Pearson
RUSLE - *Revised Universal Soil Loss Equation*
SIG – Sistema de Informações Geográficas
UHE - Usina hidrelétrica
URH - Unidades de resposta hidrológica
USLE - *Universal Soil Loss Equation*

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	18
2	OBJETIVOS	22
2.1	Objetivo geral	22
2.2	Objetivos específicos	22
3	REVISÃO DE LITERATURA	23
3.1	Fundamentos dos processos erosivos	23
3.1.1	<i>Erosão Hídrica</i>	23
3.2	Modelos para geração e transporte de sedimentos	25
3.3	Modelos para grandes bacias	26
3.3.1	<i>Modelos matemáticos para estimativa de perda de solo</i>	27
3.3.2	<i>Modelos matemáticos para avaliação do transporte de sedimentos</i>	27
3.3.3	<i>Modelos integrados de erosão e transporte de sedimentos</i>	29
3.4	Conectividade dos sedimentos	30
3.4.1	<i>Avaliação da conectividade de sedimentos por meio de índices</i>	34
3.4.2	<i>Índice de conectividade de Borselli</i>	37
3.5	Conectividade e modelagem hidrossedimentológica	39
4	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	42
4.1	Relevo	43
4.2	Uso e ocupação da terra	47
4.3	Pedologia	49
4.4	Aspectos climáticos	49
4.5	Motivação para escolha da área de estudo	50
5	METODOLOGIA	51
5.1	Escolha do modelo digital de elevação	53
5.2	Preparação e calibração do modelo hidrossedimentológico	54
5.2.1	<i>Definição da rede de drenagem e discretização da bacia hidrográfica</i> ..	56
5.2.2	<i>Unidades de Resposta Hidrológica (URHs)</i>	60
5.2.3	<i>Sub-bacias</i>	63
5.2.4	<i>Relações geomorfológicas</i>	65
5.2.5	<i>Dados Hidrológicos</i>	65
5.2.6	<i>Dados de clima</i>	70
5.3	Calibração do módulo hidrológico	72
5.3.1	<i>O Coeficiente de Nash-Sutcliffe das Vazões</i>	73
5.3.2	<i>O Coeficiente de Nash-Sutcliffe dos Logaritmos das Vazões</i>	74
5.3.3	<i>Erro Relativo de Volume</i>	75
5.3.4	<i>Coeficiente de correlação de Pearson (r)</i>	76
5.4	Módulo de sedimentos	76
5.4.1	<i>Dados de sedimentos</i>	77
5.4.2	<i>Definição dos parâmetros da MUSLE</i>	80
5.4.3	<i>Calibração do módulo de sedimentos</i>	82
5.5	Elaboração do mapa de índice de conectividade	83
5.6	Comparação dos resultados do MGB-SED com a conectividade lateral de sedimentos	87
6	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	89
6.1	Declividade da bacia	89
6.2	Modelagem hidrológica	91

6.2.1	<i>Comentários gerais a respeito da calibração do módulo hidrológico</i>	91
6.3	Modelagem de sedimentos	99
6.3.1	<i>Comentários gerais a respeito da calibração do módulo de sedimentos</i>	99
6.4	Perda de solo calculada	111
6.5	Descarga sólida em suspensão – Média anual	115
6.6	Descarga sólida em suspensão – Média diária	118
6.7	Concentração de sedimentos em suspensão por trecho de rio	122
6.8	Conectividade dos sedimentos	124
6.9	Comparação conectividade dos sedimentos e modelagem de sedimentos	131
7	CONSIDERAÇÕES FINAIS	140
	REFERÊNCIAS	144

1 INTRODUÇÃO

A erosão do solo é um dos problemas ambientais mais sérios e desafiadores relacionados ao manejo da terra em todo mundo. Esse ocorre em todo o planeta, em grande parte sem nenhum controle, envolvendo interações complexas. Mudanças na cobertura do solo, transferência de sedimentos que reduz a capacidade de transporte dos rios, saturação de redes de drenagem, aumento dos riscos de inundação, bloqueio de canais de irrigação e diminuição da vida útil dos reservatórios são alguns dos problemas causados pela erosão (MORGAN, 2005).

A erosão ocorre naturalmente, podendo ser intensificada pela ação antrópica e está relacionada a uma complexidade de aspectos envolvidos, o que resulta em uma multiplicidade de métodos e técnicas de avaliação, sendo cada vez mais necessário e relevante a obtenção de informações quali-quantitativas sobre a repercussão de seus efeitos em cursos fluviais. No que tange aos sedimentos essas informações são necessárias em escalas temporais e espaciais, que refletem o tempo e o padrão de movimento dos sedimentos em resposta aos eventos de chuvas (MERRITT et al., 2003). Em rios, o entendimento da dinâmica sedimentológica é essencial. Isso decorre do fato da capacidade do sedimento de transportar poluentes, assorear rios e canais de drenagem e encurtar a vida útil de portos e reservatórios (LANE; HERNANDES; NICHOLS, 1997).

Na hidrologia e na geomorfologia, um conceito que vem sendo amplamente aceito para a análise do fluxo de sedimentos em bacias hidrográficas é a conectividade (HOOKE; SOUZA; MARCHAMALO, 2021). A conectividade pode ser definida como a transferência de sedimentos de uma determinada fonte para uma área à jusante, em um sistema por meio de seu destacamento e transporte (HOOKE, 2003; CAVALLI et al., 2013; BRACKEN et al., 2015; LIZAGA et al., 2016). Isso envolve compreender as fontes locais de sedimentos e os mecanismos, condições, rotas e distâncias de transporte (HOOKE, 2003). Ao analisar as fontes de sedimento, a conectividade aborda elementos diretamente ligados à erosão dos solos (LÓPEZ-VICENTE; NAVAS; GASPAR; MACHÍN, 2014).

Dentro da bacia hidrográfica, a conectividade varia tanto espacialmente quanto temporalmente. A variação espacial possui três componentes: lateral, longitudinal e vertical. A conectividade lateral é caracterizada pela relação entre a rede de canais e

a paisagem que incluem as relações vertente-canal e canal-planície de inundação. A conectividade longitudinal reflete a capacidade do canal transferir sedimentos de montante para jusante e a conectividade vertical envolve as interações superfície-subsuperfície de água e sedimentos, sendo que essa ligação é controlada, no contexto de um canal, pela textura do material do leito (FRYIRS et al., 2007).

A caracterização dos padrões de conectividade lateral em bacias hidrográficas auxilia na identificação de fontes de sedimentos, bem como na definição dos caminhos nos quais essa transferência ocorre (CAVALLI et al., 2013). Essa caracterização ocorre, geralmente, por meio de Índices de Conectividade (IC), que representa a possibilidade do sedimento gerado em um determinado local, chegar a um ponto específico de deposição ou ao canal, considerando a morfometria da encosta (BORSELLI et al., 2008). Em grandes bacias (aquelas que possuem área superior a 1.000 km² (HGE, 2013), a conectividade dos sedimentos desempenha um papel essencial na compreensão da dinâmica dos fluxos de sedimentos (FRYIS, 2013).

Entretanto, na maioria dos estudos atuais a aplicação de Índices de Conectividade tem sido restrita à pequenas bacias, de aproximadamente 10 km² (CAVALLI et al., 2013) à bacias de até 150 km² (BORSELLI et al., 2008), com Modelos Digitais de Elevação (MDE) de alta resolução (>2,5 m). Poucos estudos como os de Lisenby e Fryirs (2017); Mishra et al. (2019) se propuseram a aplicar o IC a grandes bacias hidrográficas. Mishra et al. (2019), por exemplo, aplicaram o IC a uma grande bacia hidrográfica de aproximadamente 59.731 km², localizada na cordilheira do Himalaia, com um MDE de 90 metros de resolução para entender a interação entre vertentes e canais nessa bacia, demonstrando ser possível aplicar Índices de Conectividade para grandes bacias e utilizar Modelos Digitais de Elevação com resolução menor para compreender a conectividade da bacia.

Uma outra abordagem que tem sido utilizada desde o final dos anos 1960 para descrever os processos hidrológicos e o transporte de sedimentos através de bacias hidrográficas de diferentes escalas são os modelos matemáticos. Especificamente em grandes bacias hidrográficas, a medição e o controle dos fatores que regem a geração e o transporte de sedimentos são ainda complexos e integrados. Nessas escalas ocorrem grandes variações topográficas, diversos usos e tipos de solo, bem como variações dos processos hidrológicos, que estão diretamente relacionados com a geração de sedimentos. Portanto, para uma predição do movimento dos sedimentos nessas áreas é necessário considerar os processos integrados de erosão e de

transporte dos sedimentos e suas variabilidades espaciais e temporais (BUARQUE, 2015). Neste sentido, dá-se preferência à utilização de modelos distribuídos ou semi-distribuídos, que apresentam maior capacidade de representar a variabilidade espacial dos processos modelados, além de fornecer resultados sobre a área em estudo (BUARQUE, 2015).

A simulação explícita de processos de conectividade em modelos matemáticos ainda é relativamente limitada (KEESSTRA et al., 2018). Buscando uma melhor compreensão sobre dinâmica interna do fluxo de sedimentos, estudos recentes como López-Vicente et al., (2015); Poepl et al. (2019); Kalantari et al. (2019) e Baartman et al. (2020) têm adotado uma abordagem complementar onde seja possível mitigar as limitações de modelos matemáticos em representar a transferência de sedimentos da bacia para a drenagem (NUNES et al., 2018).

Neste sentido, Houben et al. (2009) e Wainwright et al. (2010) afirmam que ao analisar a conectividade é possível considerar os vários processos envolvidos no movimento de sedimentos das áreas de origem na bacia até sua saída, e levar em conta a distribuição espacial e temporal sobre a qual esses processos operam. Dessa forma, tem sido feita com a combinação do conceito de conectividade dos sedimentos e da modelagem matemática. Com essa abordagem segundo Mahoney et al. (2018) acoplar a conectividade com a modelagem em bacias hidrográficas é uma solução para superar as limitações dos modelos associadas à complexidade espaço-temporal dos processos que ocorrem dentro da bacia, o que segundo Fryirs (2013) pode auxiliar no entendimento da variabilidade espacial da produção e entrega de sedimentos que pode estar contribuindo ativamente para o transporte de sedimentos nos cursos fluviais, possibilitando uma melhor interpretação e análise de como ocorre efetivamente o transporte dos sedimentos em bacias hidrográficas.

Embora essa abordagem combinada com a modelagem matemática possa ser útil para desenvolver uma melhor compreensão da dinâmica dos sedimentos, também, aumentar a capacidade de estimar o fluxo de sedimentos nos rios e suas consequências a jusante (BAARTMAN et al., 2013), ainda são poucos os estudos que utilizam essa abordagem, sendo a maioria limitada à pequenas bacias como: López-Vicente et al. (2015, 2013); Baartman et al., 2020; Mahoney et al. (2020). Baartman et al. (2020) avaliaram a resposta da conectividade em comparação com cinco modelos matemáticos (EROSION3D, FullSWOF_2D, LandSoil, OpenLISEM e Watersed) e mostraram que os índices de conectividade não foram capazes de representar os

resultados do modelo para a bacia estudada e sugerindo que outras áreas de estudo devem ser selecionadas para uma comparação, especialmente aquelas com características de conectividade estrutural mais importantes, como paisagens montanhosas ou com mudanças de uso da terra.

Já Mahoney et al. (2020), combinaram o modelo SWAT com o conceito de conectividade de sedimentos para avaliar a sensibilidade do modelo em representar a conectividade, destacando em sua conclusão que a simulação da conectividade de sedimentos acopladas com modelos matemáticos pode tornar mais preciso o conhecimento do comportamento do fluxo de sedimentos na bacia hidrográfica.

Dessa forma o presente trabalho teve como objetivo avaliar a potencial correlação do modelo MGB-SED com a conectividade lateral de sedimentos em uma grande bacia hidrográfica. Para isso, foi utilizado como área de estudo a bacia hidrográfica do rio Doce, que é impactada intensamente com a antropização que intensifica os processos erosivos, resultando em uma grande produção de sedimentos. Nesse contexto, este estudo buscou responder questões como: 1) os resultados do modelo MGB-SED possuem correlação com a conectividade lateral dos sedimentos? 2) como a conectividade lateral dos sedimentos pode contribuir para a avaliação dos resultados do modelo quanto à estimativa de fluxo de sedimentos nos rios dessa bacia?

2 OBJETIVOS

O presente capítulo aborda os objetivos gerais e específicos que norteiam o desenvolvimento deste trabalho.

2.1 Objetivo geral

Avaliar a potencial correlação do modelo MGB-SED com a conectividade lateral de sedimentos em uma grande bacia.

2.2 Objetivos específicos

Verificar a distribuição espacial da perda de solo e da produção de sedimentos na bacia hidrográfica do rio Doce.

Avaliar a distribuição espacial da conectividade lateral dos sedimentos na bacia hidrográfica.

Verificar como os resultados do modelo MGB-SED se correlacionam aos resultados obtidos pelo índice de conectividade lateral de sedimentos.

Avaliar os resultados do modelo MGB-SED com base na conectividade lateral dos sedimentos.

3 REVISÃO DE LITERATURA

Neste capítulo é proposto a revisão técnica e metodológica que fundamentam a análise do trabalho. Para tanto, tornou-se necessário recorrer a literatura especializada com o intuito de fundamentar os processos e fenômenos identificados na elaboração do presente estudo.

3.1 Fundamentos dos processos erosivos

Em todo o planeta a erosão do solo ocorre, em grande parte, sem controle. Esse processo natural complexo é alterado por atividades antrópicas tais como práticas agrícolas, mineração, construção e urbanização, entre outros (DIYABALANAGE et al., 2017). Os efeitos da erosão podem ser tanto no local de ocorrência (*on-site*) quanto fora do local de ocorrência (*off-site*) (MORGAN, 2005).

Os problemas fora do local surgem da sedimentação, o que reduz a capacidade dos rios, satura as redes de drenagem, aumentando os riscos de inundação, bloqueia os canais de irrigação e reduz a vida útil dos reservatórios (MORGAN, 2005). No que se refere aos problemas da erosão no local, a maior parte deles são em função da perda de solo, gerando a redução de fertilidade do solo e da produtividade, alteração das características do solo e movimentos de massa (MORGAN, 2005; BUARQUE, 2015).

As condições ambientais são determinantes para os tipos e a taxa de erosão que ocorre em determinada área. Essas condições consistem em quatro componentes primários: clima, topografia, solo e uso e cobertura da terra. Esses fatores influenciam tanto na erosão hídrica, provocada pela água, como na erosão eólica, provocada pelo vento (TOY; FOSTER; RENARD, 2002). Na próxima seção, a erosão hídrica, predominante em ambientes tropicais úmidos e foco desse trabalho, será brevemente abordada.

3.1.1 Erosão Hídrica

A erosão hídrica e a sedimentação incluem os processos de desprendimento, arraste, transporte e deposição das partículas no solo (MERRITT et al., 2003). As principais forças que impulsionam esses processos são as tensões de cisalhamento

geradas pelo impacto da gota de chuva (efeito *splash*) e o escoamento superficial (TOY; FOSTER; RENARD, 2002). Em regiões tropicais úmidas a erosão hídrica é o processo governante e tem sido acelerado pela atividade antrópica (PIMENTEL, 1993; DIYABALANAGE et al., 2017).

Uma vez desprendidas e em movimento, as partículas de solo são chamadas de sedimentos. A entrega de sedimentos é a quantidade de material erodido transportado a uma determinada área, tal qual uma porção de material erodido de uma vertente que é transportado até o exutório de uma bacia (TOY; FOSTER; RENARD, 2002). Já a produção de sedimentos é a quantidade de sedimentos transportados por um canal em um determinado ponto. Esse parâmetro representa a quantidade total de sedimento transportado pelos afluentes da bacia para um ponto de medição (MORRIS e FAN, 2010). Como a maior parte dos sedimentos é depositada antes de deixar a bacia hidrográfica, a produção de sedimentos é sempre muito menor do que a taxa de erosão dentro da bacia (MORRIS e FAN, 2010).

A capacidade do escoamento superficial para transportar sedimentos e descarregá-los no canal causando o aporte de sedimentos está relacionada com as tensões de cisalhamento aplicadas pelo escoamento na superfície e a transportabilidade dos sedimentos, que está relacionada com o tamanho e a densidade das partículas. Quando o transporte de sedimentos é maior que a capacidade de transporte ocorre a deposição desse material, resultando em acúmulo de sedimentos no leito do rio (TOY; FOSTER; RENARD, 2002).

As condições ambientais, como clima, topografia, solo e uso da terra são determinantes para as taxas de erosão, deposição e produção de sedimentos (TOY; FOSTER; RENARD, 2002).

Os estudos sobre os impactos da erosão nos recursos hídricos são cada vez mais necessários. Em relação aos sedimentos, informações sobre as fontes e como ocorre o transporte são necessárias em escalas temporais e espaciais que reflitam o tempo e o padrão de movimento dos sedimentos em resposta aos eventos de chuvas. Dessa forma, os modelos para geração e transporte de sedimentos são essenciais para entender essa dinâmica (MERRITT et al., 2003).

Nesse contexto a estimativa da produção de sedimentos é de fundamental importância nos recursos hídricos, na engenharia e na modelagem, uma vez que os sedimentos são poluentes e transportadores de poluentes, e as taxas e quantidades

de sedimentação determinam o desempenho e a vida útil de reservatórios, canais, canais de drenagem, portos etc. (LANE; HERNANDEZ; NICHOLS, 1997).

3.2 Modelos para geração e transporte de sedimentos

Em função dos potenciais impactos dos sedimentos em bacias hidrográficas é necessário entender como ocorre sua geração e transporte. Uma das formas de compreensão são os modelos matemáticos, que consistem em uma representação da natureza do sistema por meio de equações matemáticas (TUCCI, 2005). Atualmente existem muitos modelos destinados à simulação da geração e ao transporte de sedimentos. Esses modelos diferem-se em termos de complexidade, processos considerados e dados necessários para sua calibração (MERRITT et al., 2003). Em geral, não existe o melhor modelo possível de ser aplicado em qualquer situação, pois o mais adequado dependerá do uso pretendido e das características da bacia que está sendo estudada (MERRITT et al., 2003).

Em geral, os modelos se enquadram em três categorias principais, dependendo dos processos físicos simulados, e a forma que o modelo descreve esses processos e sua dependência de dados (MERRITT et al., 2003). Essas três categorias são: modelos conceituais, empíricos ou físicos (MERRITT et al., 2003; AKSOY; KAVVAS, 2005).

Os modelos empíricos são geralmente os mais simples de todos os três tipos de modelo. Eles estão limitados às condições para as quais foram desenvolvidos (AKSOY; KAVVAS, 2005) e são baseados na suposição da estacionariedade, ou seja, presume-se que as condições da área de estudo permaneçam inalteradas durante o estudo, portanto, eles não são capazes de prever as mudanças que ocorrem na bacia (MERRITT et al., 2003).

Nos modelos conceituais a bacia hidrográfica é representada por sistemas de armazenamentos internos (MERRITT et al., 2003; AKSOY; KAVVAS, 2005). Esses tipos de modelos incorporam os mecanismos básicos de erosão e do transporte de sedimentos em sua estrutura e tendem a incluir uma descrição geral dos processos que ocorrem na bacia, sem incluir detalhes específicos relacionados as interações entre os processos, o que exigiria informações detalhadas da bacia (MERRITT et al., 2003).

Os modelos físicos são aqueles baseados na solução de equações físicas fundamentais que descrevem o fluxo de água e de sedimentos. As equações padrões utilizadas nesses modelos são as equações da conservação da massa e da quantidade de movimento para o escoamento e equação da conservação da massa para o sedimento (MERRITT et al., 2003). Em teoria, os parâmetros usados em modelos físicos são mensuráveis e, portanto, são "conhecidos". Na prática, o grande número de parâmetros envolvidos e a heterogeneidade de características particularmente importantes em bacias hidrográficas, implicam na necessidade desses parâmetros serem frequentemente confrontados e calibrados contra dados observados.

De acordo com a forma que os modelos representam a variabilidade espacial da área na qual será aplicado, eles podem ser classificados em concentrados ou distribuídos (AKSOY; KAVVAS, 2005; BUARQUE, 2015). Um modelo concentrado utiliza valores únicos de parâmetros de entrada, sem considerar a variabilidade espacial da área de estudo, e resulta em saídas únicas. Um modelo distribuído, no entanto, utiliza parâmetros distribuídos espacialmente e fornece saídas também distribuídas espacialmente, levando em consideração explicitamente a variabilidade espacial do processo (AKSOY; KAVVAS, 2005).

Uma abordagem distribuída é particularmente aplicável a modelagem de transporte de sedimentos em escalas de bacias hidrográficas. Cada fonte de sedimento em uma bacia hidrográfica é caracterizada por seu tempo de viagem – o tempo gasto para que cada partícula erodida chegue à rede de drenagem. Normalmente, os modelos distribuídos envolvem a divisão a área de interesse unidades menores (grades retangulares, sub-bacias etc.) nas quais os cálculos básicos são realizados. Nesse tipo de abordagem as saídas para cada unidade são propagadas através do sistema de drenagem para gerar à saída na escala da bacia (MERRITT et al., 2003).

Segundo Buarque (2015) é possível ainda considerar a escala de aplicação dos modelos, como modelos para grandes bacias por exemplo.

3.3 Modelos para grandes bacias

A medição e o controle dos processos que regem a geração e o transporte de sedimentos em grandes bacias são complexos. Para uma predição do movimento dos

sedimentos em grandes bacias é necessário considerar os processos integrados de erosão e de transporte dos sedimentos e as variabilidades espaciais e temporais desses processos (BUARQUE, 2015). Consideram-se grandes bacias, neste estudo, aquelas que possuem área superior a 1.000 km² (HGE, 2013). Nessas escalas ocorrem grandes variações topográficas, diversos usos e tipos de solo, bem como variações dos processos hidrológicos, que são diretamente relacionados com a geração de sedimentos (BUARQUE, 2015).

Para a aplicação em grandes bacias é necessário adotar um modelo de erosão do solo e um critério de desagregação espacial para o processo de transferência de sedimentos até a rede de drenagem, além de um modelo para o transporte por essa rede até o exultório da bacia (MERRITT et al., 2003).

3.3.1 Modelos matemáticos para estimativa de perda de solo

Para a estimativa da perda de solo, as equações mais conhecidas e utilizadas são a USLE (*Universal Soil Loss Equation*) (WISCHMEIER; SMITH, 1978) e suas derivações, a RUSLE (*Revised Universal Soil Loss Equation*) e a MUSLE (*Modified Universal Soil Loss Equation*) (MERRITT et al., 2003; AKSOY e KAVVAS, 2005; BUARQUE, 2015; PANDEY et al., 2016). Esses modelos de erosão, desenvolvidos na década de 70, é amplamente utilizado em todo o mundo e embora desenvolvido para pequenas encostas, a USLE e suas derivações têm sido incorporadas à modelagem da erosão e do transporte de sedimentos em diversas escalas (MERRITT et al., 2003).

3.3.2 Modelos matemáticos para avaliação do transporte de sedimentos

Na engenharia fluvial, o sedimento é frequentemente considerado uma espécie de meio contínuo. Dois modelos matemáticos podem ser usados para descrever o fluxo em duas fases, sendo uma de água e outra de sedimentos, com base nesta suposição. Um é o modelo de dois fluidos que considera água e sedimento como dois fluidos (modelo acoplado) e estabelece as equações da continuidade e da conservação da quantidade de movimento para cada fase. O outro é o modelo de difusão (modelo desacoplado) que considera o movimento das partículas de sedimento como um fenômeno de fluxo de difusão na água e, portanto, estabelece as

equações da continuidade e da conservação da quantidade de movimento para a mistura de sedimentos e água e a equação de transporte (difusão) para as partículas de sedimento (WU, 2008). Embora as formulações de dois fluidos sejam mais gerais e fisicamente plausíveis, elas são mais complexas e a adoção do modelo de difusão tem sido mais utilizada.

A solução da fase líquida pode ser feita com diferentes formulações, desde as mais simples, como os modelos de onda cinemática, até soluções mais complexas, como os modelos hidrodinâmicos completos (LAI, 2005). Geralmente os modelos hidrodinâmicos unidimensionais resolvem as equações diferenciais da conservação da massa (continuidade) e conservação da quantidade de movimento (equações de Saint Venant) para fornecer no tempo e no espaço as variáveis do escoamento. Considerando a existência de contribuições laterais (q_l), essas equações podem ser escritas como:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q_l \quad (1)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha \cdot Q^2}{A} \right) + g \cdot A \cdot \frac{\partial h}{\partial x} + g \cdot A \cdot S_f = q_l \quad (2)$$

Onde: x é a coordenada espacial na direção do escoamento, A é a área da seção, $Q=A \cdot U$ é a vazão, sendo U a velocidade média na seção, h o nível d'água, g a aceleração da gravidade, t o tempo, S_f é a declividade e α um fator de correção da não uniformidade da velocidade na seção.

As equações de Saint-Venant não são suficientes por si só para determinar as modificações que possam ocorrer num canal de fundo móvel, tanto no tempo quanto no espaço, embora forneçam as variações que o escoamento possa sofrer. Assim, em soluções desacopladas, as equações da fase líquida devem ser solucionadas considerando a condição de fundo fixo, mantendo os valores das variáveis da seção constantes. Uma vez solucionada a fase líquida e determinadas as novas características do escoamento, pode-se utilizar uma equação de transporte de sedimentos para determinar o volume de sedimentos erodido ou depositado e as novas configurações da seção para o passo de tempo seguinte. A equação da continuidade de sedimentos simplificada, também conhecida como equação de Exner pode ser utilizada em abordagens como essa (BUARQUE, 2015).

$$(1 - \lambda) \frac{\partial A_b}{\partial t} + \frac{\partial Q_{sl}}{\partial x} = q_s \quad (3)$$

Onde: λ é a porosidade do material de fundo, A_b é a área da seção transversal, Q_{sl} é a descarga sólida volumétrica e q_s a contribuição lateral de sedimentos por unidade de largura.

A solução da equação de Exner representa a solução da fase sólida para a descarga do material do leito (Q_{sl}) e pode ser aplicada para diferentes classes de partículas, determinando o volume de sedimentos erodido ou depositado (BUARQUE, 2015). A solução pode ser obtida utilizando formulações matemáticas para a capacidade de transporte do escoamento, onde se busca estimar qual o valor da descarga sólida máxima possível de ser transportada pelo escoamento em determinada seção (VIEIRA da SILVA e WILSON JR, 2005).

3.3.3 Modelos integrados de erosão e transporte de sedimentos

Considerando os processos de erosão e transporte de sedimentos como complementares, existem os modelos que integram esses processos e realizam a ligação entre os módulos de geração de sedimentos na bacia com o de transporte pela rede de drenagem, fornecendo aos modelos distribuídos uma visão mais ampla e integrada dos processos que ocorrem nas bacias (BUARQUE, 2015).

O MGB-SED, modelo utilizado nesse estudo, se encaixa nessa categoria, acoplando um modelo de erosão a um modelo de transporte de sedimentos no canal. No módulo hidrológico o escoamento superficial é gerado de acordo com a abordagem Dunneana, e a evapotranspiração é calculada pela equação de Penman-Monteith. A propagação do escoamento na rede de drenagem pode ser feita pelo método de Muskingum-Cunge, pelo modelo Hidrodinâmico com a solução completa das equações de Saint Venant, e, em sua versão mais atual, pelo modelo Inercial.

O transporte de sedimentos no rio é realizado utilizando uma equação de difusão-advectação para partículas de silte e argila, e não há deposição ou erosão dessas partículas no canal. Também é permitida a troca lateral de sedimentos em suspensão entre os rios e suas planícies de inundação, onde pode existir a deposição dessas frações, mas não se considera o fenômeno de ressuspensão. Para a areia é utilizada a equação da continuidade de Exner, já que essas partículas são transportadas como carga de fundo, sofrendo processos de erosão e deposição no

canal. A erosão e a deposição no leito são calculadas como função da capacidade de transporte do escoamento conforme a equação de Yang (1984).

O módulo de transporte de sedimentos utiliza os resultados de vazão dos modelos de propagação de vazão e o aporte de sedimentos para propagar as cargas de sedimentos ao longo da rede de drenagem, considerando os processos de erosão ou deposição. Além disso a presença do módulo de planícies permite o amortecimento dos picos de concentrações de sedimentos e o retardo da propagação no canal (BUARQUE, 2015).

Dentre as limitações do MGB-SED, o modelo só representa os processos de erosão e deposição no canal dos sedimentos que correspondem a areia, porém, ele não considera as modificações que ocorrem nas seções devido a esses processos (PONTES et al., 2017).

3.4 Conectividade dos sedimentos

Um conceito que vem sendo muito utilizado na avaliação da dinâmica dos sedimentos é a conectividade, que descreve a eficiência da transferência de material entre componentes da paisagem, como encostas e rios dentro de uma rede fluvial (WOHL et al., 2018) Esse conceito tem recebido cada vez mais atenção na hidrologia e geomorfologia desde o final dos anos 1990 sendo amplamente aceito como um grande paradigma e estrutura para a análise do escoamento e transporte de sedimentos em diversas bacias hidrográficas (BRIERLEY et al., 2006; FRYIRS et al., 2007; WOHL et al., 2019), podendo ser considerada uma peça chave para o entendimento da dinâmica de sedimentos em bacias hidrográficas (ZANANDREA et al., 2020).

A conectividade dos sedimentos pode ser definida como a transferência de sedimentos de uma determinada fonte para uma área à jusante, em um sistema por meio de seu destacamento e transporte. Ou seja, a conectividade trata do grau de ligação que controla os fluxos de sedimentos ao longo da paisagem. (CAVALLI et al., 2013; BRACKEN et al., 2015; LIZAGA et al., 2016). Nas bacias hidrográficas, a conectividade dos sedimentos ocorre entre as zonas geomórficas da paisagem, em encostas, entre encostas e canais e dentro de canais (LIZAGA et al., 2016).

A conectividade dos sedimentos emerge da configuração espacial das formas de relevo, bem como do arranjo espacial de processos hidrogeomórficos que

controlam as taxas de transferência de água e de sedimentos. Esse conceito é um dos pilares da construção da geomorfologia moderna, auxiliando tanto em questões científicas básicas, como em abordagens mais complexas (HECKMANN et al., 2018).

Segundo Zanandrea et al (2020) uma característica diretamente relacionada à conectividade é o acoplamento da paisagem. Esse acoplamento pode ser entendido como um aspecto da resistência estrutural da paisagem e definidos por meio de três estados de acoplamento: não acoplados, acoplados e desacoplados. As unidades da paisagem não acopladas não possuem ligações entre elas; unidades de paisagem acopladas tem livre transferência de matéria e energia entre elas, como água e sedimentos, por exemplo; unidades de paisagem desacopladas já foram acopladas, porém, como resultado da deposição, se tornaram desacopladas. A partir desses conceitos, pode-se observar a origem do conceito de conectividade.

De acordo com Heckmann et al. (2018) a questão da entrega de sedimentos foi relacionada ao acoplamento geomórfico, e posteriormente para a conectividade dos sedimentos (FRYIRS, 2013). O tipo de (des)acoplamento, podendo também ser chamado de desconectividade, é controlada pela localização das correspondentes formas de relevo, ou seja, seu posicionamento em relação à direção de transporte de sedimentos.

Esse fato demonstrou ser crítico para o entendimento do transporte de sedimento. Em um contexto mais geral, a (des)conectividade de um sistema é parte do problema da escala de ligação, ou seja, a transferência de resultados de uma escala de investigação para outra. Por exemplo, o (des)acoplamento encosta-canal modera como as propriedades e processos de escala menor combinam para influenciar nas propriedades ou respostas em uma escala maior (HECKMANN et al., 2018).

Estruturas em larga escala podem influenciar o sequenciamento espacial da morfologia do canal e a intensidade da transferência de sedimentos. A conectividade entre unidades espaciais (por exemplo, formas de relevo) é um importante impulsionador da dinâmica do sistema. Mudanças no estado de acoplamento dos componentes do sistema (ou seja, mudanças na conectividade) podem levar a mudanças na morfodinâmica e na provisão de sedimentos.

A relevância da conectividade para sistemas geomórficos exige sua avaliação e quantificação (HECKMANN et al., 2018). Para essa avaliação faz-se necessário definir alguns conceitos dentro do campo da conectividade dos sedimentos. Ela pode

ser definida, por exemplo, por meio dos vetores responsáveis pelo movimento dos sedimentos, como a água, o vento e a fauna por exemplo, uma vez que os processos que determinam a conectividade dos sedimentos estão relacionados com a estrutura geomorfológica da paisagem e os componentes da conexão (ZANANDREA et al., 2020).

No que se refere ao vetor de transporte dos sedimentos pela água, Pringle (2001) definiu a conectividade hidrológica, que é a transferência de matéria, energia e organismos entre ou dentro de elementos do ciclo hidrológico através da água. Uma das importantes matérias que têm sua transferência efetivada através do fluxo de água é o sedimento, entretanto, essa definição não se limitou a transferência de sedimentos, dessa forma, para limitar ao transporte de sedimentos quando o vetor de transporte é a água Zanandrea et al. (2017) definiu o termo conectividade hidrossedimentológica.

Assim, os conceitos de conectividade hidrológica, de sedimentos e hidrossedimentológica apresentados possuem diversas interfaces, justamente por isso podem ser confundidos em algumas situações. Com intuito de evitar possíveis equívocos, faz-se necessária a abordagem teórica destes conceitos. Para uma melhor compreensão das diferentes tipologias de conectividade, é necessário o conhecimento da variedade de técnicas e abordagens sobre o tema, visto a diversidade de interpretações dos pesquisadores que abordam o conceito sobre diferentes perspectivas (ZANANDREA et al., 2020).

De acordo com Heckmann et al. (2018), a conectividade reflete a continuidade e a força dos caminhos do fluxo de água e dos sedimentos em um determinado intervalo de tempo. A configuração espacial dos componentes do sistema representa a conectividade estrutural, enquanto a conectividade funcional é inferida a partir da dinâmica dos processos do sistema. Desse modo, o componente estrutural, ligado às características geomorfológicas, fornece aspectos espaciais à conectividade. Já a funcional, ligada às propriedades hidrológicas, traz uma escala de temporalidade à conectividade.

A conectividade dos sedimentos surge em diferentes escalas espaciais, e temporais. Conseqüentemente, diferentes aspectos da conectividade de sedimentos são relevantes para diferentes problemas científicos. Heckmann et al. (2018) selecionaram em seu trabalho três escalas espaciais. A escolha dessas escalas foi pragmática, implicando em disponibilidade de dados em uma resolução adequada, e

o reconhecimento que os processos que operam em diferentes escalas podem ser diferentes (ao compartilhar as mesmas forças externas), que precisaram ser refletidas em diferentes conjuntos de variáveis de resposta para índices de conectividade. Além disso, cada escala foi ligada a uma aplicação "típica" para a qual a conectividade de sedimentos é crítica. São elas:

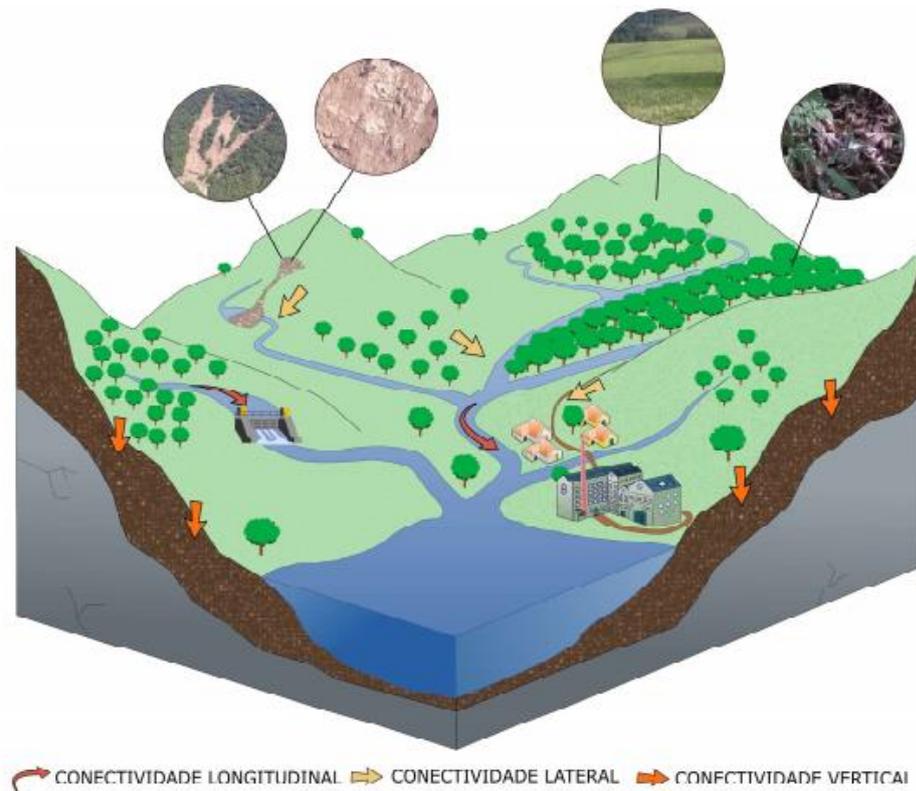
I. A geração de escoamento superficial e a erosão do solo ocorrem na escala do terreno / encosta, e a conectividade afeta os fluxos correspondentes para a rede de drenagem (conectividade lateral);

II. Na rede de drenagem, a conectividade longitudinal pode ser vista como a ligação entre os alcances do canal em relação a transferência de sedimentos;

III. As ligações laterais (ou seja, encosta-canal) e longitudinais (ou seja, dentro do canal) combinam, ou interagem, para determinar a transferência de sedimentos para a saída da rede de drenagem.

Um outro tipo de variação espacial da conectividade é a conectividade vertical (BRIERLEY et al., 2006). A Conectividade Vertical refere-se às trocas químicas, biológicas e hidrológicas que ocorrem entre superfície e subsuperfície, controladas pela textura do material da superfície. Essas variações espaciais da conectividade podem ser visualizadas na Figura 1. No que tange a variação temporal da conectividade dos sedimentos, ela está diretamente relacionada com a magnitude e a frequência de eventos efetivos (FRYIRS et al., 2007).

Figura 1 - Dimensões, componentes e características da conectividade dos sedimentos.



Fonte: Zanandrea et al (2020).

3.4.1 Avaliação da conectividade de sedimentos por meio de índices

Segundo Heckmann et al. (2018) o problema básico na avaliação da conectividade é entender se essa avaliação deve ocorrer entre as formas do relevo, nas encostas e canais, nos alcances do canal nas porções de bacias hidrográficas ou entre bacias hidrográficas. Conseqüentemente, as variáveis de resposta que compõem um específico índice de conectividade, precisam ser determinadas para cada unidade fundamental respectiva.

Para isso, existem diversas variáveis que podem compor os índices de conectividade hidrossedimentológica. Essas variáveis podem ser hidrológicas, quando relacionadas à geração de escoamento responsável pela ligação entre diferentes locais; geomorfológicas, quando relacionadas às características da paisagem que facilitam ou impedem o fluxo hidrossedimentológico, e sedimentológicas, quando relacionadas às características dos sedimentos a serem transferidos (ZANANDREA et al., 2020).

Os parâmetros que compõem essas variáveis podem ser classificados de acordo com suas variabilidades temporais. Consideram-se permanentes aqueles que não alteram suas características durante o período de análise, enquanto os transientes possuem variabilidade temporal, como no caso das precipitações e da taxa de infiltração. É importante ressaltar que, dependendo da escala temporal de análise, essas variáveis podem assumir diferentes regimes, como, por exemplo, a cobertura do solo que, dentro de uma análise de anos, sofrerá mudanças (HECKMANN et al., 2018).

Para entender melhor o índice de conectividade é necessário uma compreensão melhor dos componentes estruturais e funcionais da conectividade (HECKMANN et al., 2018). Esses componentes são constituídos por um conjunto de variáveis específicas, que juntos caracterizarão o grau de conectividade dos sedimentos da área de interesse.

A conectividade estrutural está relacionada às propriedades de elementos que constituem os canais e superfícies pelas quais a água e os sedimentos percorrerão até um ponto de deposição (HECKMANN et al., 2018). Alguns dos elementos que compõem a conectividade estrutural são: declividade, rede de canais de drenagem, comprimento do percurso, área efetiva de contribuição e rugosidade do terreno.

A declividade do terreno influencia significativamente na conectividade. Ambientes com declives acentuados contribuem para a geração de escoamentos superficiais com alta erosividade, uma vez que altos gradientes de declividade aumentam as tensões cisalhantes atuantes. Em contrapartida, relevos mais suaves contribuem para a atenuação da energia de escoamento e, por consequência, favorecem a deposição dos sedimentos (HECKMANN et al., 2018).

Além da declividade, existem outras variáveis topográficas importantes, tais como: a curvatura do terreno, que determina a convergência ou divergência dos escoamentos; a rugosidade da superfície, que influencia as características hidráulicas, alterando velocidades e regimes de escoamento conforme as características da superfície; anisotropia topográfica, que indica a falta de uniformidade no terreno e a distribuição de fossos/barreiras, que podem gerar desconectividade na paisagem (HECKMANN et al., 2018; ZANANDREA et al., 2020).

A conectividade funcional é composta por variáveis que condicionam a geração de escoamento superficial, que é o principal vetor de ligação dos sedimentos entre pontos da paisagem. Algumas das variáveis que podem ser utilizadas nessa

quantificação são: precipitação, índice de precipitação antecedente, condutividade hidráulica, permeabilidade e infiltração. Esses parâmetros podem ser obtidos a partir de séries de dados monitorados e medidos em campo e a partir de dados fornecidos por modelos hidrossedimentológicos (ZANANDREA et al., 2020).

A quantificação da conectividade funcional ainda é um desafio para os pesquisadores da área; e diversas outras variáveis podem ser utilizadas para essa quantificação. No entanto, o desafio maior reside no entendimento da interação das variáveis na representação da conectividade funcional junto à estrutural, representando a conectividade hidrossedimentológica. Ambos os componentes não devem ser tratados de maneira isolada para uma representação da conectividade real dos sedimentos (ZANANDREA et al., 2020).

Desde o final da década de 1980, graças ao rápido aprimoramento das tecnologias de Sistemas de Informação Geográfica (SIG) e a crescente disponibilidade e qualidade de Modelos Digitais de Elevação (MDE), várias metodologias foram desenvolvidas para modelar, por meio de uma abordagem espacialmente distribuída, a influência da topografia na erosão e produção de sedimentos (HECKMANN et al, 2018). Sendo que a abordagem convencional enfatizava a concentração dos processos erosivos e a perda de solo em áreas-fonte, mas o conceito de conectividade se distinguiu ao se concentrar nos caminhos e na extensão das conexões entre fontes e depósitos potenciais ao longo das rotas de fluxo e sedimentos, em vez de agrupar características da bacia hidrográfica e quantificar resultados em áreas específicas.

Seguindo as descobertas várias combinações de área de declive e declive local foram utilizados para implementar modelos matemáticos e índices baseados em topografia (HECKMANN et al, 2018). Com isso, foram desenvolvidas várias abordagens para quantificar a conectividade, mas o avanço veio com o Índice de Conectividade (IC) desenvolvido por Borselli; Cassi; Torri. (2008), que serviu de base para muitos modelos subsequentes. A transformação do cálculo do Índice de Conectividade (IC) em uma ferramenta de software acessível permitiu sua aplicação pela comunidade de pesquisadores (CREMA e CAVALLI, 2018).

3.4.2 Índice de conectividade de Borselli

Nos últimos anos, a necessidade crescente de caracterização quantitativa da ligação entre as unidades de paisagem que poderiam se beneficiar dos dados topográficos de alta resolução levaram a um crescente interesse em índices geomorfométricos, a fim de abordar qualitativamente a conectividade dos sedimentos (HECKMANN et al., 2018).

Borselli; Cassi; Torri. (2008) desenvolveram um índice bem-sucedido denominado Índice de Conectividade (IC). O IC é um índice distribuído baseado em tecnologia *G/S* focado principalmente na influência da topografia na conectividade dos sedimentos, levando em consideração também algumas informações relacionadas à cobertura do solo. O mapa de IC visa representar a conectividade potencial entre os componentes da bacia componentes. O IC é definido como:

$$IC = \log_{10} \frac{D_{up}}{D_{dn}} \quad (4)$$

Onde: D_{up} (*Upslope component*) e D_{dn} (*Downslope componente*) são os potenciais de deposição do sedimento produzido a montante e jusante respectivamente.

O componente D_{up} é estimado por:

$$D_{up} = \overline{WS}\sqrt{A} \quad (5)$$

Onde: W é o fator de ponderação médio (adimensional) à montante da área de contribuição. S é o gradiente de declive médio da área de contribuição da vertente (m/m) e A é a área de contribuição do declive (m²).

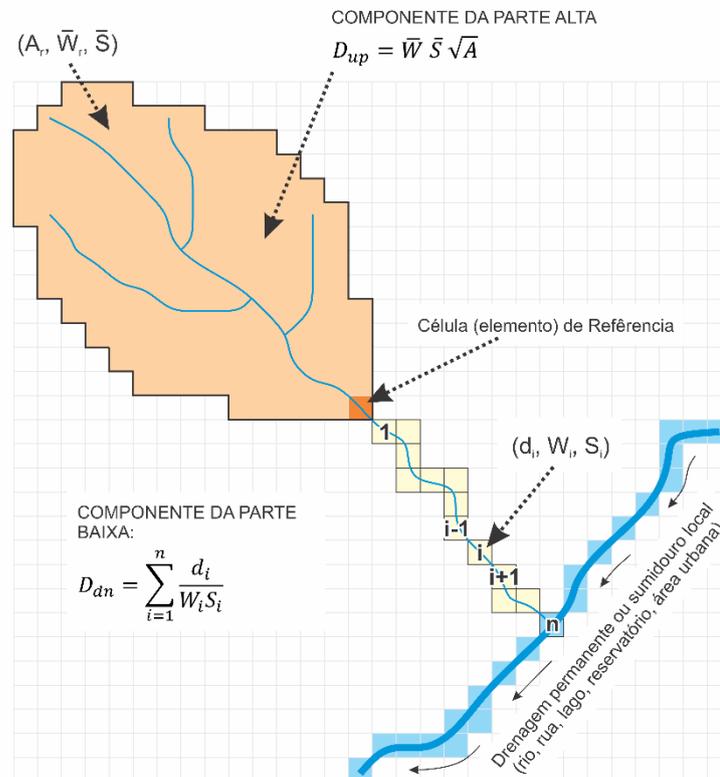
O componente D_{dn} considera o tamanho do caminho do fluxo potencial que o sedimento precisa percorrer a fim de atingir um determinado ponto. Ele é expresso por:

$$D_{dn} = \sum_i \frac{d_i}{W_i S_i} \quad (6)$$

Onde: d_i é o comprimento do caminho do fluxo ao longo da i -ésima célula (m), W_i e S_i são fatores de ponderação e o gradiente de inclinação da i -ésima célula

respectivamente. Esquemáticamente o cálculo do IC pode ser visualizado na Figura 2:

Figura 2 – Ilustração esquemática para o cálculo do IC.



Fonte: Adaptado de Borselli, Cassi e Torri (2008).

Segundo Borselli; Cassi; Torri (2008), para compreender e obter o IC é necessário avaliar as características morfométricas da bacia. É importante ressaltar que o “W” representa o fator de impedância e/ou rugosidade do terreno, sendo trabalhado a partir da rugosidade do terreno em si (CAVALLI et al, 2013), ou inserindo informações do uso e cobertura da terra (BORSELLI; CASSI; TORRI, 2008; SOUZA e HOOKE, 2021).

3.5 Conectividade e modelagem hidrossedimentológica

Modelos matemáticos estão sendo usados desde o final dos anos 1960 para descrever matematicamente os processos hidrológicos e o transporte de sedimentos através de bacias hidrográficas, seja com o propósito específico de prever a produção de sedimentos ou para analisar processos e suas interações (BAARTMAN et al., 2020).

Muitos modelos de erosão e transporte de base física foram desenvolvidos quando o foco principal do modelo e/ou a única possibilidade era o hidrograma de saída e a produção de sedimentos (modelos concentrados). No entanto, muitos modelos espacialmente distribuídos foram criados, prevendo o padrão espacial das taxas de erosão (BAARTMAN et al., 2020).

Resumidamente, o principal objetivo dos modelos matemáticos é quantificar a complexa dinâmica de redistribuição de água e sedimentos dentro de uma bacia hidrográfica, enquanto os índices de conectividade geralmente são uma combinação de várias variáveis conhecidas conceitualmente por controlar a organização espacial e intensidade dos fluxos de sedimentos em uma paisagem (HECKMANN et al., 2018) e muitas vezes são mais estáticos do que os modelos.

Atualmente na geomorfologia há uma compreensão substancial dos mecanismos de entrega e armazenamento de sedimentos em bacias hidrográficas, e existem métodos bem estabelecidos para modelá-los, mas ainda não existe um entendimento de como esses processos são acoplados ou desacoplados em vários tipos de bacias (FRYIRS, 2013).

Conseqüentemente, no século XXI, um novo olhar sobre a abordagem da transferência de sedimentos foi lançado. Walling (1983) afirma que a simples abordagem da entrega de sedimentos deve ser substituída por um modelo que reconheça os vários processos envolvidos no movimento dos sedimentos da área de origem da bacia hidrográfica até sua saída, e que possa levar em conta a variabilidade espacial dentro do sistema e as várias constantes envolvidas.

O desafio está no desenvolvimento de estruturas e modelos que possam melhorar a resolução espaço-temporal e especificar a proveniência, o tempo, as mudanças nas taxas de erosão, deposição e transporte de sedimentos.

Isso significa que é necessária uma abordagem mais sofisticada dentro dos modelos, que leve em conta a (des)conectividade espacial e temporal para que o

funcionamento do fluxo de sedimentos seja explicado e as alterações na dinâmica interna sejam compreendidas ou previstas (FRYIRS, 2013).

Em consonância com o valor do conceito de conectividade, trabalhos recentes têm enfatizado que a conectividade da água e dos sedimentos pode ser mais importante do que as taxas de erosão interna da bacia hidrográfica (BOARDMAN et al., 2019), sistemas altamente conectados causam impactos fora do local e incômodos sociais ou ecológicos, como inundações, não necessariamente relacionadas diretamente a altas taxas de erosão em campo. Nunes et al., (2018) concluíram que os modelos hidrológicos e geomorfológicos de bacias hidrográficas podem ser substancialmente aprimorados ao melhorar a forma como os modelos representam a conectividade da paisagem.

Nesse sentido, Fryirs (2013) afirma que existem alguns problemas em representar as características de produção e transferência de sedimentos em uma bacia por um único número, como taxa de entrega de sedimentos, por exemplo, pois a diversidade espacial do clima, topografia, e uso da terra produzem uma variabilidade local considerável na resposta de entrega de sedimentos. Portanto, é necessário um modelo que capture essa variabilidade, seja ela manifestada na sub-bacia ou na escala de captação.

Dessa forma, a comunidade científica das geociências abraçou a conectividade como um conceito valioso, e avanços significativos foram feitos em sua aplicação. No entanto, ainda há um potencial considerável para o desenvolvimento e aplicações adicionais desse conceito (BAARTMAN et al., 2020).

A simulação explícita dos processos de conectividade em modelos numéricos ainda é relativamente limitada (KEESSTRA et al., 2018). Essencialmente, todos os modelos espacialmente explícitos que produzem mapas de escoamento superficial e redistribuição de sedimentos podem ser usados para inferir a conectividade, quer sejam modelos de erosão baseados em processos, modelos hidrológicos, ou modelos de evolução da paisagem (BAARTMAN et al., 2020).

Um desenvolvimento considerável para o conceito de conectividade seria integrar os modelos matemáticos de transporte de sedimentos com a análise da (des)conectividade (FRYIRS, 2013). Alguns estudos comparam ou acoplam modelos numéricos e índices de conectividade: López-Vicente et al. (2015, 2013) acoplaram o modelo *Revised Morgan-Morgan-Finney* (RMMF) (MORGAN, 2001) e o Índice de Conectividade - IC (BORSELLI; CASSI; TORRI, 2008). Eles usaram os mapas de IC

como um proxy para a eficácia da captura de sedimentos, que é então utilizado no modelo RMMF para calcular o escoamento efetivo. Seus resultados mostram que a inclusão dos mapas de IC foi particularmente útil para os elementos lineares (canais de drenagem, paredes de terraço) com alta conectividade levando a uma melhor previsão do escoamento.

Avanços na tecnologia computacional, imagens de sensoriamento remoto e informações geográficas têm ajudado no desenvolvimento de técnicas de mapeamento mais precisas para determinar a distribuição espacial de sedimentos em bacias. O que está faltando é uma abordagem unificadora que permita examinar a estrutura interna da bacia e a função da cascata de sedimentos em uma gama de escalas espaciais e temporais. Portanto, aliar modelos hidrossedimentológicos com o conceito de conectividade pode permitir uma melhor interpretação e análise de como ocorre efetivamente o transporte dos sedimentos em bacias hidrográficas (FRYIRS, 2013).

Em resumo, a conectividade agora é reconhecida como um aspecto crucial das geociências, e sua aplicação em modelos numéricos tem se mostrado promissora para melhorar as previsões e entender o comportamento dos sistemas terrestres. No entanto, ainda há espaço para mais avanços e pesquisas na incorporação da conectividade em técnicas de modelagem e análise (BAARTMAN et al., 2020).

Segundo Baartman et al (2020); Heckmann et al. (2018) e Keesstra et al., 2018) embora avanços estejam sendo feitos no uso da conectividade na modelagem hidrológica e de erosão do solo, ainda há limitações e deve ser aprimorada. A capacidade de simular processos de conectividade de forma explícita em modelos é relativamente limitada até o momento, mas alguns estudos estão começando a explorar essa abordagem.

A aplicação de índices de conectividade e a comparação com modelos numéricos são áreas de pesquisa promissoras que podem levar a um melhor entendimento da conectividade em paisagens e bacias hidrográficas além do destaque da quantificação da conectividade como uma necessidade, dada sua relevância no funcionamento de sistemas geomórficos.

4 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo do presente trabalho é a bacia hidrográfica do rio Doce, localizada nos estados de Minas Gerais e Espírito Santo. A bacia do rio Doce situa-se na região Sudeste, entre os paralelos 17°45' e 21°15' S e os meridianos 39°30' e 43°45' W, integrando a região hidrográfica do Atlântico Sudeste. Esta bacia, com uma área de drenagem de aproximadamente 86.715 km², dos quais 86% pertencem ao Estado de Minas Gerais e o restante ao Espírito Santo (PIRH, 2010). A bacia hidrográfica compreende 225 municípios, cujos territórios estão totalmente ou parcialmente nela inseridos, sendo 200 mineiros e 25 capixabas. São 209 sedes municipais localizadas no território da bacia, com uma população residente de aproximadamente 3,6 milhões de habitantes (SPR, 2016).

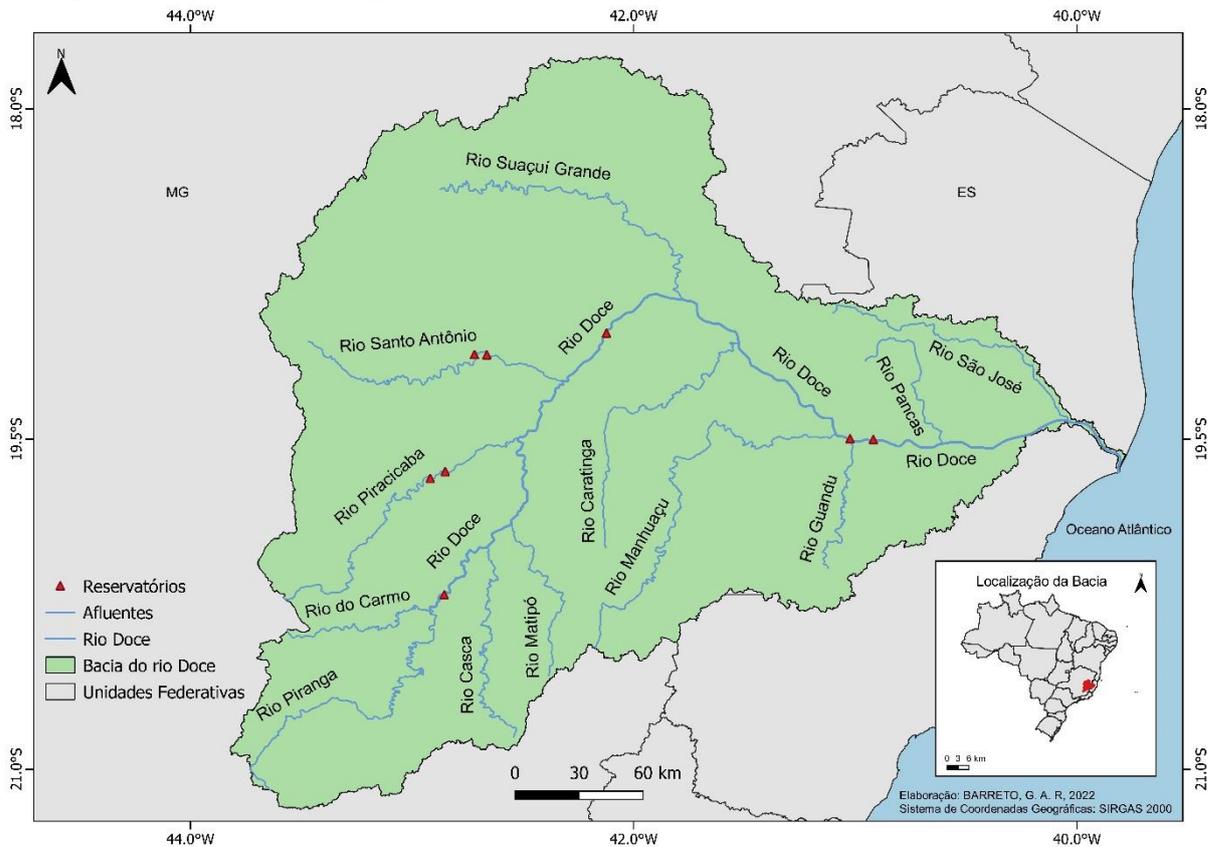
O rio Doce recebe esse nome a partir da confluência dos rios Piranga e do Carmo, entre as cidades de Ponte Nova, Rio Doce e Santa Cruz do Escalvado, em Minas Gerais. O curso d'água principal da bacia percorre 888 km desde a nascente do rio Xopotó até a sua foz no Oceano Atlântico localizada no município de Linhares, Estado do Espírito Santo (SPR, 2016).

Os principais afluentes do rio Doce pela margem esquerda são os rios do Carmo, Piracicaba, Santo Antônio, Corrente Grande e Suaçuí Grande, em Minas Gerais; São José e Pancas no Espírito Santo. Já pela margem direita são os rios Casca, Matipó, Caratinga/Cuieté e Manhuaçu em Minas Gerais; Guandu, Santa Joana e Santa Maria do Rio Doce no Espírito Santo (PIRH, 2010).

A bacia do rio Doce apresenta um importante potencial hidrelétrico, sendo os principais reservatórios instalados na bacia: Candonga, Baguari, Aimorés e Mascarenhas localizados no rio Doce; Salto Grande e Porto Estrela localizados no rio Santo Antônio; Guilman-Amorim e São Carvalho localizados no rio Piracicaba (ANA, 2016). Esses reservatórios podem ser visualizados na Figura 3.

Há ainda 29 pequenas centrais hidrelétricas (PCHs) em operação e outros 148 outros aproveitamentos hidrelétricos na bacia, em funcionamento ou em outras fases de implantação, segundo dados da Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL).

Figura 3 - Bacia hidrográfica do Doce, principais afluentes e reservatórios.



Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

4.1 Relevo

Na bacia do rio Doce o relevo é bastante acidentado, sendo que a bacia pertence à porção do território brasileiro caracterizada por um “mar de morros”. A existência de declividades elevadas limita as atividades econômicas e a ocupação urbana do solo. O relevo movimentado condicionou a produção do espaço urbano na bacia, que se concentrou junto ao talvegue dos cursos de água, em áreas suscetíveis a inundações (SPR, 2016).

Encontram-se na área da bacia do rio Doce seis unidades geomorfológicas: Planaltos Dissecados do Centro-Sul e do Leste de Minas, Depressão do Rio Doce, Serra do Espinhaço, Quadrilátero Ferrífero, Superfícies aplainadas sublitorâneas e Planície Fluvio-marinha (PIRH, 2010).

- Os Planaltos Dissecados do Centro-Sul e do Leste de Minas correspondem a mais extensa unidade geomorfológica, ocupando cerca de 70% da área. É constituída predominantemente por formas de dissecção fluvial do tipo colinas, cristas, pontões e vales encaixados. Na parte de colinas, observa-se

uma predominância de colinas côncavo-convexas com vales em V, vertentes ravinadas e cristas geralmente associadas às colinas. Os topos encontram-se a 850-900m em média e as cristas atingem até 1.300m na zona de encostas do Espinhaço, decrescendo as altitudes em direção ao rio Doce. Essa região possui drenagem bastante densa e o padrão é predominantemente dendrítico. Os vales são encaixados, com desníveis topo-vale da ordem de 100 a 200m. Na zona dos pontões encontram-se elevações rochosas de topo arredondado e vertentes convexas abruptas. As altitudes são muito variáveis, nos topos as cotas altimétricas chegam a 700-800m, enquanto nas associações com colinas, cristas e pontões os topos variam de 900 a 1300m (PIRH, 2010);

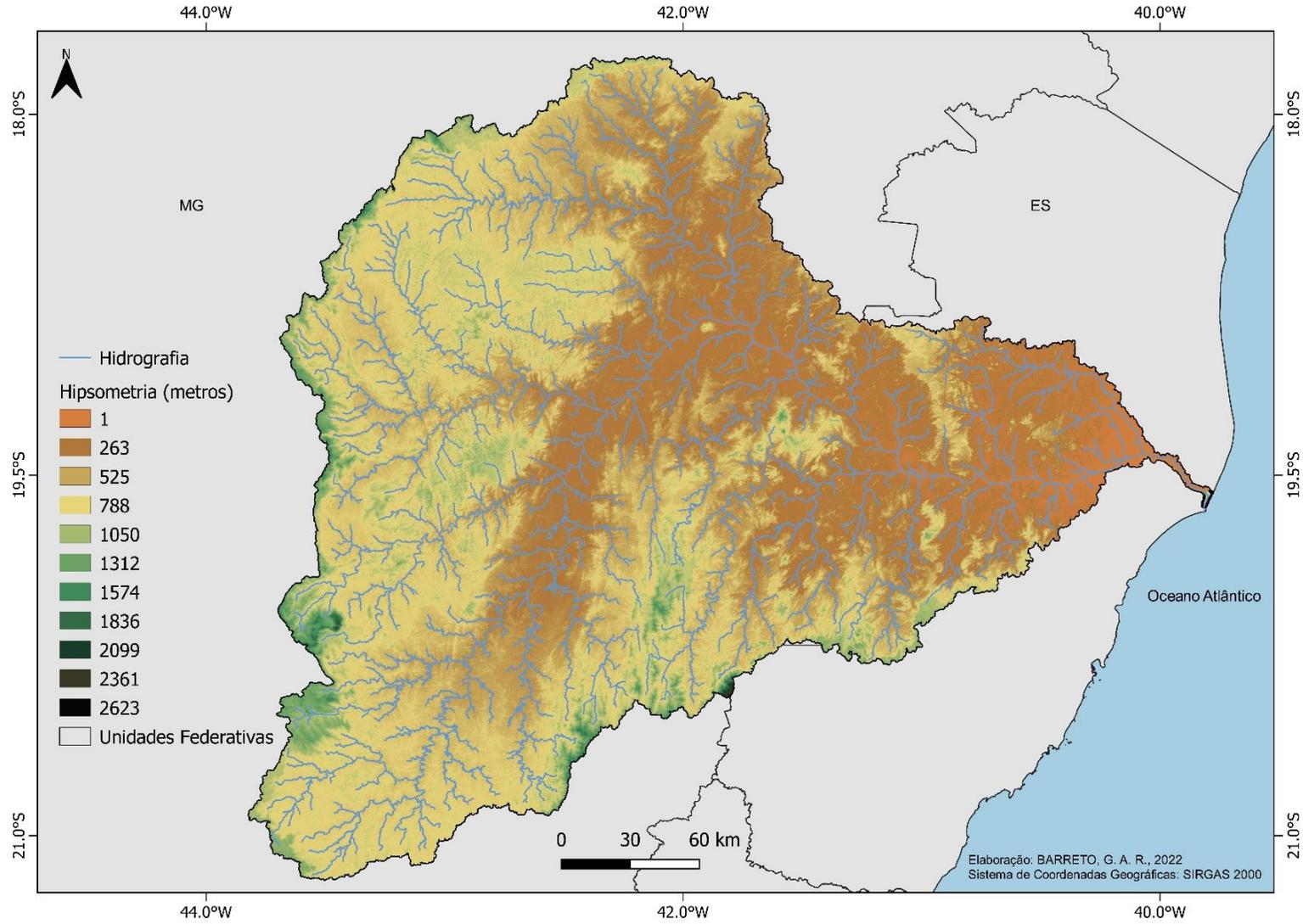
- A Depressão do rio Doce instalada ao longo do rio e seus afluentes, é uma zona rebaixada com altitudes variando de 250 a 500m, configurando-se como uma depressão interplanáltica (PIRH, 2010);
- Na unidade morfoestrutural da Serra do Espinhaço distinguem-se dois setores: um constituído predominantemente de cristas, picos com vales encaixados e vertentes retilíneas íngremes e extensos escarpamentos, com topos em torno de 1300 – 1500 metros. O outro setor é constituído por formas de colinas, em associação com cristas, com altitudes mais rebaixadas, com médias de 850 a 1000m. Nesta unidade encontram-se as cabeceiras do rio Santo Antônio, afluente da margem esquerda do rio Doce (PIRH, 2010);
- O Quadrilátero Ferrífero caracteriza-se por um conjunto de relevos acidentados, localizado na extremidade sudoeste da área. Apresenta altitudes elevadas, que variam de 1.100 a 1700m, sendo que na Serra do Caraça atingem até 2.064m (PIRH, 2010);
- As superfícies aplainadas sublitorâneas correspondem à área de transição entre as formações litorâneas e as colinas elevadas dos Planaltos Dissecados do Centro-Sul e do Leste de Minas. Caracterizam-se por extensas áreas planas e um conjunto de interflúvios tabulares elaborados sobre sedimentos terciários do Grupo Barreiras. À leste, na transição para a planície fluviomarinha, esta superfície encontra-se bem preservada, caracterizando-se por baixas altitudes,

que variam de 195 a 60m, apresentando um caimento gradativo na direção sudeste até as proximidades de Linhares. No contato com os planaltos, as altitudes são mais elevadas (300m), (PIRH, 2010);

- As planícies fluviomarinhas são constituídas por planícies fluviais e terraços de origem marinha e fluviomarinha, englobando os sedimentos aluviais e marinhos depositados ao longo do rio Doce até a sua foz. A planície apresenta relevo plano a suave ondulado, sendo constituída de material acumulativo, do tipo aluvial e coluvial, com larguras e extensões variadas. A proximidade com o litoral é marcada pela influência marinha na formação de mangues (PIRH, 2010).

O relevo da bacia hidrográfica do rio Doce, representado na figura 4, as altitudes foram classificadas em onze classes de intervalos iguais.

Figura 4 – Hipsometria da bacia do rio Doce.



Fonte: Elaborado pelo autor, com dados extraídos de *Earth Data - NASADEM* (2023).

4.2 Uso e ocupação da terra

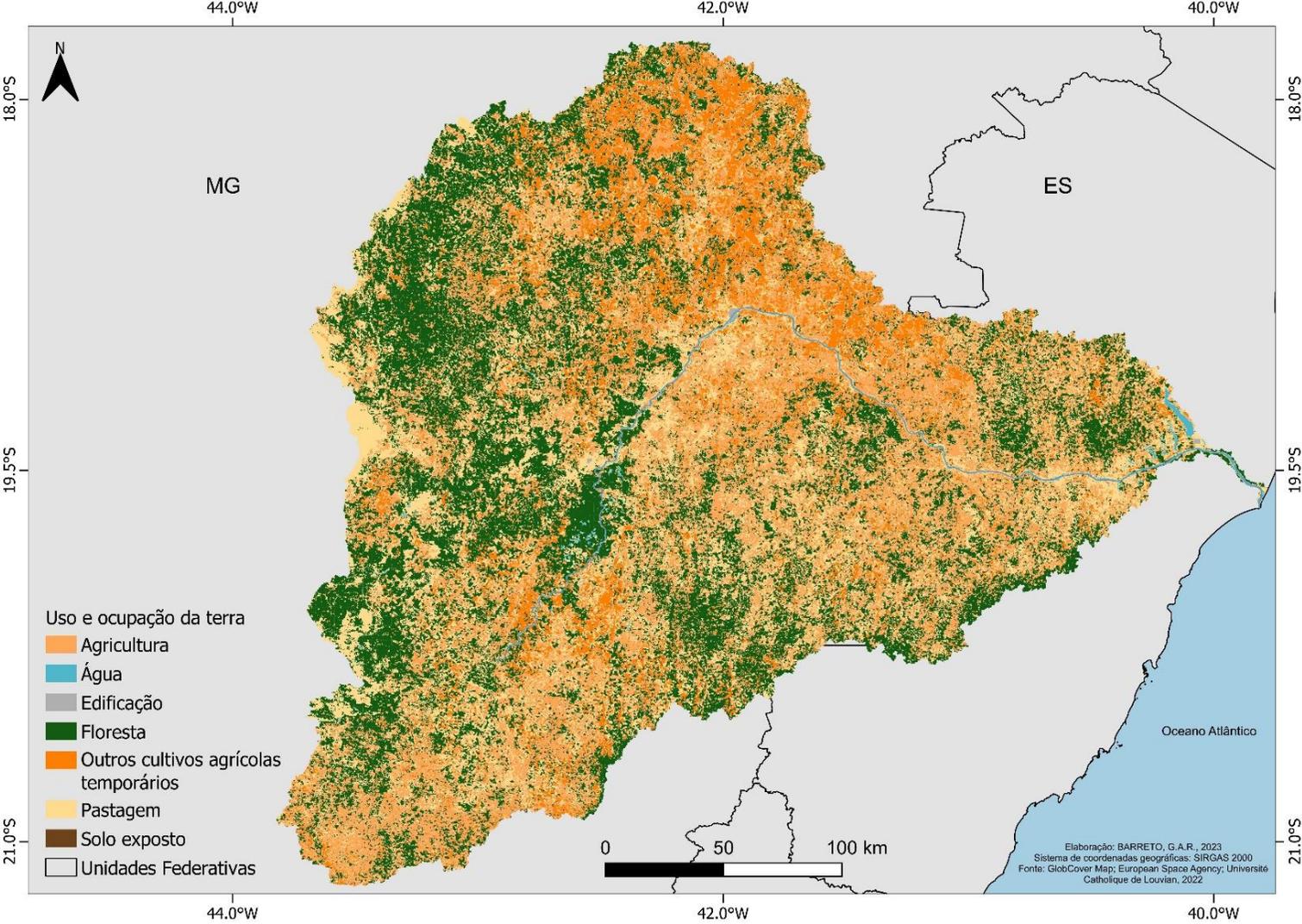
A bacia do rio Doce apresenta um quadro de grande supressão da cobertura vegetal, restando os remanescentes florestais restritos às áreas mais declivosas do terreno. As pastagens encontram-se bastante degradadas, o que proporciona uma superfície suscetível à erosão do solo, formando volumes expressivos de sedimentos que são carregados aos cursos d'água (SPR, 2016).

A retirada da cobertura vegetal contribui para a remoção dos solos pela aceleração dos processos morfodinâmicos indicados por ravinas e sulcos. As características de solos e relevo levam a bacia do rio Doce a uma condição de fragilidade no tocante à susceptibilidade a erosão. Com efeito, 58% da área da bacia se encontra-se na categoria de susceptibilidade forte e 30% na categoria de susceptibilidade média (SPR, 2016).

De acordo com o mapeamento elaborado a partir do projeto *GlobCover* da *European Space Agency* - ESA em parceria com a *Université catholique de Louvain* que contém informação de uso e ocupação da terra baseada em imagens do sensor MERIS FRS (*Medium Resolution Imaging Spectrometer Instrument*) do satélite ENVISAT (*ESA Environmental Satellite*) levantadas ao longo do ano de 2009, com resolução espacial de 300 metros a distribuição da cobertura do solo para a área de estudo ocorre da seguinte maneira: aproximadamente 33% correspondem a florestas; 23% a pastagens; 44% a agricultura; 0,04% de áreas semi-impermeáveis (áreas de mineração, áreas urbanas, aeroportos, afloramentos rochosos e rodovias) e 0,4% correspondendo a corpos d'água (ARINO et al., 2012). O mapa recortado para a área de estudo contendo as sete classes de uso e ocupação da terra pode ser visualizado na Figura 5. Ressalta-se que a resolução espacial original de 300 metros foi reamostrada para a resolução espacial de 30 metros por pixel, a mesma resolução do MDE.

O forte desmatamento e a má utilização dos solos provocaram na região um intenso processo de erosão, fazendo com que os sedimentos gerados sejam transportados até os cursos d'água, provocando um sério problema de assoreamento, principalmente no baixo curso do rio Doce (PIRH, 2010).

Figura 5 – Uso e ocupação da terra na Bacia Hidrográfica do rio Doce.



Fonte: Elaborado pelo autor com dados extraídos de *GlobCoverMap* (2009).

4.3 Pedologia

Na bacia do rio Doce predominam Latossolos Vermelho Amarelos e Argissolos Vermelhos perfazendo 77,2% da área da bacia. Além desses, outros tipos de solo estão presentes na bacia como: Latossolos e Argissolos, Neossolos Litólicos, Gleissolos e Cambissolos (PIRH, 2010). Os Latossolos e Argissolos são caracterizados como solos profundos, bem drenados, enquanto os demais são solos rasos com alto potencial de geração de escoamento superficial. A Tabela 1 contém as classes, áreas e porcentagem ocupada pelos solos na bacia do rio Doce.

Tabela 1 - Classes, áreas e porcentagem ocupada pelas diferentes tipologias de solos na bacia do rio Doce

Classes de Solo	Área Ocupada (km ²)	% Dentro da Bacia
Latossolo Vermelho-Amarelo	42.537	49,06
Argissolo Vermelho	24.463	28,21
Argissolo Amarelo	3.889	4,49
Argissolo Vermelho-Amarelo	3.878	4,47
Latossolo Vermelho	3.811	4,40
Cambissolo Háplico	3.220	3,71
Latossolo Amarelo	2.588	2,98
Gleissolo Háplico	1.340	1,54
Neossolo Litólico	985	1,14

Fonte: Elaborado pelo autor com dados extraídos de PIRH (2010).

4.4 Aspectos climáticos

Segundo a classificação de Köppen, identificam-se basicamente três tipos climáticos na bacia: tropical de altitude com chuvas de verão e verões frescos, presente nas vertentes das serras da Mantiqueira e do Espinhaço e nas nascentes do rio Doce; tropical de altitude com chuvas de verão e verões quentes, presente nas nascentes de seus afluentes; e clima quente com chuvas de verão presente nos trechos médio e baixo do rio Doce e de seus afluentes (PIRH, 2010).

O regime pluviométrico na bacia é caracterizado por dois períodos bem distintos. O período chuvoso que se estende de outubro a março, com maiores índices no mês de dezembro; e o período seco que se estende de abril a setembro, com estiagem mais crítica de junho a agosto. No período chuvoso a precipitação total varia de 800 a 1.300 mm, enquanto no período seco varia de 150 a 250 mm (PIRH, 2010).

4.5 Motivação para escolha da área de estudo

Em função dos intensos processos erosivos que ocorrem nessa bacia, ela tem sido utilizada como área de estudos por diversos autores que buscaram entender sua dinâmica sedimentológica. Destacam-se os estudos de Fagundes et al. (2017); Fagundes (2017); Almeida (2021) e Dela Costa (2021). No trabalho de Fagundes et al. (2017) a produção média de sedimentos na bacia foi simulada, os autores obtiveram valores que variam de 10,0 t/ano.km² à valores próximos de 14.680,0 t/ano.km², ressaltando que os maiores valores de perda de solo ocorrem nas regiões ao sul do rio Doce. Em relação a carga de sedimentos suspensos (CSS), segundo Fagundes (2017) os valores médios de longo período na bacia variam de 6,18 mg/l a 483,51 mg/L. Segundo o autor, as maiores concentrações são encontradas no Médio Doce e nas bacias dos rios Caratinga e Suaçuí Grande e na região do Alto Doce, as maiores concentrações de CSS são encontradas no rio Casca e no Baixo Doce no rio Guandu.

Cabe destacar que a escolha da área de estudo foi embasada nos intensos processos erosivos que ocorrem nessa bacia acarretando em uma significativa geração de sedimentos, sua grande área de drenagem, boa disponibilidade de dados observados de vazão e sedimentos, ausência de estudos relacionados a conectividade lateral de sedimentos em grandes bacias de clima tropical úmido; e sua importância no território brasileiro, sendo o maior rio que deságua no Estado do Espírito Santo e um dos mais importantes do país.

5 METODOLOGIA

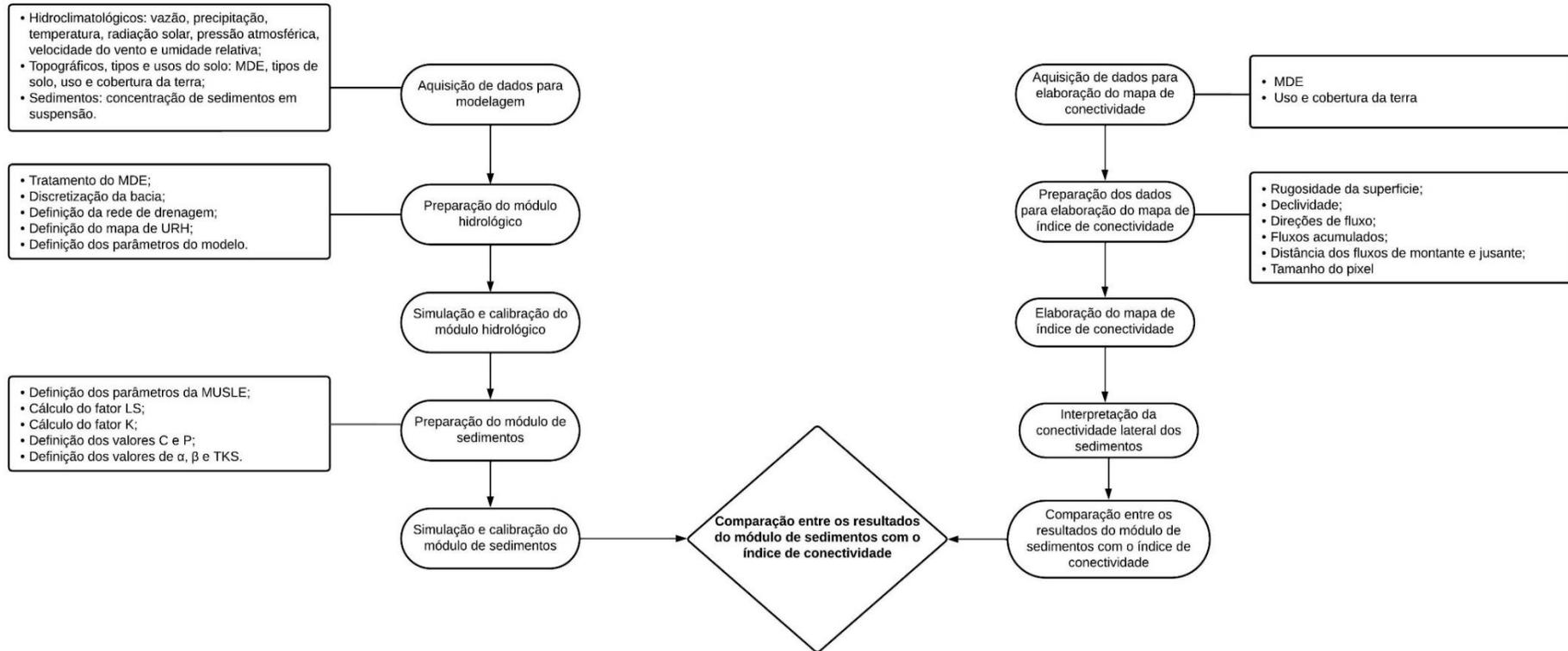
Este trabalho utilizou o MGB-SED, proposto por Buarque (2015) e adaptado por Fagundes (2018) e Föeger (2019). para simular os fluxos de sedimentos na bacia hidrográfica do rio Doce. Foi utilizada também a metodologia proposta por Borselli, Cassi; Torri (2008) para averiguar a distribuição espacial da conectividade lateral de sedimentos na área de estudo e com isso verificar a inter-relação entre os resultados do modelo MGB-SED e a conectividade lateral de sedimentos.

A Figura 6 contém um fluxograma que resume as etapas metodológicas desse trabalho. Sendo esta iniciada com a aquisição de dados, seguida pela preparação e aplicação e calibração do módulo hidrológico do modelo MGB-SED. Posteriormente foi realizada a preparação do módulo de sedimentos e a simulação e calibração do modelo.

Para a averiguar a conectividade lateral dos sedimentos, foi utilizada a metodologia proposta por Borselli; Cassi; Torri (2008), sendo necessária a aquisição e preparação de dados para a elaboração do mapa de índice de conectividade.

Após a simulação e calibração do MGB-SED, foi realizada comparação de seus resultados com o índice de conectividade lateral de sedimentos com objetivo de avaliar se os resultados do modelo hidrossedimentológico se correlacionam com os resultados do índice de conectividade lateral dos sedimentos.

Figura 6 - Fluxograma resumido da metodologia utilizada neste estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

5.1 Escolha do modelo digital de elevação

Para caracterização do relevo e discretização da bacia do rio Doce, os dados utilizados foram obtidos diretamente do Modelo Digital de Elevação (MDE) do NASADEM. Os produtos de dados NASADEM foram derivados de dados de telemetria originais da *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), uma colaboração entre a NASA e a *National Geospatial-Intelligence Agency* (NGA). O MDE do NASADEM está disponível em escala global e pode ser obtido no projeto *EARTHDATA SCIENCE*.

O MDE do NASADEM foi obtido com base em um reprocessamento dos dados do SRTM originais incorporando dados auxiliares que não estavam disponíveis durante o processamento original do SRTM, permitindo assim melhorar a precisão da altimetria e preencher os dados de elevação que estavam ausentes (*gaps*). Os dados são disponibilizados com 1 arco segundo de resolução (30m). Os dados ausentes no SRTM foram refinados e completos com dados de elevação do ASTER GDEM.

O SRTM original foi obtido por meio de um processo de interferometria de dados de radar obtidos por sensores a bordo da nave espacial Endeavour, e cobrem quase todo o globo. Com a otimização do processamento feito pelo NASADEM novas camadas de dados foram disponibilizadas publicamente como: coerência interferométrica, retrodifusão do radar, ângulo de incidência do radar para permitir a correção radiométrica e um mosaico de imagens de retrodifusão do radar para ser usado como uma camada para classificação global de terrenos e cobertura e uso da terra.

Esse MDE foi tratado em *software* SIG, onde pôde-se extrair informações como a hipsometria, declividade da bacia, realizar a discretização da área de estudo e utilizá-lo como dado de entrada para o modelo hidrossedimentológico.

5.2 Preparação e calibração do modelo hidrossedimentológico

O modelo hidrossedimentológico utilizado no presente trabalho foi o MGB-SED desenvolvido por Buarque (2015), sendo que autores como Föeger et al. (2019) e Fagundes et al. (2020) o aperfeiçoaram. O MGB-SED consiste em um modelo de geração e transporte de sedimentos para grandes bacias acoplado ao Modelo Hidrológico de Grandes Bacias - MGB com propagação inercial de vazões (PONTES et al., 2015; PONTES et al., 2017).

Ressalta-se que o MGB-SED foi escolhido para o presente estudo em virtude da boa performance obtida em outros estudos em grandes bacias hidrográficas, como como na estimativa da geração e do transporte de sedimentos na bacia do rio Madeira (BUARQUE, 2015; FÖEGER et al., 2019), na geração de sedimentos da bacia do rio Doce (FAGUNDES et al., 2017), na erosão e no transporte de sedimentos da bacia do rio Doce (FAGUNDES et al., 2017; FAGUNDES et al., 2020; ALMEIDA, 2021 DELA COSTA, 2021) e na estimativa da descarga de sedimentos finos no Lago Guaíba (ROSSONI, FAN, LOPES, 2018).

O MGB foi inicialmente desenvolvido por Collischonn (2001), entretanto sua versão atual foi aprimorada por Pontes et al. (2015) e Pontes et al. (2017). Ele é um modelo hidrológico distribuído voltado para aplicações em grandes bacias hidrográficas (áreas maiores que 1.000 km²) (COLLISCHONN et al., 2007). Ele utiliza equações físicas e conceituais para simular a propagação de vazões nos trechos de rios, com passo de tempo diário ou horário. Os processos hidrológicos na superfície terrestre são divididos em quatro módulos: balanço hídrico no solo; balanço de energia e evapotranspiração; interceptação, geração e propagação de escoamento superficial, subsuperficial e subterrâneo nos elementos de discretização da bacia hidrográfica e propagação da vazão na rede de drenagem (BUARQUE, 2015).

Posteriormente, Buarque (2015) implementou um módulo de sedimentos, o MGB-SED, que é responsável pela modelagem da geração (nas encostas) e do transporte de sedimentos (nos canais). A discretização espacial do MGB-SED é realizada por meio da utilização de minibacias (PAIVA, 2009) que representam as características topográficas e topológicas das bacias (PAZ et al., 2005, BUARQUE et al., 2008). As minibacias são pequenas áreas que drenam para um trecho de rio e são subdivididas em Unidades de Resposta Hidrológica (URH), onde são realizadas as

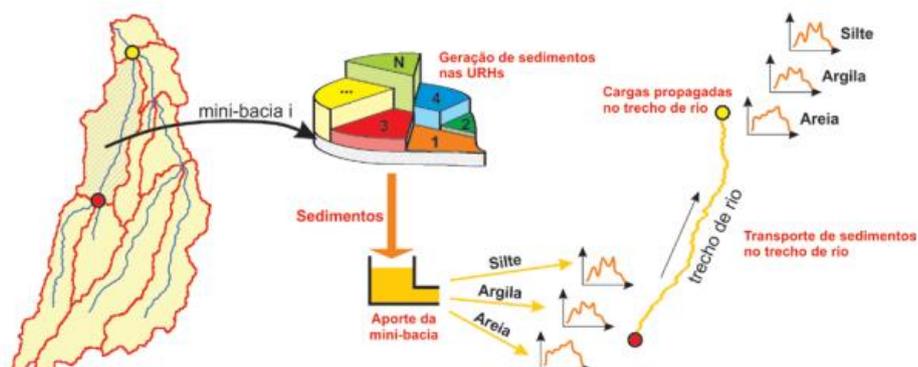
propagações dos volumes de sedimentos gerados por meio de reservatórios lineares associados a um coeficiente de retardo (FAGUNDES, 2017).

A geração de sedimentos na bacia é calculada pela MUSLE, considerando um fator LS bidimensional e o aporte de sedimentos para os cursos d'água é feito mediante um reservatório linear simples para cada fração do solo (silte, argila, areia e carbono orgânico). Os reservatórios lineares são utilizados para retardar o volume de sedimentos que chega aos cursos d'água, pois nem todo o volume gerado chega ao mesmo tempo (FAGUNDES, 2017). Esse esquema é apresentado na Figura 7.

Cabe destacar que a carga de sedimentos geradas nas minibacias é dividida em três classes de partículas: silte, argila e areia. Posteriormente é realizada a propagação destas classes de partículas na rede de drenagem, considerando que os sedimentos finos (silte e argila) são transportados em suspensão, enquanto a classe areia é considerada como cargas de fundo, nas quais podem ocorrer os processos de erosão ou deposição.

O MGB-SED assume que transporte no rio é separado em transporte de material fino em suspensão e em transporte de partículas maiores como carga de fundo. Haverá deposição, caso o volume de areia seja maior que a capacidade de transporte do trecho, caso contrário haverá erosão. Já silte e argila mantêm-se em suspensão durante a propagação em virtude da turbulência do escoamento, não contribuindo para erosão ou deposição na calha do rio, embora o modelo permita troca lateral de sedimentos em suspensão entre o rio e sua planície de inundação, com possibilidade de deposição nas planícies (BUARQUE, 2015; DELA COSTA, 2020).

Figura 7 - Esquema dos processos de geração e propagação de sedimentos nas minibacias e propagação de sedimentos na rede de drenagem.



Fonte: Buarque (2015).

5.2.1 Definição da rede de drenagem e discretização da bacia hidrográfica

O modelo MGB-SED, para ser aplicado, necessita de uma etapa de pré-processamento onde são definidas as características físicas/espaciais da bacia, como o Modelo Digital de Elevação (MDE), a geração da rede de drenagem, delimitação das sub e minibacias e definição das URHs. O MDE utilizado, como anteriormente apresentado, foi o do NASADEM, disponível no endereço eletrônico <https://search.earthdata.nasa.gov>, com resolução espacial de 30 metros.

A discretização da bacia hidrográfica em um modelo hidrológico distribuído é a divisão da área da bacia em unidades menores, para permitir a representação da heterogeneidade das características físicas, das variáveis de estado, e dos fluxos (COLLISCHONN et al., 2020).

Para a discretização da área de estudo, foram consideradas algumas metodologias existentes para divisão e subdivisão de bacias hidrográficas, principalmente naquelas que envolvem a utilização de ferramentas SIG. As ferramentas utilizadas neste procedimento foram as que estão contidas no pacote denominado de IPH-Hydro Tools, apresentada por Siqueira et al. (2016) e disponível em <https://www.ufrgs.br/hge/mgb/downloads/>.

Uma sequência típica de utilização das ferramentas IPH - Hydro Tools inicia com a manipulação do MDE para obtenção do modelo digital de elevação hidrológicamente consistido para área de estudo, que após a remoção de depressões espúrias, são obtidas informações como direções de escoamento; área de drenagem acumulada; rede de drenagem; definição de trechos de rios; e definição de bacias hidrográficas. No IPH - Hydro Tools, a bacia é delimitada para cada trecho de rio, de forma que as bacias para cada trecho de rio podem ser consideradas minibacias e utilizadas como elementos de discretização em modelos, especialmente o modelo MGB.

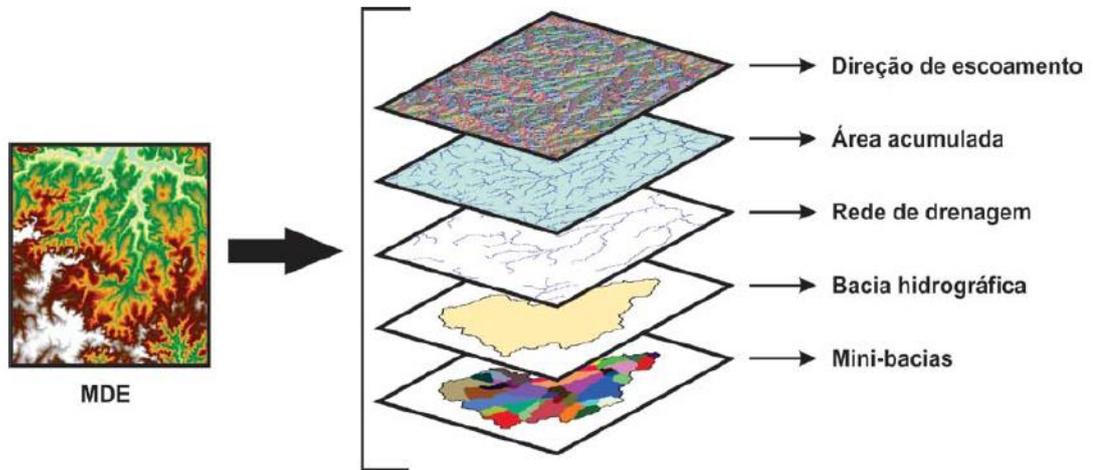
Para criar a rede de drenagem da bacia foi definido como limiar mínimo da área de drenagem o valor de 20 km², o que significa que o limite mínimo 20 km² de área de acumulação é adotado para definir se um determinado trecho de rio pertence ou não a rede de drenagem principal. Esse valor foi escolhido com objetivo de abranger todos os principais rios da bacia e permitir uma boa representação da variabilidade das características da bacia. Para essa etapa, foi utilizada a ferramenta *Stream Definition*.

Para seccionar a rede de drenagem, com objetivo de permitir a discretização da bacia, foi utilizada a ferramenta *Fixed Length Segmentation*, que segmenta a rede de drenagem levando em conta um comprimento máximo que um trecho deva ter antes de ser segmentado (ALVES et al., 2020). Com isso, a rede de drenagem foi segmentada em trechos de 20 km ao longo de toda a extensão da rede de drenagem. Este método tem a vantagem de minimizar problemas numéricos durante os cálculos do processo de propagação de vazões ao longo dos rios, pois evita a existência de segmentos muito curtos (COLLISCHONN et al., 2020).

A discretização da bacia em unidades menores é importante devido a heterogeneidade da área. Dessa forma a área da bacia hidrográfica é dividida em unidades menores, denominadas minibacias, que são áreas de contribuição imediatas a um segmento de rio. As minibacias são delimitadas de acordo com a topografia e ligadas entre si por canais de drenagem. (COLLISCHONN et al., 2020). Como a bacia do rio Doce apresenta grandes variações de elevação, com relevos acidentados, é importante que um número significativo de minibacias seja definido. As etapas do processo de discretização estão representadas esquematicamente pela Figura 8.

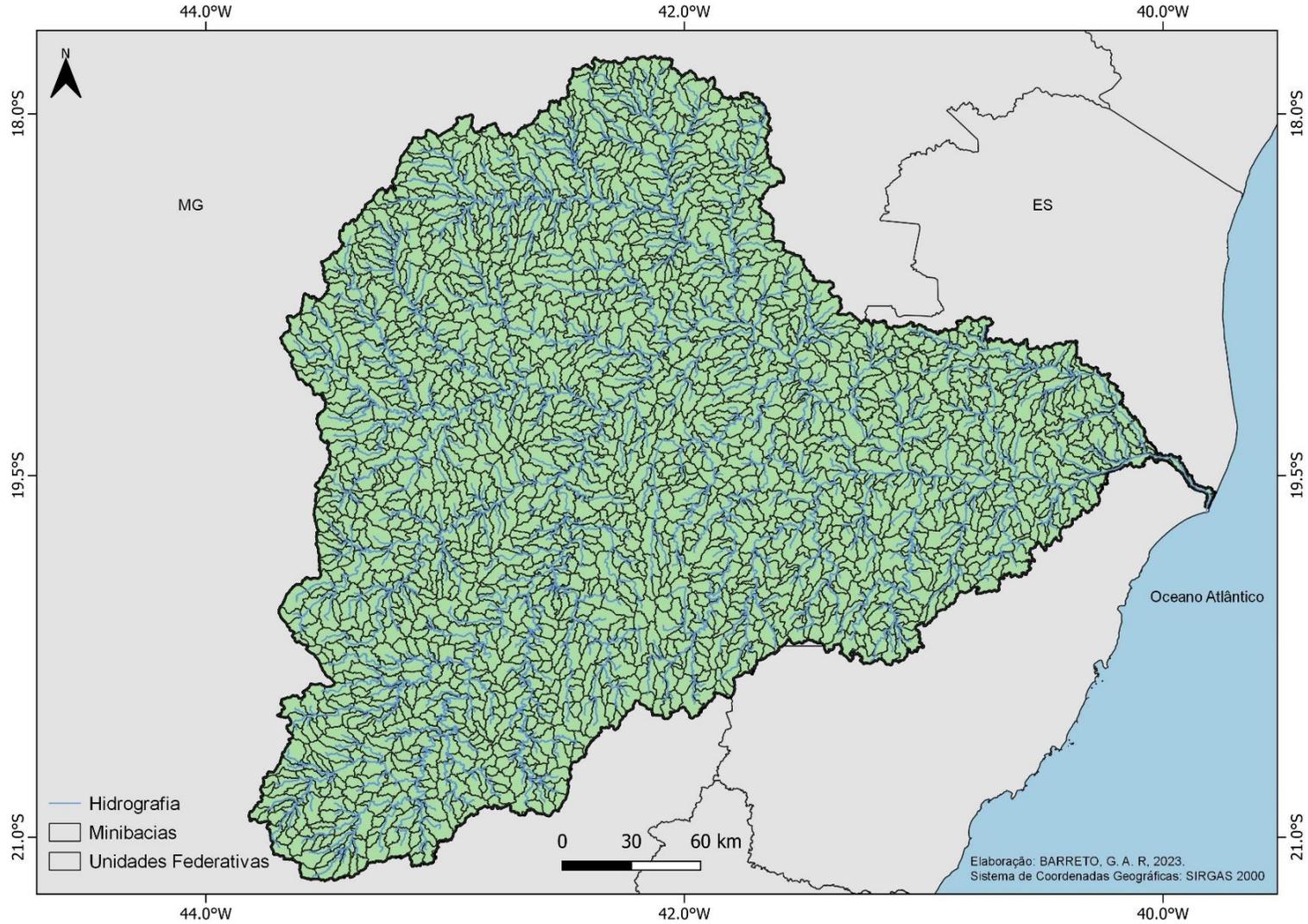
As minibacias delimitadas para a aplicação do modelo hidrológico são apresentadas na Figura 9. Como resultado da discretização, foram geradas um total de 1664 minibacias, considerando um limiar aproximado de 20 km² de área a montante para o início da rede drenagem. Este limiar foi escolhido visando (i) representar trechos de rio estratégicos para o estudo, (ii) tornar o tamanho das minibacias de cabeceira compatível com os dados de precipitação utilizados e (iii) possibilitar um custo computacional adequado.

Figura 8– Etapas do processo de discretização.



Fonte: Buarque (2015).

Figura 9 – Divisão final da bacia do rio Doce em elementos de discretização denominados de minibacias.



Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

5.2.2 Unidades de Resposta Hidrológica (URHs)

Dentro de uma minibacia podem existir áreas com características físicas muito distintas entre si, afetando a forma como essa minibacia responde aos estímulos da chuva e do clima, em termos de armazenamento de água e fluxos de vazão e evapotranspiração.

Assim, forma adotada no modelo MGB para representar a variabilidade interna das minibacias é baseada no conceito de Unidades de Resposta Hidrológica (COLLISCHONN et al., 2020), portanto, as minibacias são subdivididas em Unidades de Resposta Hidrológica (*Hydrological Response Units* - HRU), que são áreas de comportamento hidrológico similar, definidas pela combinação de tipos de solo e cobertura vegetal (KOUWEN et al., 1993). Em cada minibacia as características de uso de solo, cobertura vegetal e tipo de solo são, então, sintetizadas nas URH.

Considera-se que o comportamento hidrológico das URHs possa ser explicado por características físicas relacionadas aos solos (e.g. capacidade de armazenamento d'água, profundidade, porosidade, condutividade hidráulica) e a cobertura vegetal (e.g. índice de área foliar, interceptação, profundidade das raízes, albedo). As URHs são geralmente definidas através da superposição de mapas de tipos de solo e de uso da terra e vegetação, ou mapa de "uso do solo" (Figura 10).

Em cada URH ocorre o balanço de água no solo e os volumes gerados em cada unidade são somados e propagados inicialmente em nível de minibacias e, posteriormente, pela rede de drenagem (FAGUNDES, 2017).

No presente trabalho, para a discretização em URH, foi utilizado o mapa de Unidade de Resposta Hidrológica (URH) da América do Sul, desenvolvido por Fan et al. (2015). O mapa possui resolução espacial de 400 metros (reamostrado para a resolução de 30 metros nesse estudo) e é composto de nove classes floresta em solo raso; floresta em solo profundo; agricultura em solo raso; agricultura em solo profundo; campo em solo raso; campo em solo profundo; várzea e florestas inundáveis; áreas semi-impermeáveis e água. O mapa de URH para a bacia do rio Doce pode ser visualizado na Figura 11.

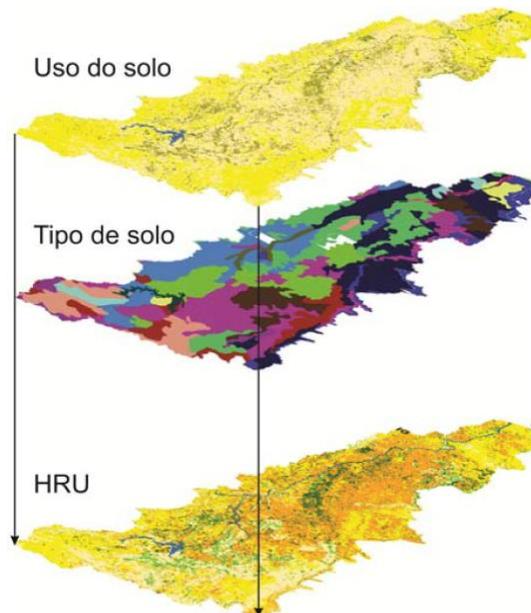
Para a elaboração desse mapa de URH Fan et al. (2015) usaram duas informações básicas: o tipo de solo e o uso e uso e ocupação da terra.

O principal mapa de tipos de solo utilizado foi obtido a partir da base de dados disponibilizada pelo portal de dados espaciais do Ministério do Meio Ambiente do

Brasil, na escala 1:1.000.000. Como este mapa abrange somente o território brasileiro e, ainda assim, contém algumas falhas de mapeamento, nas áreas externas ao Brasil e nas áreas com ausência de informação foi utilizada a base de dados de solos oriundas de levantamentos em escala global e continental, disponibilizada pela FAO (*Food and Agriculture Organization of the United Nations*), na escala 1:5.000.000 (FAN et al., 2015).

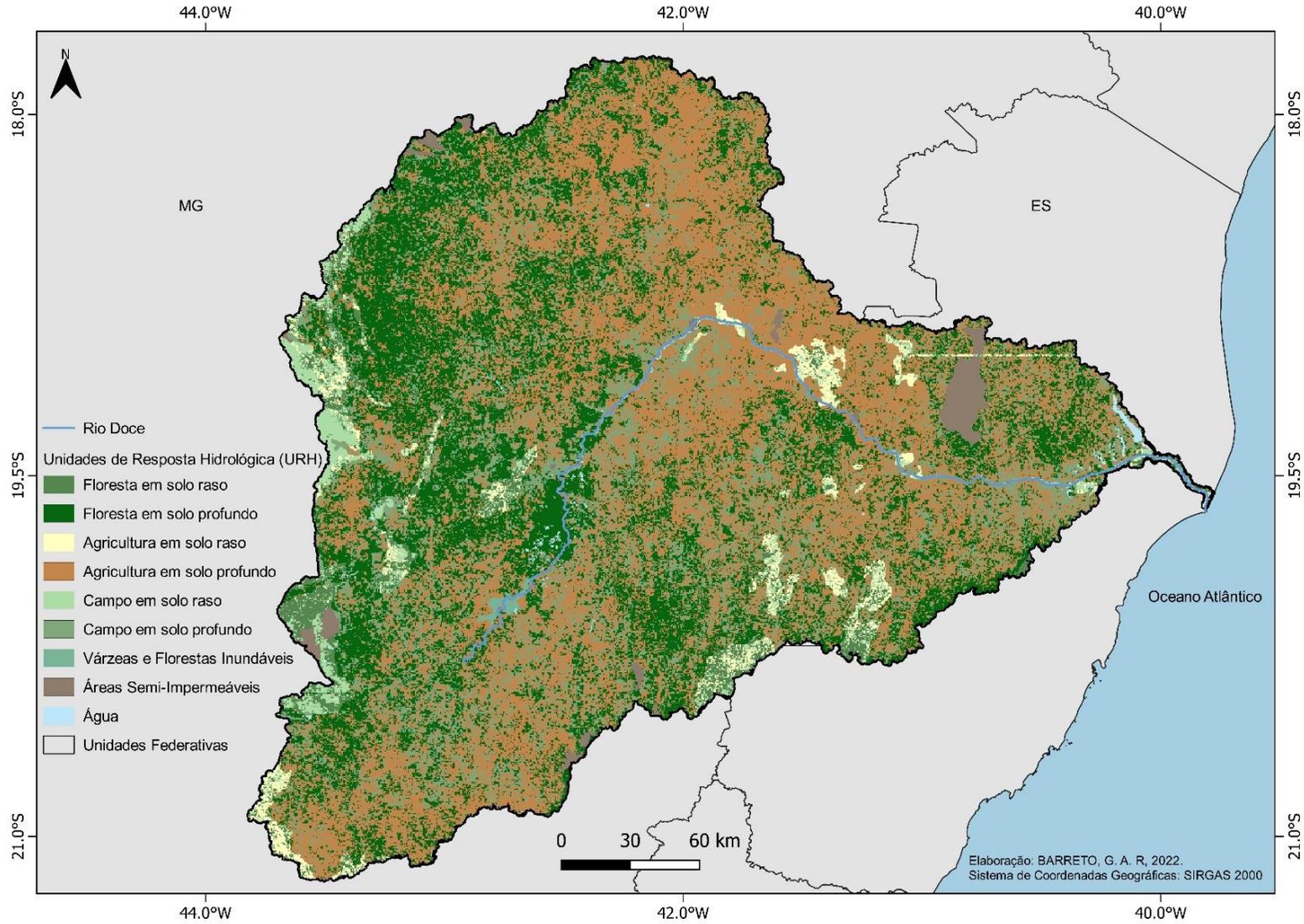
O mapa de cobertura do solo foi obtido da Agência Espacial Europeia (ESA). O mapa é global e possui resolução espacial de 300m de tamanho de quadrícula. Este mapa foi elaborado a partir do projeto *GlobCover* da ESA em parceria com a *Université catholique de Louvain* (ARINO et al., 2012) e contém informação de uso do solo baseada em imagens do sensor MERIS FRS (*Medium Resolution Imaging Spectrometer Instrument*) do satélite ENVISAT (*ESA Environmental Satellite*) levantadas ao longo do ano de 2009 (FAN et al., 2015).

Figura 10 - Exemplo de uma combinação de mapas de uso do solo e de tipo de solo para definição das Unidades de Resposta Hidrológicas (URH).



Fonte: Buarque (2015).

Figura 11 - Mapa de Unidades de Resposta Hidrológica para a bacia do rio Doce.



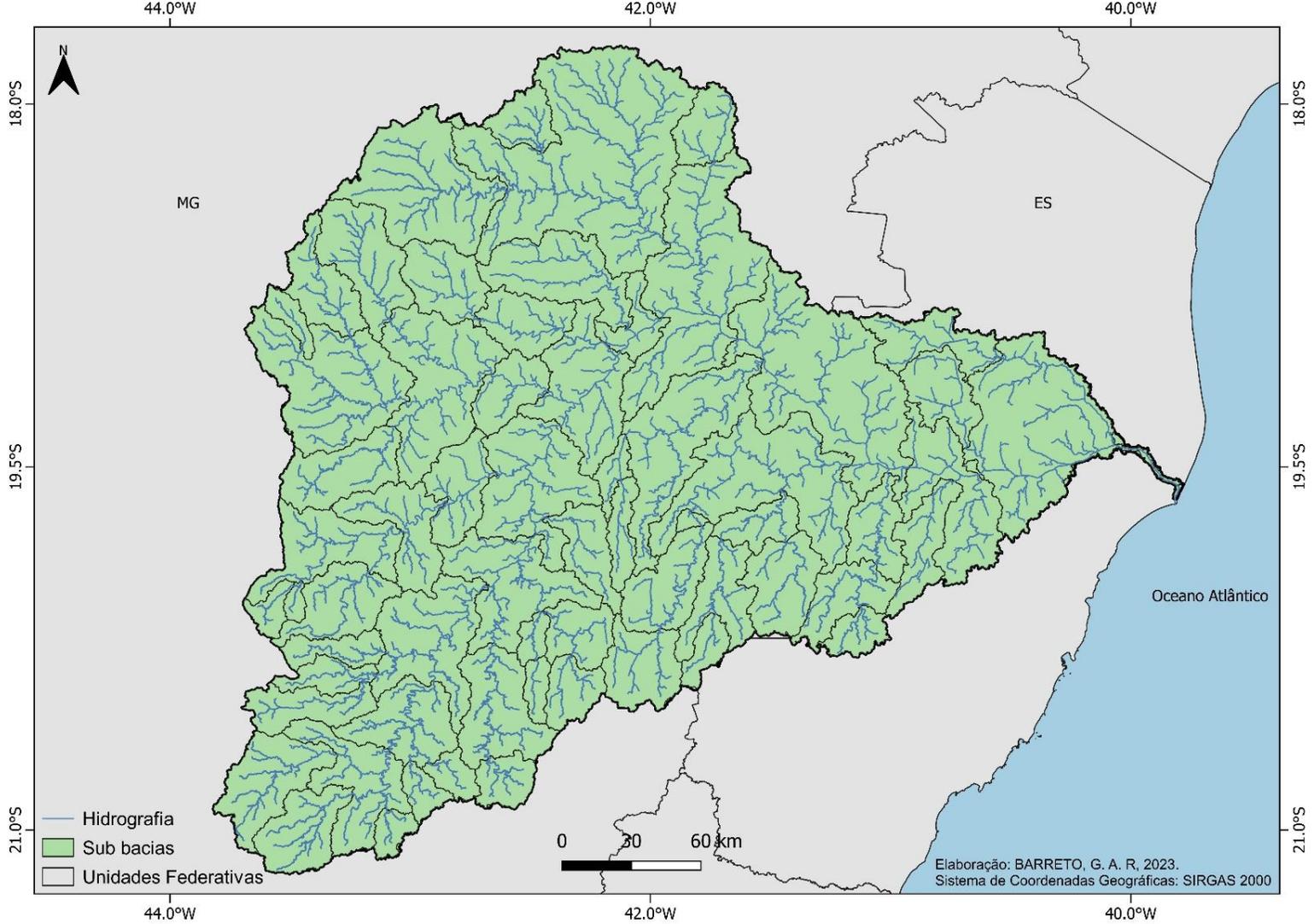
Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

5.2.3 *Sub-bacias*

De acordo com Jardim et al. (2015), pode-se aplicar diferentes critérios para definição das sub-bacias, dentre os utilizados pode-se citar o tipo de ocupação do solo, o tipo de solo, a geologia ou mesmo a separação da região em áreas com declive semelhante. Também se pode considerar como critério para divisão das sub-bacias os pontos com estações fluviométricas, reservatórios, pontes, cidades ou tomadas de água. Na bacia do rio Doce foram definidas as sub-bacias apresentadas na Figura 12. Foi gerado um total de 60 sub-bacias.

As sub-bacias são agrupamentos regionais de minibacias, e são adotadas para facilitar a regionalização do processo de calibração do modelo. Esta divisão em sub-bacias não possui nenhuma finalidade prática para a operação final do modelo, entretanto, ela é adotada pois muitas vezes não é possível atingir um desempenho satisfatório de modelo hidrológico simplesmente pela adoção de UHR. Isso ocorre, pois frequentemente nem toda a variabilidade das características físicas da bacia é representada pela UHR representadas (COLLISCHONN et al., 2020). Ressalta-se que a discretização em sub-bacias foi efetuada a partir das estações fluviométricas convencionais (59) e exutório.

Figura 12 - Divisão final da bacia do rio Doce em elementos de discretização denominados de sub-bacias.



Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

5.2.4 Relações geomorfológicas

Na simulação hidráulica e do transporte de sedimentos nos rios, é de fundamental importância conhecer as características das seções transversais de cada trecho das minibacias. No MGB-SED, as seções transversais dos trechos de rios são consideradas retangulares, e os parâmetros geométricos de largura B_{rio} [m] e profundidade máxima H_{rio} [m] são estimados como função da área de drenagem A_d [km²], por meio de relações geomorfológicas (ALMEIDA, 2021).

As relações geomorfológicas utilizadas neste estudo foram estimadas por Fagundes et al. (2020), onde os autores analisaram dados de perfis transversais de 27 estações fluviométricas disponibilizadas pela ANA na bacia do rio Doce e, como cada uma das estações analisadas possuía mais de um perfil, foram selecionados aqueles que representavam o comportamento médio da seção ao longo do tempo, estabelecendo as equações geomorfológicas para a bacia. As equações desenvolvidas por Fagundes et al. (2020) para largura e profundidade, respectivamente, foram:

$$B_{rio} = 0,15 * A_d^{0,71} \quad (7)$$

$$H_{rio} = 0,35 * A_d^{0,20} \quad (8)$$

5.2.5 Dados Hidrológicos

Os dados hidrológicos necessários para aplicação no módulo hidrológico do modelo são referentes à chuva e à vazão, em escala temporal diária. A principal finalidade da utilização das séries de vazão é na calibração dos parâmetros do modelo MGB.

Os dados de vazão e precipitação foram obtidos a partir de séries históricas diárias de 59 estações fluviométricas (Figura 13) e 101 pluviométricas (Figura 14), respectivamente, pertencentes à base de dados da Agência Nacional de Águas (ANA), obtidas por meio do Sistema de Informações Hidrológicas (HidroWeb) e disponíveis em <https://www.snirh.gov.br/hidroweb/serieshistoricas>.

A Tabela 2 contém o código, o nome a latitude e a longitude de cada estação fluviométrica utilizada no estudo.

Ressalta-se que os dados de chuva foram interpolados utilizando o método Inverso da Distância ao Quadrado (método padrão usado no modelo MGB) para o centroide de cada minibacia a fim de espacializar essa variável.

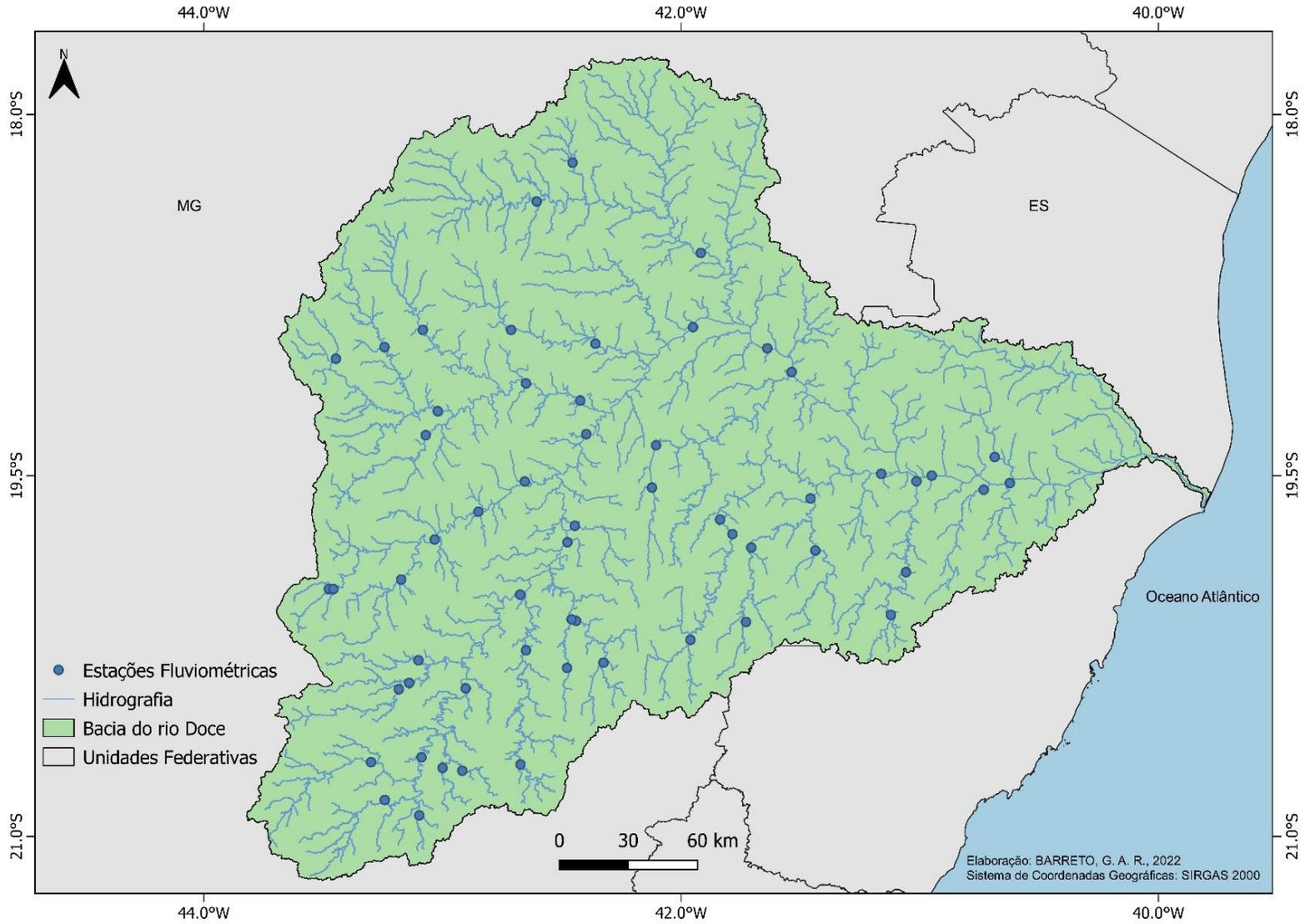
Tabela 2 - Estações fluviométricas selecionadas na bacia do rio Doce.

Código	Nome da Estação	Latitude	Longitude	Código	Nome da Estação	Latitude	Longitude
56028000	Piranga	-20,6906	-43,2994	56800000	Senhora do porto	-18,8947	-43,0825
56055000	Bráz Pires	-20,8475	-43,2419	56820080	UHE Porto Estrela Barramento	-19,1167	-42,6631
56065000	Senador Firmino	-20,9117	-43,0972	56825000	Naque Velho	-19,1881	-42,4228
56075000	Porto Firme	-20,6703	-43,0881	56845000	Fazenda Corrente	-18,8947	-42,7125
56085000	Seriquite	-20,7233	-42,9228	56846000	Porto Santa Rita	-18,9517	-42,3592
56090000	Fazenda Varginha	-20,7144	-42,9997	56850000	Governador Valadares	-18,8831	-41,9508
56110005	Ponte Nova - jusante	-20,3839	-42,9028	56860000	São Pedro do Suaçuí	-18,3631	-42,6022
56240000	Fazenda Paraíso	-20,3903	-43,1819	56870000	Santa Maria do Suaçuí	-18,2017	-42,4547
56335001	Acaiaca jusante	-20,3614	-43,1394	56891900	Vila Matias Montante	-18,5747	-41,9178
56337000	Fazenda Ocidente	-20,2672	-43,1008	56920000	Tumiritinga	-18,9711	-41,6417
56385000	São Miguel do Anta	-20,6997	-42,6731	56928000	Inhapim	-19,5497	-42,1222
56415000	Rio Casca	-20,2261	-42,6500	56935000	Dom Cavati	-19,3728	-42,1028
56425000	Fazenda Cachoeira D'antas	-19,9944	-42,6744	56940002	Barra do Cuieté	-19,0619	-41,5333
56460000	Matipó	-20,2772	-42,3256	56960005	Fazenda Vargem Alegre	-20,1706	-41,9611
56484998	Raul Soares Montante	-20,1036	-42,4400	56976000	Fazenda Bragança	-19,7431	-41,7853
56500000	Abre Campo	-20,2989	-42,4783	56978000	Santo Antônio do Manhuaçu	-19,6786	-41,8358
56510000	Instituto Florestal Raul Soares	-20,0975	-42,4592	56983000	Dores de Manhumirim	-20,1072	-41,7283
56539000	Cachoeira dos Óculos montante	-19,7769	-42,4764	56988500	Ipanema	-19,7989	-41,7061
56570000	Pingo D'água	-19,7086	-42,4456	56989001	Mutum	-19,8106	-41,4375
56610000	Rio Piracicaba	-19,9317	-43,1731	56989400	Assarai	-19,5947	-41,4581
56631900	ETA (São Bento Mineração)	-19,9986	-43,4903	56990000	São Sebastião da Encruzilhada	-19,4925	-41,1617
56640000	Carrapato	-19,9717	-43,4589	56990990	Afonso Cláudio	-20,0775	-41,1242
56659998	Nova Era IV	-19,7656	-43,0328	56991500	Laranja da Terra	-19,9011	-41,0581
56688080	UHE Sá Carvalho	-19,6461	-42,8500	56992000	Baixo Guandu	-19,5236	-41,0142
56696000	Mario de Carvalho	-19,5247	-42,6408	56992400	UHE Mascarenhas	-19,5008	-40,9186
56719998	Belo Oriente	-19,3297	-42,3761	56993551	Jusante Córrego da Piaba	-19,5592	-40,7328

56750000	Conceição do Mato Dentro	-19,0144	-43,4461	56994500	Colatina	-19,5333	-40,6297
56765000	Dom Joaquim	-18,9606	-43,2431	56994510	Colatina (Corpo de Bombeiros)	-19,5303	-40,6236
56775000	Ferros	-19,2322	-43,0200	56995500	Ponte do Pancas	-19,4228	-40,6864
56787000	Fazenda Barraca	-19,3319	-43,0703				

Fonte: Elaborado pelo autor com dados extraídos de ANA (2022).

Figura 13 – Estações fluviométricas utilizadas no estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

5.2.6 Dados de clima

O modelo MGB utiliza dados meteorológicos para calcular a evapotranspiração. Estes dados são coletados em estações meteorológicas, que no Brasil estão normalmente mantidas pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), e correspondem a informações de temperatura do ar, umidade relativa do ar, velocidade do vento, pressão atmosférica e radiação solar ou insolação (horas de sol por dia).

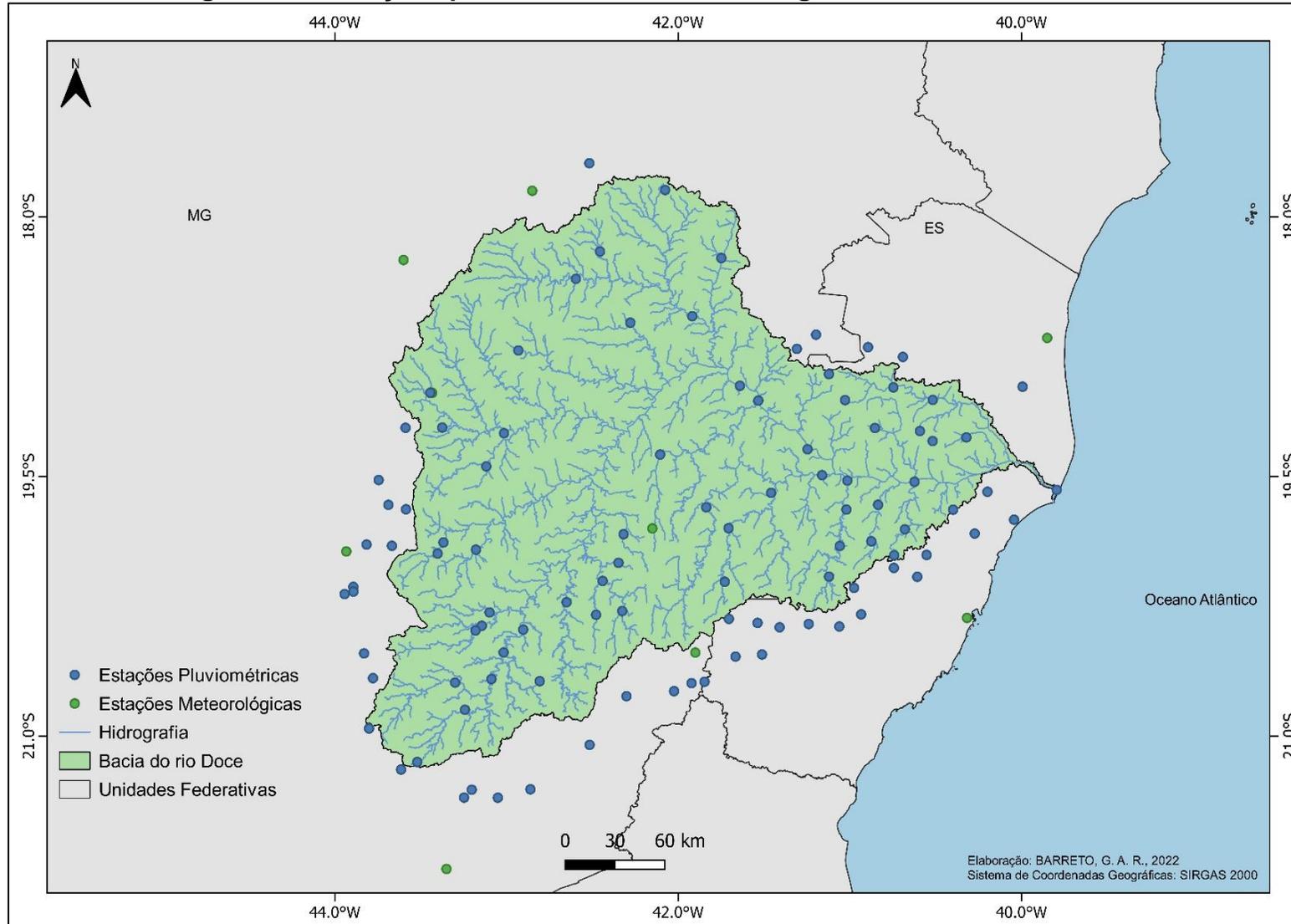
A partir dos dados das estações meteorológicas, o INMET disponibiliza valores de normais climatológicas mensais (climatologia). Para utilização neste trabalho foram obtidas estas normais climatológicas mensais publicadas pelo INMET em 9 estações na área de estudo e próximas a ela (Figura 14). A lista de estações é mostrada na Tabela 3.

Tabela 3 - Lista de estações de normais climatológicas utilizadas.

Código	Nome	Longitude	Latitude
83587	Belo Horizonte	-43,933	-19,933
83639	Caparaó	-41,900	-20,517
83592	Caratinga	-42,150	-19,800
83589	Conceição do Mato Dentro	-43,433	-19,017
83538	Diamantina	-43,600	-18,250
83488	Itamarandiba	-42,850	-17,850
83692	Juiz de Fora	-43,350	-21,767
83550	São Mateus	-39,850	-18,700
83648	Vitória	-40,317	-20,317

Fonte: INMET (2022).

Figura 14 – Estações pluviométricas e meteorológicas utilizadas no estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

5.3 Calibração do módulo hidrológico

O módulo hidrológico do modelo MGB-SED possui uma série de parâmetros que são definidos em diferentes etapas de sua aplicação. A maioria dos parâmetros relacionados à topografia (e.g. área de drenagem, declividade) extraída do MDE nos procedimentos de pré-processamento. Alguns parâmetros são definidos à priori, os chamados parâmetros fixos, enquanto os parâmetros mais sensíveis do modelo, verificados a partir de análise de sensibilidade realizada por Collischonn (2001), precisam ser calibrados.

Os parâmetros calibráveis do modelo hidrológico MGB estão associados às propriedades físicas das URHs, são aqueles a que o modelo é mais sensível e podem ser alterados no processo de calibração. A Tabela 4 sumariza os parâmetros calibráveis do modelo.

Tabela 4 - Parâmetros calibráveis do módulo hidrológico MGB

Parâmetro Calibrável	Descrição
Capacidade de Armazenamento do Solo (Wm)	Capacidade de armazenamento de água no solo.
Forma da relação entre armazenamento e saturação (b)	Parâmetro empírico que define a variabilidade da capacidade de armazenamento do solo em torno de Wm.
Vazão durante a estiagem (Kbas)	Parâmetro que controla a vazão durante a estiagem. Valores mais altos implicam em maior escoamento subterrâneo.
Quantidade de água que esco subsuperficialmente (Kint)	Parâmetro controla a quantidade de água da camada de solo que esco subsuperficialmente.
Forma da curva de redução da drenagem intermediária (XL)	Controla a forma da curva de redução da drenagem intermediária ou sub-superficial do solo.
Fluxo do reservatório subterrâneo para a camada superficial (CAP)	Controla a possibilidade de retorno de água subterrânea para a camada de solo.
Armazenamento Residual (Wc)	Limita o armazenamento residual e subterrâneo.
Calibração da propagação superficial (CI)	Parâmetro para calibração da propagação superficial nas minibacias.
Calibração da propagação sub-superficial (CS)	Parâmetro para calibração da propagação subterrânea nas minibacias.
Retardo do reservatório subterrâneo (CB)	Parâmetro que representa o retardo do reservatório subterrâneo.

Fonte: Elaborado pelo autor com dados extraídos de Fan e Collischonn (2014).

Para a calibração do módulo hidrológico, tradicionalmente são consideradas análises de inspeção visual do ajuste dos hidrogramas e medidas de desempenho quantitativas, ou funções objetivo.

No caso deste trabalho, foi considerada esta mesma metodologia tradicional, onde as medidas de desempenho consideradas na calibração foram: o coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe das vazões simuladas e observadas (ENS); o coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe dos logaritmos das vazões simuladas e observadas (ENSlog); o erro relativo de volume total dos hidrogramas (ΔV) e o coeficiente de correlação de Pearson (r). Estas estatísticas são apresentadas a seguir.

5.3.1 O Coeficiente de Nash-Sutcliffe das Vazões

O coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe é uma forma de medir o quanto os resultados do modelo são melhores que aqueles que seriam obtidas por um modelo alternativo que prevê simplesmente a média de longo período dos dados observados.

O valor é adimensional e pode variar entre $-\infty$ a 1. Valores próximos de 1 indicam que o modelo é bastante superior à média de longo período. Valores próximos de zero indicam que o modelo é tão ruim como a média. Valores positivos indicam que o modelo é melhor do que a média. Valores negativos indicam que o modelo é pior do que a média.

O coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe é calculado por meio da equação:

$$ENS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (QC_i - QO_i)^2}{\sum_{i=1}^N (QO_i - QOm)^2} \quad (9)$$

Onde QC_i a vazão calculada num intervalo de tempo i ; QO_i é a vazão observada neste mesmo intervalo de tempo; N é o número de intervalos de tempo; e QOm é a média das vazões observadas no período de N intervalos de tempo e $QOmLog$ é a média dos logaritmos das vazões observadas no período de N intervalos de tempo (PONTES et al., 2015).

O coeficiente de Nash-Sutcliffe tem a tendência de dar mais valor a erros nos picos das vazões. Desta forma, ajustar o modelo apenas com o objetivo de maximizar o coeficiente de Nash-Sutcliffe pode resultar em um mau ajuste nos períodos de recessão, quando a vazão é mais baixa.

Como referência, o trabalho “*Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations*” de Moriasi et al. (2007) indica as seguintes classificações para o desempenho de modelos hidrológicos baseadas no coeficiente de Nash-Sutcliffe (NS):

- Muito Bom: $0,75 < NS \leq 1,00$
- Bom: $0,65 < NS \leq 0,75$
- Satisfatório: $0,50 < NS \leq 0,65$
- Não satisfatório: $NS \leq 0,50$

5.3.2 O Coeficiente de Nash-Sutcliffe dos Logaritmos das Vazões

O coeficiente de Nash-Sutcliffe pode ser utilizado com os dados de vazão ou com os dados de vazão transformados por algum procedimento matemático, como a raiz quadrada, o inverso ou os logaritmos. O objetivo de calcular o coeficiente de eficiência usando os logaritmos das vazões é que desta forma se obtém uma medida de desempenho menos sensível aos picos e mais sensível aos períodos de recessão de vazão. Enquanto o coeficiente de Nash-Sutcliffe tem a tendência de valorizar mais os erros nos picos das vazões, o índice para o logaritmo das vazões favorece ajustes nas vazões menores (COLLISCHONN, 2001).

Com a mesma interpretação que o coeficiente de Nash-Sutcliffe das vazões, o coeficiente de Nash-Sutcliffe dos logaritmos das vazões tem um valor adimensional que pode variar entre $-\infty$ e 1.

O coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe dos logaritmos das vazões é calculado por meio da equação:

$$ENSLog = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (\text{Log}(QC_i) - \text{Log}(QO_i))^2}{\sum_{i=1}^N (\text{Log}(QO_i) - QOmLog)^2} \quad (10)$$

Onde: QC_i é a vazão calculada num intervalo de tempo i ; QO_i é a vazão observada neste mesmo intervalo de tempo; N é o número de intervalos de tempo; e $QOmLog$ é a média dos logaritmos das vazões observadas no período de N intervalos de tempo.

Para classificar o desempenho de modelos hidrológicos baseadas no coeficiente de Nash-Sutcliffe do logaritmo das vazões (NSlog), foi adotada a mesma classificação que para o NS:

- Muito Bom: $0,75 < NSlog \leq 1,00$
- Bom: $0,65 < NSlog \leq 0,75$
- Satisfatório: $0,50 < NSlog \leq 0,65$
- Não satisfatório: $NSlog \leq 0,50$

5.3.3 Erro Relativo de Volume

O erro relativo de volume é uma forma de avaliar se existe um desvio sistemático de superestimativa ou subestimativa da vazão. O erro relativo de volume é adimensional e pode ser apresentado em termos percentuais. Um erro relativo de -20%, por exemplo, indica que o modelo hidrológico gera, ao longo de todo o período de simulação, uma vazão média 20% inferior à vazão observada. Idealmente os erros de volume deveriam se manter numa faixa de -10% a +10%, que pode ser considerada razoável em função das incertezas da curva-chave e dos próprios dados medidos. Segundo Collischonn (2001) o erro no volume (ΔV) não tem valor máximo nem mínimo, e não é influenciado de forma diferenciada por períodos de cheias ou de estiagens, mas expressa a diferença relativa entre a soma de todas as vazões, calculadas e observadas, sem considerar sua sequência temporal. Esta função objetivo é útil para observar se as perdas de água por evapotranspiração estão sendo corretamente calculadas.

O erro no volume (ΔV) é calculado por meio da equação:

$$\Delta V = \frac{\sum_{i=1}^N QC_i - \sum_{i=1}^N QO_i}{\sum_{i=1}^N QO_i} \quad (11)$$

Onde: que QC_i é a vazão calculada num intervalo de tempo i ; QO_i é a vazão observada neste mesmo intervalo de tempo; N é o número de intervalos de tempo.

Como referência, o trabalho “*Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations*” de Moriasi et al. (2007) indica as seguintes classificações para o desempenho de modelos hidrológicos baseadas no erro de volume, também conhecido como viés:

- Muito Bom: $EV < +/- 10\%$
- Bom: $+/-10\% \leq EV < +/- 15\%$
- Satisfatório: $+/-15\% \leq EV < +/-25\%$
- Não satisfatório: $EV \geq +/-25\%$

5.3.4 Coeficiente de correlação de Pearson (r)

O coeficiente de correlação de Pearson (r) descreve a relação linear entre dados simulados e observados. O coeficiente de correlação de Pearson varia de -1 a 1, se $r = 0$ não há relação linear e se $r = 1$ ou -1 é porque existe uma perfeita relação linear positiva ou negativa, respectivamente (MORIASI et al., 2007).

Esse coeficiente é calculado por meio da equação:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N (C_i - \bar{C})(O_i - \bar{O})}{\sqrt{[\sum_{i=1}^N (C_i - \bar{C})^2][\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2]}} \quad (12)$$

Onde C_i é a variável modelada no intervalo de tempo i ; O_i é a variável observada nesse intervalo de tempo, N o número de intervalos de tempo e \bar{O} a média das variáveis observadas no tempo N .

5.4 Módulo de sedimentos

Após realizar a calibração dos parâmetros do módulo hidrológico do modelo MDB-SED (BUARQUE, 2015; FÖEGER et al., 2019) foi possível realizar a simulação e calibração do módulo de sedimentos.

O módulo de sedimentos está dividido em três componentes (BUARQUE, 2015): bacia, rio e planícies de inundação. Na componente bacia é estimada a perda de solo na camada superficial das minibacias, bem como o aporte das cargas de sedimentos geradas para a rede de drenagem.

Na componente rio ocorre a propagação das cargas de sedimentos provenientes das minibacias, a qual é separada em três classes de partículas (silte, argila e areia), sendo as partículas de silte e argila transportadas como carga em suspensão e as de areia como carga de fundo. É nessa componente que os volumes erodidos ou depositados de material de fundo em cada trecho de rio são computados (FÖEGER, 2019).

Dessa forma, no módulo de transporte de sedimentos foram utilizados os resultados de vazão do módulo hidrológico e o aporte de sedimentos das minibacias para propagar as cargas de sedimentos ao longo da rede de drenagem.

5.4.1 *Dados de sedimentos*

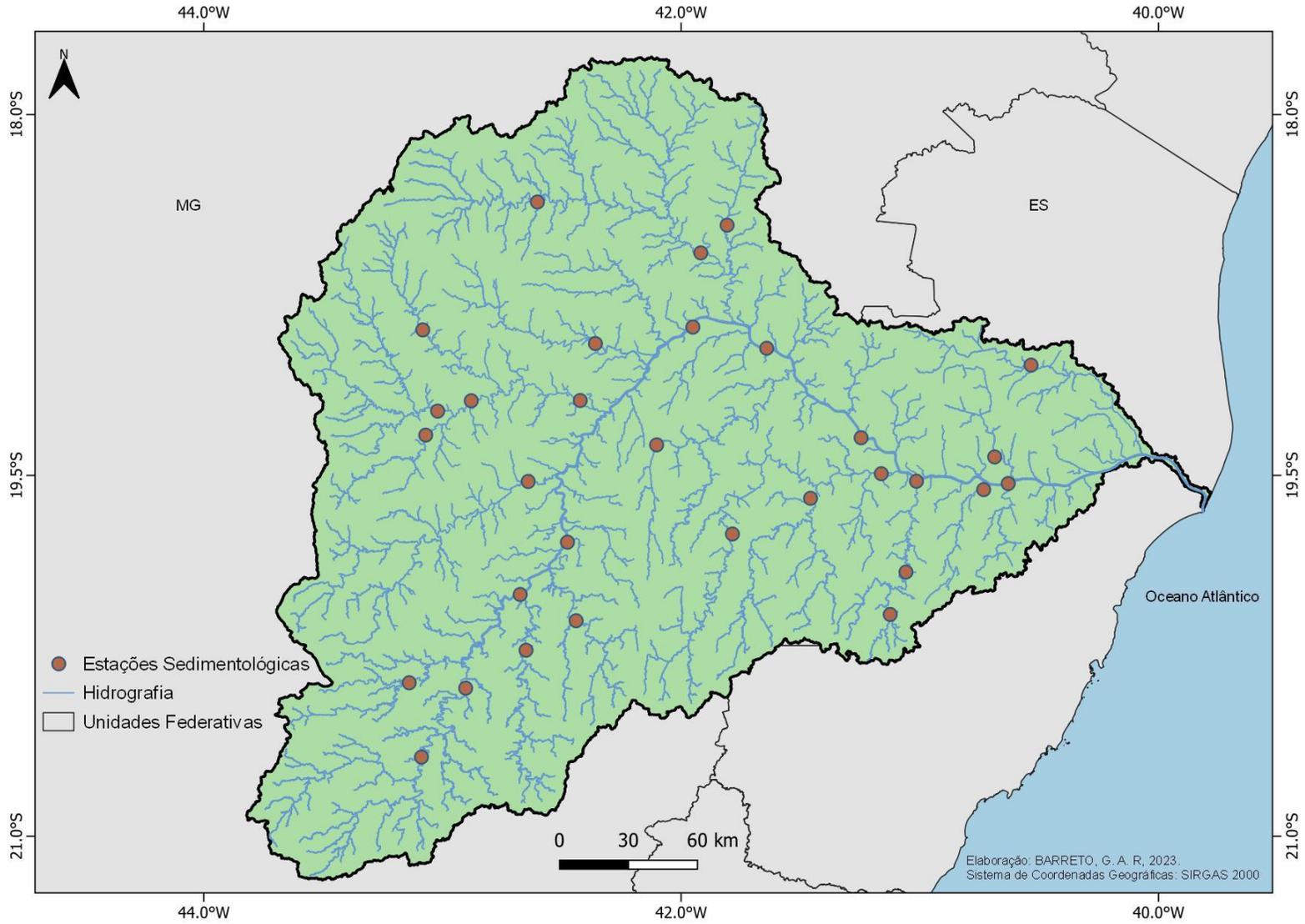
Para comparação com as concentrações de sedimentos em suspensão simuladas pelo MGB-SED, foram utilizados dados de concentração de sedimentos em suspensão observados, obtidos a partir de 30 estações da ANA e disponibilizados por meio através do Sistema de Informações Hidrológicas (HidroWeb) e 1 estação da Companhia Energética de Minas Gerais (Cemig). O período selecionado para a simulação e calibração foi de 1998 a 2014. Esse período foi escolhido pela disponibilidade de dados observados e por ser anterior ao rompimento da barragem em Mariana. As estações sedimentométricas são ilustradas na Figura 15. A Tabela 5 contém o código de cada estação, o nome a latitude e a longitude.

Tabela 5 - Estações de sedimentométricas utilizadas no estudo

Código	Nome da estação	Latitude	Longitude
56075000	Porto Firme	-20,6703	-43,0881
56335001	Acaiaca Jusante	-20,3614	-43,1394
56415000	Rio Casca	-20,2261	-42,6500
56425000	Fazenda Cachoeira d'antas	-19,9944	-42,6744
56998400	Barra de São Gabriel	-19,0411	-40,5339
56995500	Ponte do Pancas	-19,4228	-40,6864
56539000	Cachoeira dos Óculos Montante	-19,7769	-42,4764
56993551	Jusante Córrego da Piaba	-19,5586	-40,7325
56992000	Baixo Guandu	-19,5236	-41,0142
56990990	Afonso Claudio Montante	-20,0775	-41,1242
56989400	Assarai Montante	-19,5947	-41,4581
56976000	Fazenda Bragança	-19,7431	-41,7853
56696000	Mario de Carvalho	-19,5247	-42,6408
56800000	Senhora do Porto	-18,8947	-43,0825
56825000	Naque velho	-19,1881	-42,4228
56860000	São Pedro do Suaçuí	-18,3631	-42,6022
56850000	Governador Valadares	-18,8831	-41,9508
56846000	Porto Santa Rita	-18,9517	-42,3592
56891900	Vila Matias Montante	-18,5747	-41,9178
56787000	fazenda barraca	-19,3319	-43,0703
56775000	Ferros	-19,2322	-43,0200
56920000	Tumiritinga	-18,9711	-41,6417
56935000	Dom Cavati	-19,3728	-42,1028
56484998	Raul Soares - Montante	-20,1036	-42,4400
56990000	São Sebastião da Encruzilhada	-19,4925	-41,1617
56991500	Laranja da Terra	-19,9011	-41,0581
56110005	Ponte Nova Jusante	-20,3839	-42,9028
56994500	Colatina	-19,5333	-40,6297
56948005	Resplendor - Jusante	-19,3431	-41,2461
56915500	Jampruca	-18,4594	-41,8075
CEMIG	CEMIG	-19,1900	-42,8800

Fonte: Elaborado pelo autor com dados extraídos de ANA e CEMIG (2022).

Figura 15 – Estações sedimentométricas utilizadas no estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

5.4.2 Definição dos parâmetros da MUSLE

O módulo sedimentológico do modelo MGB-SED estima a geração de sedimentos na bacia por meio da MUSLE (*Modified Universal Soil Loss Equation*) proposta por Williams (1975), apresentada na Equação 13. O volume de escoamento superficial e a vazão de pico do escoamento entram na equação como um fator de escoamento superficial, representando a energia utilizada tanto no desprendimento como no transporte de sedimentos (*Sediment Delivery Ratio* - SDR) (BUARQUE, 2015). Destaca-se que a MUSLE é uma equação de base empírica, ajustada a partir de experimentos de campo com medições de descargas sólidas, que leva em conta, portanto, os sedimentos no canal e não apenas nas encostas (FAGUNDES, 2018).

$$SED = \alpha * (Q_{sup} * qpico * A)^{\beta} * K * C * P * LS * FG \quad (13)$$

Onde: *SED* é a carga de sedimentos resultante da erosão do solo (toneladas), *Q_{sup}* é o volume de escoamento superficial (milímetros por hectare), *qpico* é a taxa de pico do escoamento superficial (m³/s). *A* é a área superficial (hectares), *K* é o fator de erodibilidade do solo (0,013.t.m².h.(m³.t.cm)⁻¹), *C* é o fator de cobertura e manejo do solo, *P* é o fator de práticas conservacionistas, *LS* é o fator topográfico e *FG* é um fator que considera a existência de fragmentos grosseiros ou rochas, α e β são coeficientes de ajuste que podem ser calibrados, conforme sugerido por Fagundes (2017), Na equação original de Williams (1975), os valores de α e β são 11,8 e 0,56, respectivamente.

Para uso da equação foram necessários dados relativos aos seus parâmetros, que foram estimados para cada Unidade de Resposta Hidrológica (URH) da bacia (com exceção do fator de comprimento e declive *LS*). O fator *LS* foi determinado na etapa de pré-processamento, para cada pixel do MDE, com rotina computacional específica, mantendo-se as informações a respeito da minibacia e URH à qual pertence cada pixel, A taxa de pico do escoamento superficial (*qpico*) foi definida em cada pixel através do volume de escoamento superficial uniforme ao longo do dia (BUARQUE, 2015).

O fator de erodibilidade *K* da MUSLE foi calculado por meio da expressão que pode ser visualizada na Equação 14 (WILLIAMS, 1995), com base nas informações

dos percentuais de silte, argila, areia e carbono orgânico de cada tipo de solo, a partir das informações disponíveis no mapa de solo da *Food and Agriculture Organization of the United Nations* - FAO (FAO, 2003). O fator C está relacionado à cobertura e ao manejo da terra e foi obtido com base nos valores da literatura (SILVA et al., 2010; RIBEIRO; ALVES, 2007; VÁZQUEZ-FERNÁNDEZ et al., 1996) compilados por Fagundes (2018). Esses valores podem ser visualizados na Tabela 6.

Já o fator *P* está relacionado às práticas conservacionistas do solo e, devido à falta de informação sobre as práticas existentes na bacia e considerando a extensão da mesma, o valor adotado foi igual a 1, ou seja, desconsiderou-se qualquer prática de conservação do solo (WILKINSON et al., 2009; FAGUNDES; FAN; PAIVA, 2019, FÖEGER, 2019).

$$K = Fag * Fcs * Forg * Fa \quad (14)$$

Onde: *Fag* é um fator de areia grossa que fornece baixos valores de *K* para solos com grande quantidade de areia grossa e altos valores para solos com pouca areia; *Fcs* um fator “argila silte” que reduz o valor *K* para solos com elevada concentração de silte; *Forg* um fator que reduz o valor de *K* em solos com grandes quantidades de carbono orgânico e *Fa* um fator que reduz o valor de *K* de solos com elevada quantidade de areia (BUARQUE, 2015).

Tabela 6 - Parâmetros adotados Fagundes (2018), e considerados neste estudo, para a utilização da MUSLE.

URH	Solo	Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)	OrgC (%)	C
Floresta em solo raso	Cambissolos e Litossolos ¹	65,550	15,550	18,900	0,870	0,04
Floresta em solo profundo	Argissolos e Latossolos	44,500	16,750	38,750	1,835	0,04
Agricultura em solo raso	Cambissolos e Litossolos	65,550	15,550	18,900	0,870	0,164
Agricultura em solo profundo	Argissolos e Latossolos	44,500	16,750	38,750	1,835	0,164
Campo em solo raso	Cambissolos e Litossolos ¹	65,550	15,550	18,900	0,870	0,05
Campo em solo profundo	Argissolos e Latossolos	44,500	16,750	38,750	1,835	0,05
Várzea	Argissolos	53,300	17,200	29,500	1,740	0,000
Área semi-impermeável	Argissolos e Latossolos	44,500	16,750	38,750	1,835	0,001
Água	-	0	0	0	0	0

Fonte: Elaborado pelo autor com dados extraídos de Fagundes (2018).

5.4.3 Calibração do módulo de sedimentos

A calibração do módulo de sedimentos foi realizada de maneira manual conforme as indicações de Fagundes (2018). Os parâmetros calibráveis do modelo são os coeficientes α e β presentes na equação da MUSLE (WILLIAMS, 1975), bem como o parâmetro TKS presente no modelo MGB-SED, que é o coeficiente de retardo do escoamento superficial aplicado aos reservatórios lineares que geram o aporte de sedimentos até o canal a partir das minibacias.

Para avaliar o desempenho da calibração do módulo de sedimentos foram utilizadas as seguintes métricas de desempenho: o coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe, erro de volume; o coeficiente de correlação de Pearson (r) e o coeficiente de determinação (R^2):

$$R^2 = r^2 = \left(\frac{\sum_{i=1}^N (C_i - \bar{C})(O_i - \bar{O})}{\sqrt{[\sum_{i=1}^N (C_i - \bar{C})^2][\sum_{i=1}^N (O_i - \bar{O})^2]}} \right)^2 \quad (15)$$

Onde C_i é a variável modelada no intervalo de tempo i ; O_i é a variável observada nesse intervalo de tempo, N o número de intervalos de tempo e \bar{O} a média das variáveis observadas no tempo N .

¹ Os Litossolos são equivalentes aos Neossolos Litólicos pela classificação atual da EMBRAPA.

O coeficiente de determinação (R^2) é o quadrado do coeficiente de correlação de Pearson. O R^2 é uma medida estatística que indica a proporção da variabilidade dos valores da variável dependente que pode ser explicada pelas variáveis independentes em um modelo de regressão, O valor do R^2 varia de 0 a 1, onde 0 indica que as variáveis independentes não têm poder preditivo sobre a variável dependente, e 1 indica que todas as variações na variável dependente são explicadas pelas variáveis independentes. Quanto mais próximo o valor de R^2 estiver de 1, melhor o modelo se ajusta aos dados (MORIASI et al., 2007).

Para a avaliação do desempenho do módulo sedimentológico, adotou-se também como referência, o trabalho “*Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations*” de Moriasi et al., (2007) que indica as seguintes classificações para o desempenho de modelos hidrológicos baseadas no coeficiente de Nash-Sutcliffe (NS):

- Muito Bom: $0,75 < NS \leq 1,00$
- Bom: $0,65 < NS \leq 0,75$
- Satisfatório: $0,50 < NS \leq 0,65$
- Não satisfatório: $NS \leq 0,50$

Já para o coeficiente de correlação de Pearson (r) e coeficiente de determinação (R^2) o trabalho de Moriasi et al., (2007) indica que valores acima de 0,5 podem ser considerados aceitáveis.

Para o erro de volume (ΔV) foram consideradas as seguintes métricas de desempenho:

- Muito Bom: $EV < +/- 10\%$
- Bom: $+/-10\% \leq EV < +/- 15\%$
- Satisfatório: $+/-15\% \leq EV < +/-25\%$
- Não satisfatório: $EV \geq +/-25\%$

5.5 Elaboração do mapa de índice de conectividade

Para a elaboração do mapa de conectividade da bacia do rio Doce utilizou-se o ArcGis™ 10.5 (ESRI, 2012), uma vez que o IC é um índice distribuído baseado em tecnologia SIG focado principalmente na influência da topografia na conectividade dos sedimentos, levando em consideração algumas informações relacionadas ao uso e cobertura da terra, tal como o fator de proteção do solo ou fator C no ArcGis™, utilizando o Índice de Conectividade proposto por Borselli, Cassi e Torri (2008). Esse

índice permite que calcular a conectividade potencial contínua entre diferentes pontos na superfície.

O IC usa uma abordagem em SIG para definir a conectividade potencial em uma escala de pixel/célula. Ele combina um componente de montante e um componente de jusante, sendo que o componente de jusante é relacionado com a distância e os impedimentos entre um ponto e a fonte mais próxima, que para o presente estudo a fonte alvo foi a rede de drenagem. Esses impedimentos na vertente são definidos pelo ângulo de inclinação da célula e a rugosidade da superfície celular, definida pela vegetação e características de uso do solo, classificadas como o fator Peso (W). O valor W varia entre 0 e 1, sendo que maiores valores representam menor rugosidade e conseqüentemente maior conectividade (HOOKE; SOUZA; MARCHAMALO, 2021).

Já o componente de montante é baseado no escoamento potencial/vazão, calculada pela área de descarga, e pelo potencial de produção de sedimentos, controlado pelo ângulo médio de declividade, declividade ascendente e rugosidade superficial média (HOOKE; SOUZA; MARCHAMALO, 2021).

No modelo de Borselli, Cassi e Torri (2008), para compreender e obter o IC é necessário avaliar as características morfométricas da bacia. É importante ressaltar que o W representa o fator de impedância e/ou rugosidade do terreno, sendo trabalhado a partir da rugosidade do terreno em si (CAVALLI et al., 2013) ou inserindo informações do uso e cobertura da terra (BORSELLI; CASSI; TORRI, 2008; HOOKE; SOUZA; MARCHAMALO, 2021).

Nesse modelo o fator de impedância (W) é o fator C usado em modelos USLE/MUSLE; este parâmetro reflete a proteção do solo e perda de solo. Cabe ressaltar que neste trabalho, para entender o padrão de conectividade lateral da bacia hidrográfica, a área de drenagem estudada foi definida como saída e utilizada como alvo (IC *Stream*). Os valores utilizados para o fator C podem ser visualizados na Tabela 7.

Tabela 7: Fator C de acordo com o uso e cobertura do solo da Bacia do rio Doce

Uso e cobertura da terra	C	Fonte
Massa d'Água	0,0000	
Edificação	0,2853	* (SILVA, 2004); (COSTA et al., 2005); (MARQUES; LOMBARDI NETO; BACELLAR, 2003)
Pastagem	0,0500	* (BERTONI; LOMBARDI NETO, 1999); (SILVA, 2004); (TOMAZONI et al., 2005); Silva et al, (2010)
Floresta	0,0040	* (MARQUES; LOMBARDI NETO; BACELLAR, 2003); (SILVA et al., 2010)
Cultivo Agrícola	0,1640	* (MARQUES; LOMBARDI NETO; BACELLAR, 2003); (PROCHNOW et al., 2005); (SILVA et al., 2010)
Solo Exposto	1,0000	(WISCHMEIER; SMITH, 1978)

Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

Para a atual pesquisa, os valores de fator C, de uso e cobertura da terra, foram advindos da literatura científica, seguindo orientações de Borselli, Cassi e Torri (2008), que consideram o tipo de cultura, vegetação e o fator de gestão presentes na área, uma vez que esses aspectos são usados para determinar a eficácia relativa dos sistemas de manejo de culturas em termos de perda de solo.

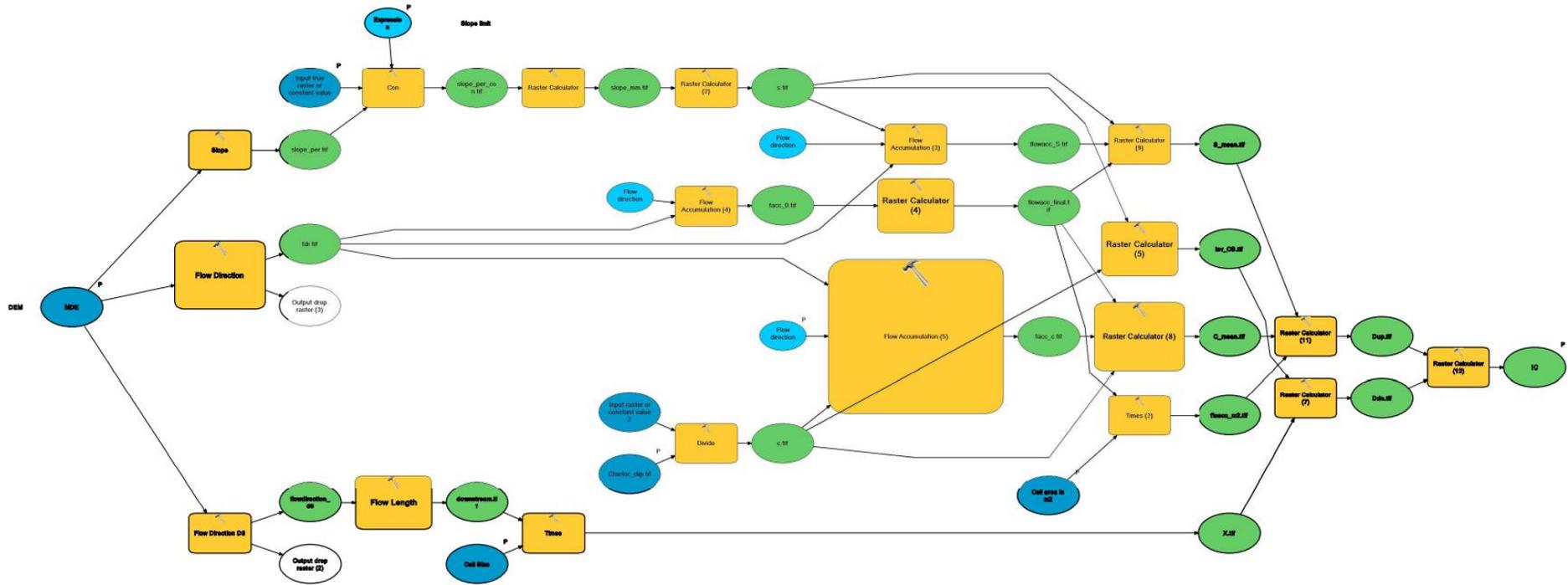
O MDE utilizado para a elaboração do mapa de Índice de Conectividade foi o NASADEM, com 30 metros de resolução. Já o mapa de uso e ocupação da terra foi utilizado o *GlobCover* da ESA com 300 metros de resolução, porém reamostrado para a resolução do MDE (30 metros). Esse mapa foi utilizado por ser o mesmo utilizado como *input* para o modelo MGB-SED, assim, ao comparar os dados gerados pelo modelo com o índice de conectividade vieses são evitados.

O processamento do índice de conectividade foi realizado em *software* por meio da ferramenta *Model Builder* do programa ArcGis™ 10.5, da empresa *Environmental Systems Research Institute* (ESRI) e pode ser visualizado na Figura 16.

Ressalta-se que os reservatórios presentes na área de estudo não foram considerados para o cálculo do IC.

Após a elaboração do mapa de índice de conectividade, a conectividade estrutural foi avaliada usando o Índice de Conectividade de Borselli, Cassi e Torri (2008). Para essa avaliação foi elaborado um mapa com os resultados do índice de conectividade e realizadas discussões avaliando a declividade, uso e ocupação da terra e conectividade.

Figura 16 – Fluxograma para processamento do IC de Borselli, Cassi e Torri (2008).



Fonte: Adaptado de Hooke; Souza; Marchamalo (2021).

5.6 Comparação dos resultados do MGB-SED com a conectividade lateral de sedimentos

Os resultados do modelo MGB-SED foram confrontados com mapas médios, diários e anuais de perda de solo específica, concentração de sedimentos em suspensão, descarga sólida em suspensão específica.

Para avaliação da correlação entre os resultados do MGB-SED e o Índice de Conectividade optou-se pela utilização da correlação de Spearman. Essa escolha foi embasada na maior adequação dessa métrica para avaliação da correlação dos resultados pois a Correlação de Spearman trata-se de uma medida de correlação não-paramétrica, sendo que esta avalia a descrição da relação entre duas variáveis, sem fazer suposições sobre a distribuição de frequências dessas variáveis. Como não requer a suposição de que a relação entre as variáveis é linear, caso do índice de conectividade e dos resultados do MGB-SED, essa se difere do coeficiente de correlação de Pearson, por exemplo, e pode ser utilizada para as variáveis medidas no nível ordinal (ALVES et al., 2015).

Essa medida comumente tem sido indicada quando determinada variável apresenta pontos distantes dos demais ou quando o gráfico de dispersão sugere uma relação crescente ou decrescente na curva considerando X e Y (SANTOS; et al., 2018). A expressão e correlação de Spearman entre duas variáveis X e Y com n observações pode ser escrita como:

$$\rho = 1 - \frac{6 \sum d_i^2}{n(n^2-1)} \quad (16)$$

Onde: ρ é o coeficiente de correlação de Spearman; d_i é a diferença entre as classificações das observações X_i e Y_i e n é o número de observações.

O coeficiente de correlação de Spearman varia entre -1 e 1, onde: 1 indica uma correlação perfeitamente crescente entre as classificações das variáveis; -1 indica uma correlação perfeitamente decrescente entre as classificações das variáveis e 0 indica que não há uma relação monotônica aparente entre as classificações das variáveis.

Para o cálculo do coeficiente de correlação de Spearman foi necessário extrair os valores de IC médio para cada minibacia. Para isso foi utilizada a ferramenta *Sample* do ArcGis™ que cria uma tabela ou classe de feição de ponto que mostra os

valores das células de um *raster* ou conjunto de *rasters*, para locais definidos. Para o presente trabalho, foram utilizados os 1664 derivados da transformação do *shapefile* das minibacias em pontos. Como MGB-SED gera resultados médios para cada minibacia a correlação foi feita com o IC médio para essas mesmas áreas.

A verificação da inter-relação entre os resultados do modelo MGB-SED e a conectividade lateral de sedimentos foi realizada confrontando os mapas elaborados a partir dos resultados do modelo hidrossedimentológico e do índice de conectividade.

Como proposto por Baartman et al (2020) os resultados da simulação do modelo foram comparados em termos de conectividade quanto os resultados do modelo possuem correlação entres as áreas conectadas e a geração, produção e concentração de sedimentos.

6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

O presente capítulo expõe os resultados obtidos por meio da metodologia deste trabalho e as interpretações a luz da literatura especializada.

6.1 Declividade da bacia

A declividade e a distância entre o canal e as encostas são dois fatores topográficos de fundamental importância nesse estudo, pois são levados em consideração no momento da modelagem aplicada na bacia do rio Doce para verificar o índice de Conectividade de sedimentos. Dessa forma, é necessário avaliar e caracterizar a declividade da área de estudo.

Dessa forma, por meio das informações obtidas do MDE, foi elaborado um mapa de declividade percentual da bacia. A declividade foi classificada de acordo com o padrão proposto em 2013 pela Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária - (EMBRAPA, 2013). As subdivisões utilizadas para essa classificação podem ser visualizadas na Tabela 8.

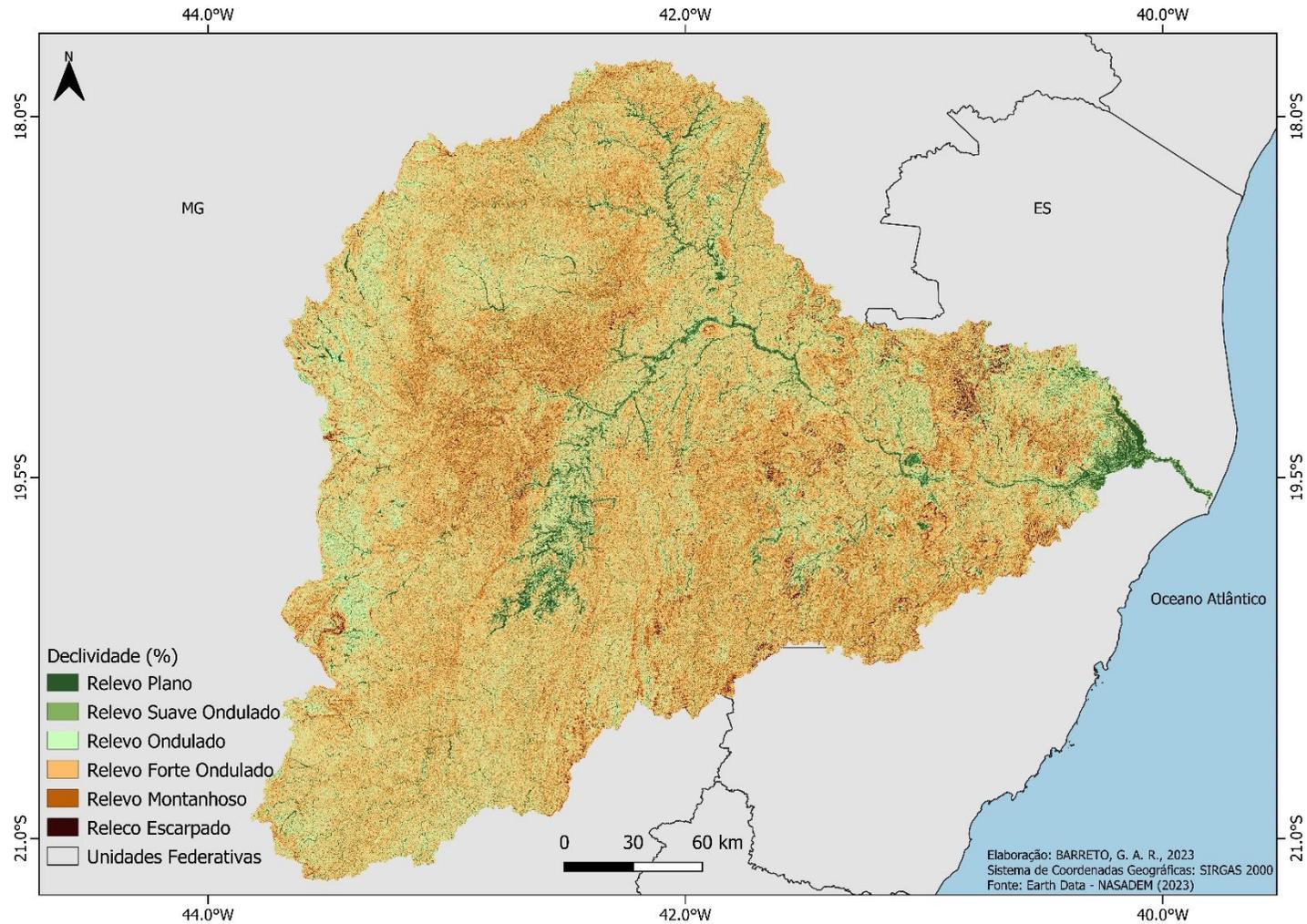
Tabela 8 - Classes de declividade para classificação do relevo

Classe de declividade (%)	Classificação do relevo
0 – 3	Relevo plano
3 – 8	Suave ondulado
8 – 20	Ondulado
20 – 40	Forte ondulado
40 – 75	Montanhoso
>75%	Escarpado

Fonte: Elaborado pelo autor com dados extraídos de Embrapa (2013).

Por meio do mapa da Figura 17 é possível notar que a maior parte da bacia apresenta a declividade nas classes relevo forte ondulado e relevo montanhoso, o que é justificável pois a bacia pertence à porção do território brasileiro caracterizada por um “mar de morros”, nota-se também que a classe relevo plano está localizada principalmente onde o rio Doce flui.

Figura 17 - Declividade percentual da Bacia Hidrográfica do rio Doce.



Fonte: Elaborado pelo autor com dados extraídos de *Earth Data - NASADEM* (2023).

6.2 Modelagem hidrológica

Os resultados da aplicação do modelo hidrológico são apresentados nesta seção em termos das métricas de desempenho atingidas e hidrogramas de vazões diárias simuladas e observadas.

Na Figura 18 e Figura 19 são apresentados alguns hidrogramas obtidos em algumas estações durante o período de simulação/calibração. Para melhor visualização foi selecionado o período de 2000 a 2015 para ilustrar as vazões nesses hidrogramas. Já nas Figura 20 a Figura 23 são ilustradas as métricas de desempenho calculadas para a simulação hidrológica no período de 1990-2020, sem a influência de reservatórios durante o procedimento de calibração para passo de tempo diário.

6.2.1 Comentários gerais a respeito da calibração do módulo hidrológico

Ao avaliar o coeficiente de Nash-Sutcliffe das vazões, observa-se que 11 estações possuem valores maiores do que 0,75; 19 estações possuem valores entre 0,65 e 0,75 e 27 estações possuem valores de Nash-Sutcliffe entre 0,5 e 0,65. Isso significa que ao analisar esse coeficiente 19% das estações apresentaram uma calibração muito boa; 32% apresentaram uma calibração boa e 46% uma calibração satisfatória.

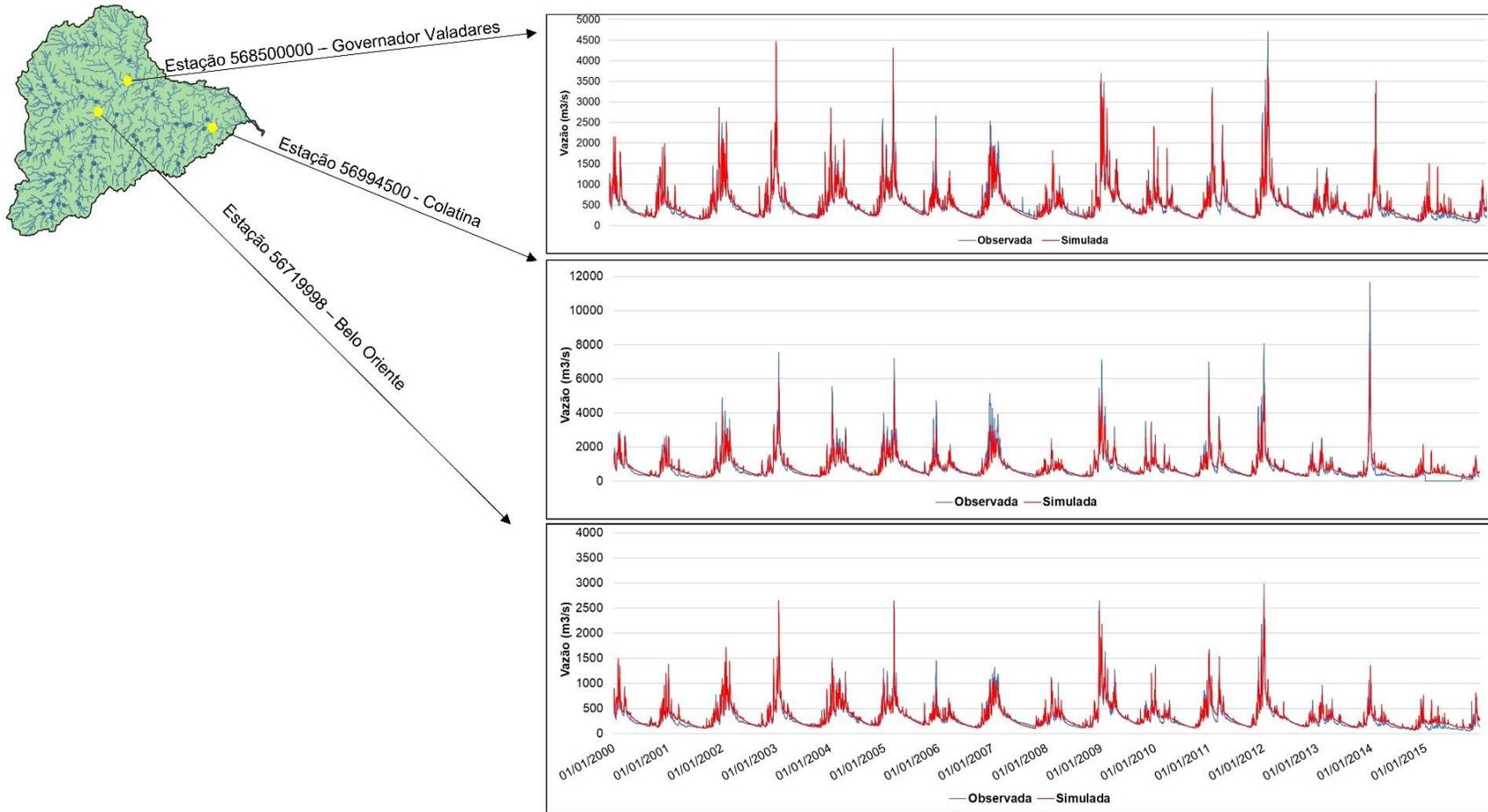
Quando observado o coeficiente de Nash-Sutcliffe dos logaritmos das vazões, observa-se que 5 estações possuem valores maiores do que 0,75; 17 estações possuem valores entre 0,65 e 0,75 e 37 estações possuem valores de Nash-Sutcliffe dos logaritmos das vazões entre 0,5 e 0,65. Isso significa que ao analisar esse coeficiente 8% das estações apresentaram uma calibração muito boa; 29% apresentaram uma calibração boa e 58% uma calibração satisfatória.

Quando comparados com a classificação de Moriasi et al., (2007), o coeficiente de Nash-Sutcliffe e Nash-Sutcliffe dos logaritmos das vazões apresentaram resultados satisfatórios em mais de 90% das estações.

Para o erro no volume (ΔV), 40 estações apresentaram valores com métrica considerada muito boa e 19 estações com métrica boa, ou seja, ao avaliar esse coeficiente, 68% das estações apresentaram uma calibração muito boa e 32% apresentaram uma calibração boa. Avaliando junto a classificação de Moriasi et al., (2007), o erro no volume (ΔV) possui resultados satisfatórios em 100% das estações.

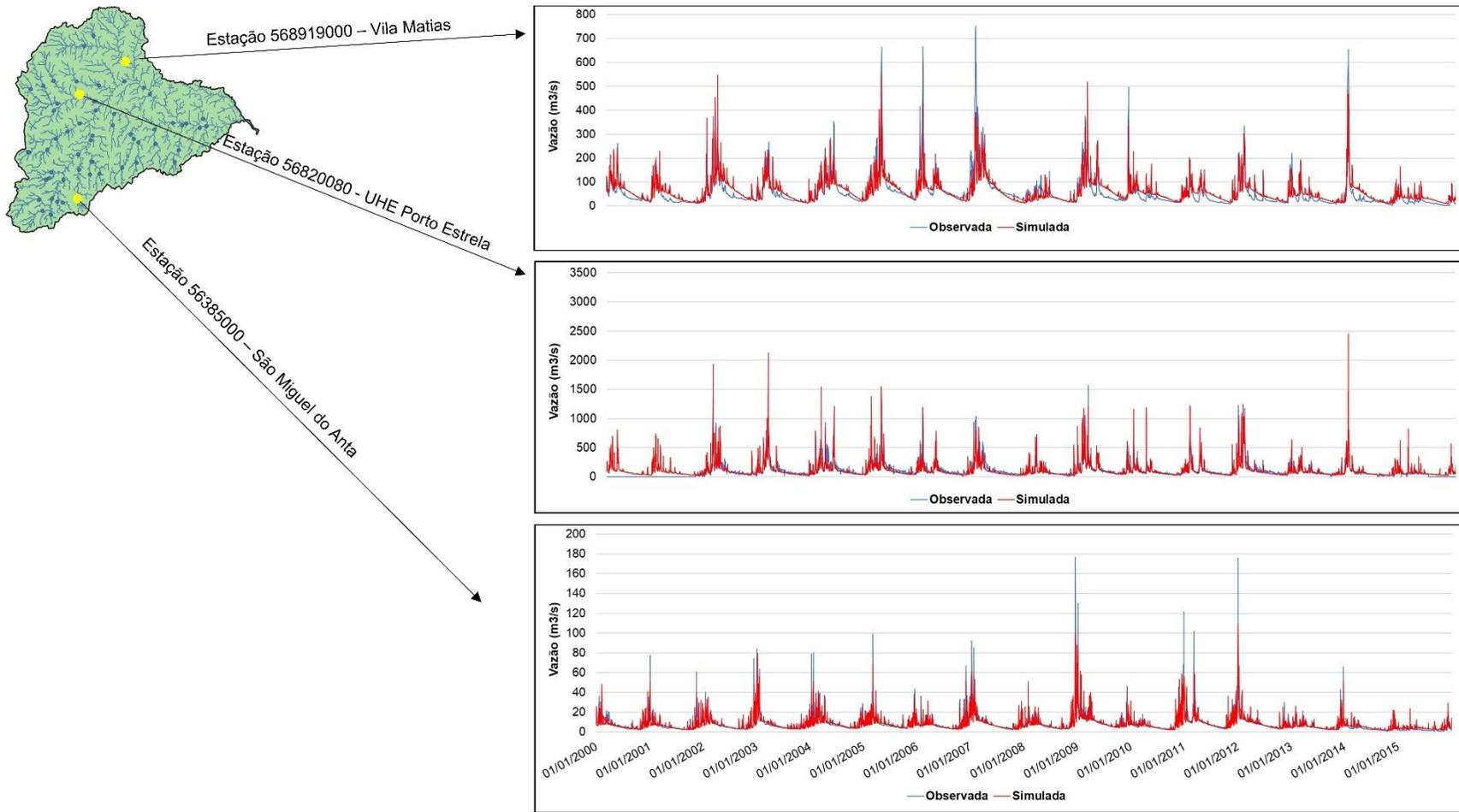
Observando o coeficiente de correlação de Pearson (r), 51 estações, ou seja, 86% das estações apresentaram essa métrica de desempenho maior do que 0,75 e 7 estações apresentaram essa métrica entre 0,65 e 0,75. Sendo o menor valor encontrado para essa métrica de 0,61.

Figura 18 - Hidrogramas observados em algumas estações (linhas azuis) e simulados (linhas vermelhas) para o período de 2000-2015.



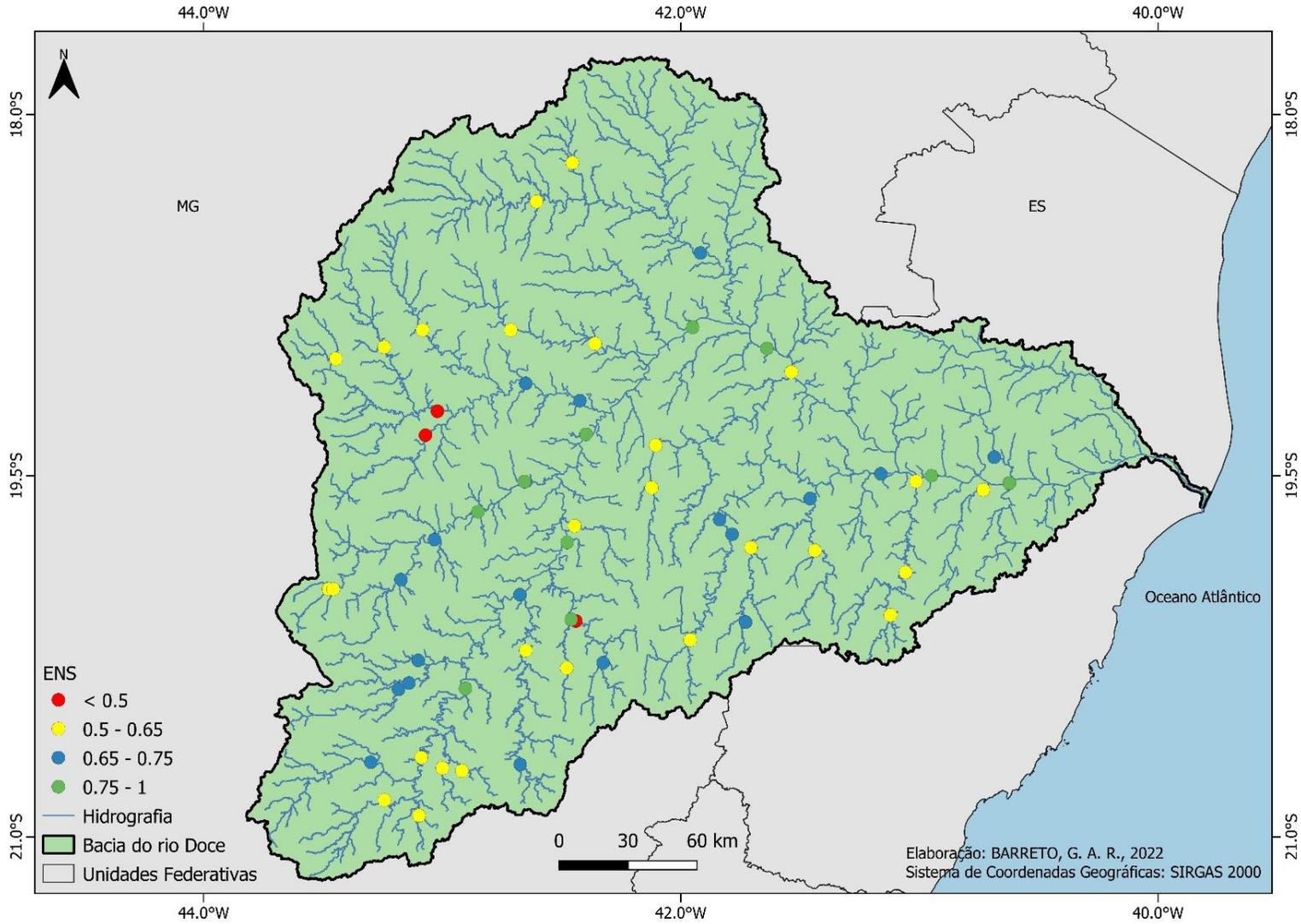
Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

Figura 19 - Hidrogramas observados em algumas estações (linhas azuis) e simulados (linhas vermelhas) para o período de 2000-2015.



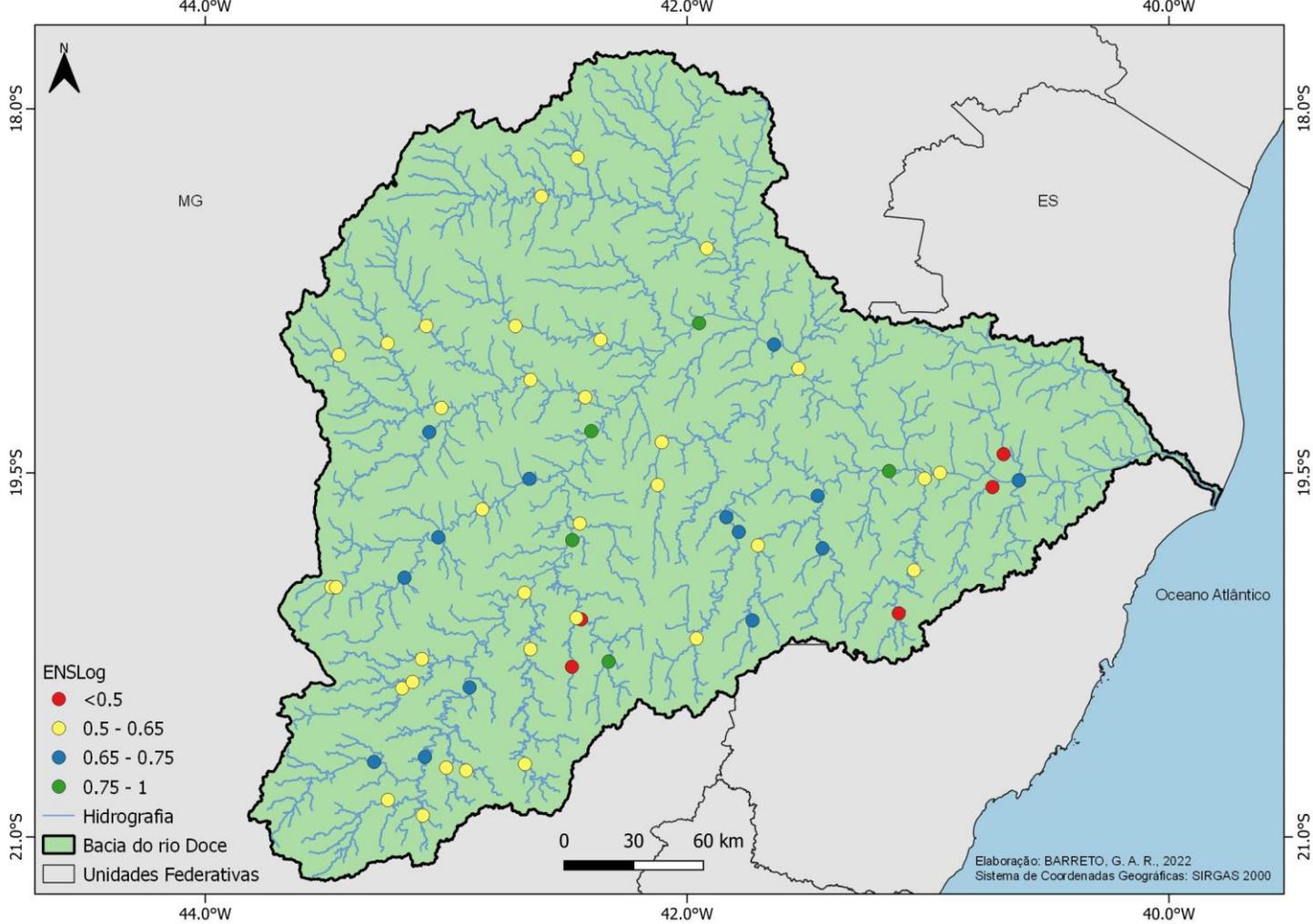
Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

Figura 20 - Distribuição espacial da estatística de desempenho Nash-Sutcliffe calculadas para a vazão no período de calibração do módulo hidrológico MGB (1990 - 2020) aplicado à bacia do rio Doce.



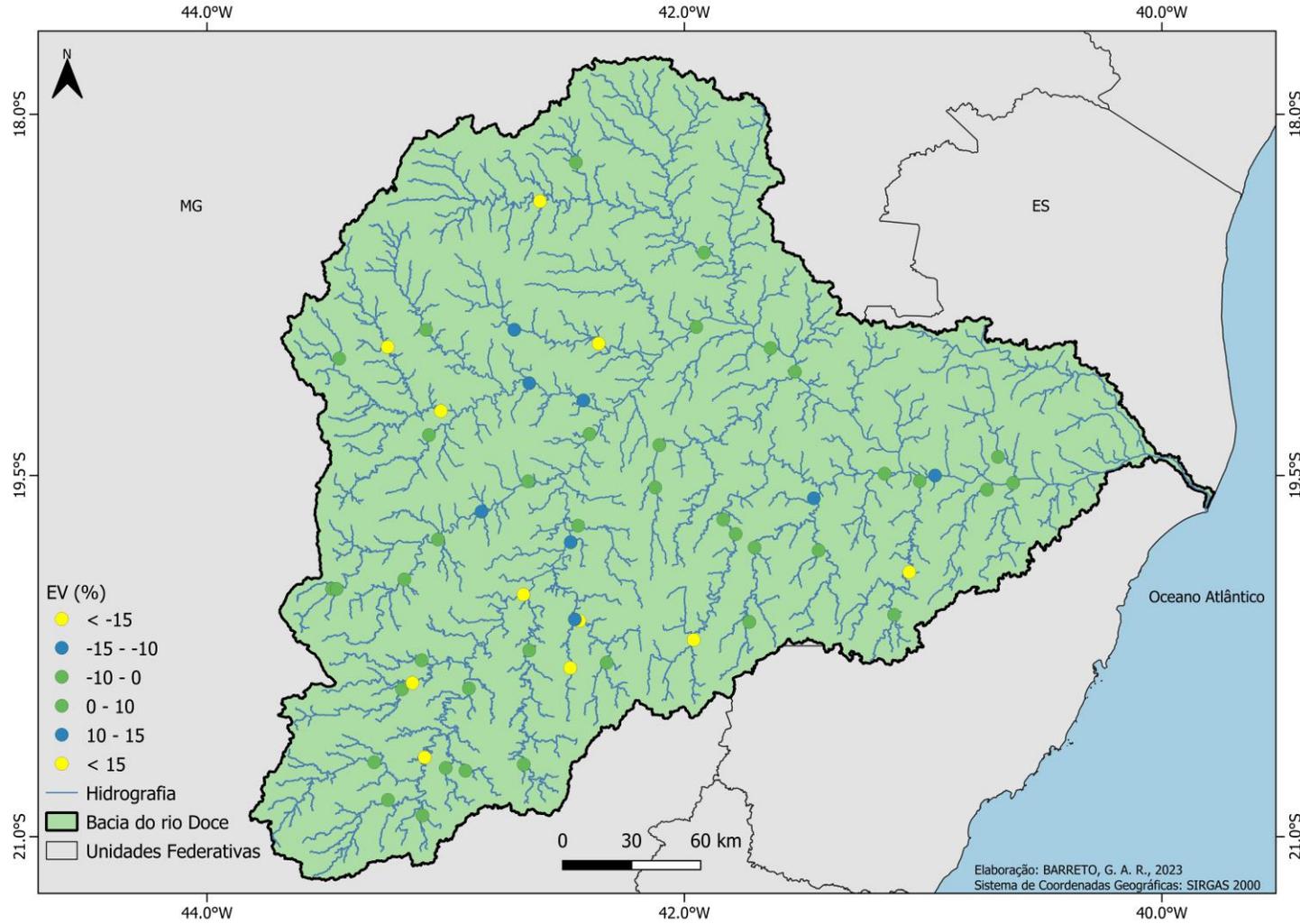
Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

Figura 21 - Distribuição espacial da estatística de desempenho Nash-Sutcliffe dos Logaritmos das Vazões calculadas para a vazão no período de calibração do módulo hidrológico MGB (1990 - 2020) aplicado à bacia do rio Doce.



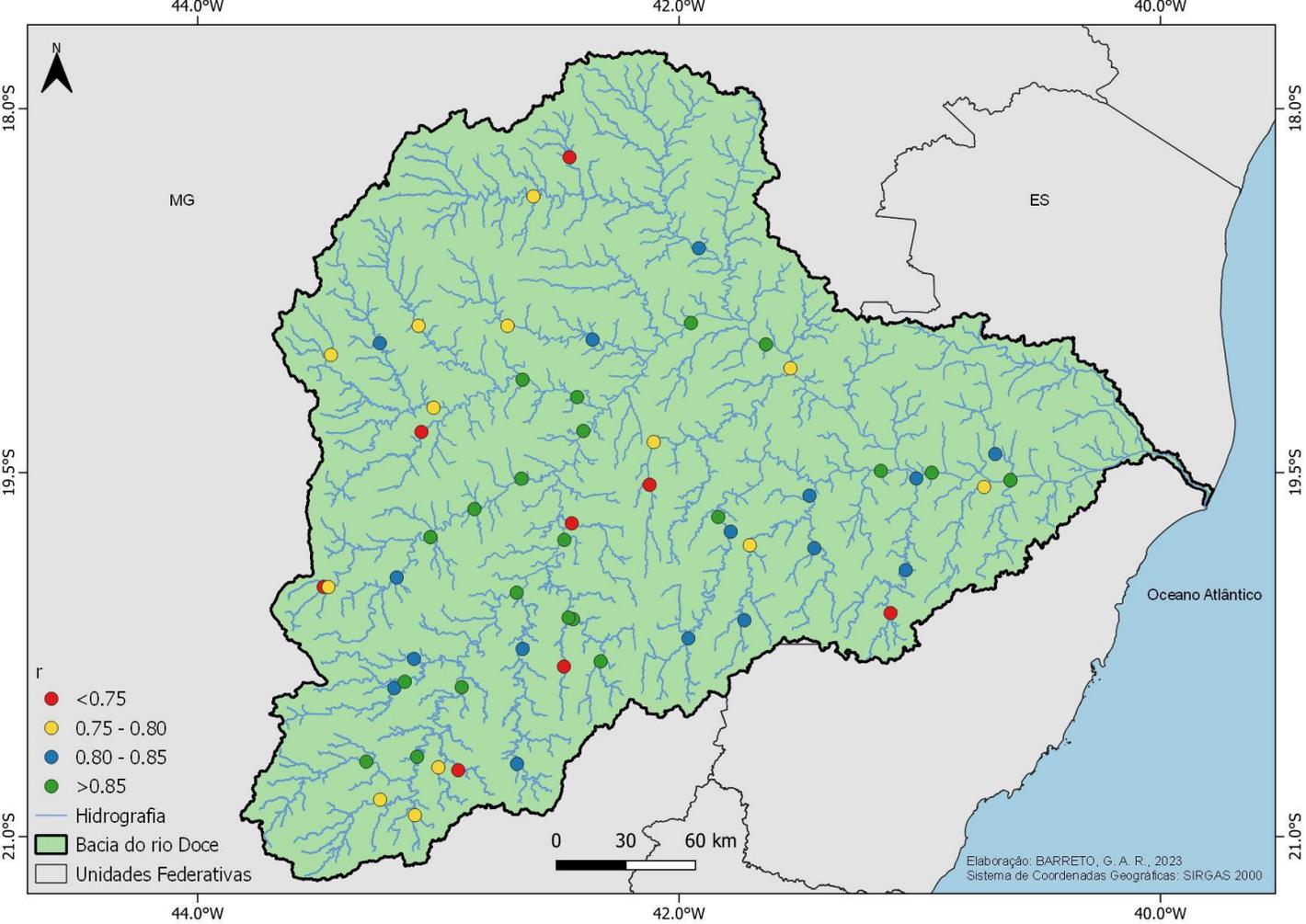
Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

Figura 22 - Distribuição espacial da estatística de desempenho Erro relativo dos volumes calculadas para a vazão no período de calibração do módulo hidrológico MGB (1990 - 2020) aplicado à bacia do rio Doce.



Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

Figura 23 - Distribuição espacial da estatística de desempenho correlação de Pearson para a vazão no período de calibração do módulo hidrológico MGB (1990 - 2020) aplicado à bacia do rio Doce.



Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

6.3 Modelagem de sedimentos

Os resultados da aplicação do módulo de sedimentos são apresentados nesta seção em termos das métricas de desempenho atingidas tanto para descarga sólida quanto para concentração de sedimentos em suspensão (CSS), e gráficos comparativos (sedimentogramas) de dados observados e simulados.

Na Figura 24 e Figura 25 é possível visualizar os sedimentogramas tanto para descarga sólida quanto para concentração de sedimentos em suspensão. Nas Figura 26 a Figura 29 são ilustradas a distribuição espacial das métricas de desempenho calculadas para a descarga sólida no período de 1998-2014. Já nas Figura 30 a Figura 33 são ilustradas distribuição espacial das métricas de desempenho calculadas para concentração de sedimentos em suspensão. Ressalta-se que a escolha desse período foi em função da disponibilidade de dados observados de sedimentos.

6.3.1 *Comentários gerais a respeito da calibração do módulo de sedimentos*

Ao avaliar o coeficiente de Nash-Sutcliffe calculado para a descarga sólida, observa-se que 8 estações possuem valores maiores do que 0,75; 2 estações possuem valores entre 0,65 e 0,75, 8 estações possuem valores entre 0,5 e 0,65. Isso significa que ao analisar esse coeficiente 26% das estações apresentaram uma calibração muito boa; 6% apresentaram uma calibração boa e 26% uma calibração satisfatória.

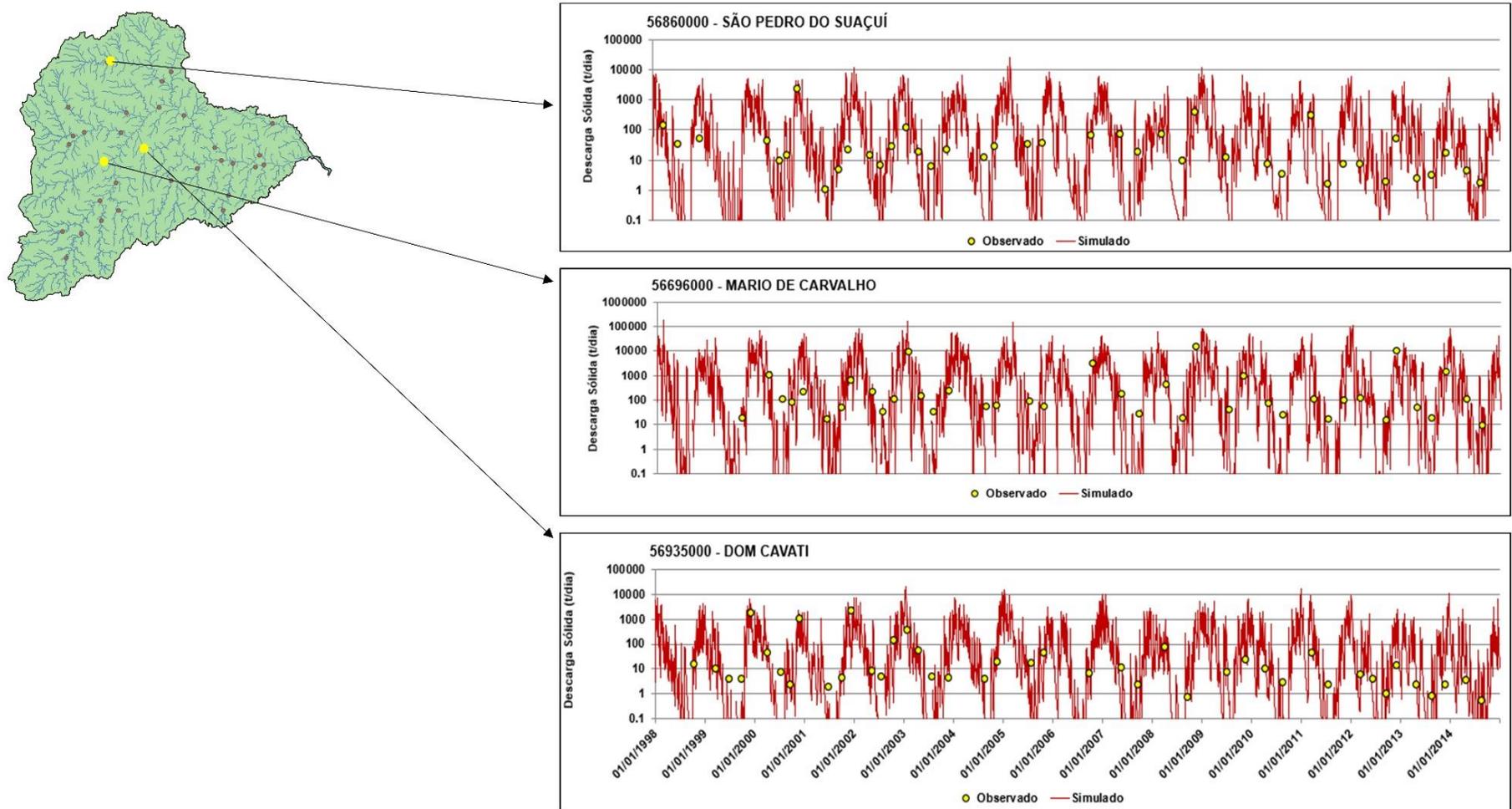
Para o erro no volume (ΔV), considerando a descarga sólida 9 estações apresentaram valores com métrica considerada muito boa, 4 estações com métrica boa e 10 estações com métricas satisfatórias, ou seja, ao avaliar esse coeficiente, 29% das estações apresentaram uma calibração muito boa, 13% apresentaram uma calibração boa e 32% uma calibração satisfatória. Avaliando junto a classificação de Moriasi et al., (2007), o erro no volume (ΔV) possui resultados satisfatórios em 75% das estações.

Observando o coeficiente de correlação de Pearson (r), para descarga sólida 21 estações, ou seja, 68% das estações apresentaram essa métrica de desempenho maior do que 0,75, 3 estações apresentaram essa métrica entre 0,65 e 0,75 e cinco estações apresentaram essa métrica entre 0,65 e 0,5.

Já o coeficiente de correlação (R^2) calculado para descarga sólida apresentou 11 estações com valores superiores a 0,75 (35%); 5 estações com valores entre 0,75 e 0,65 (16%) e 6 estações com valores entre 0,65 e 0,5 (19%).

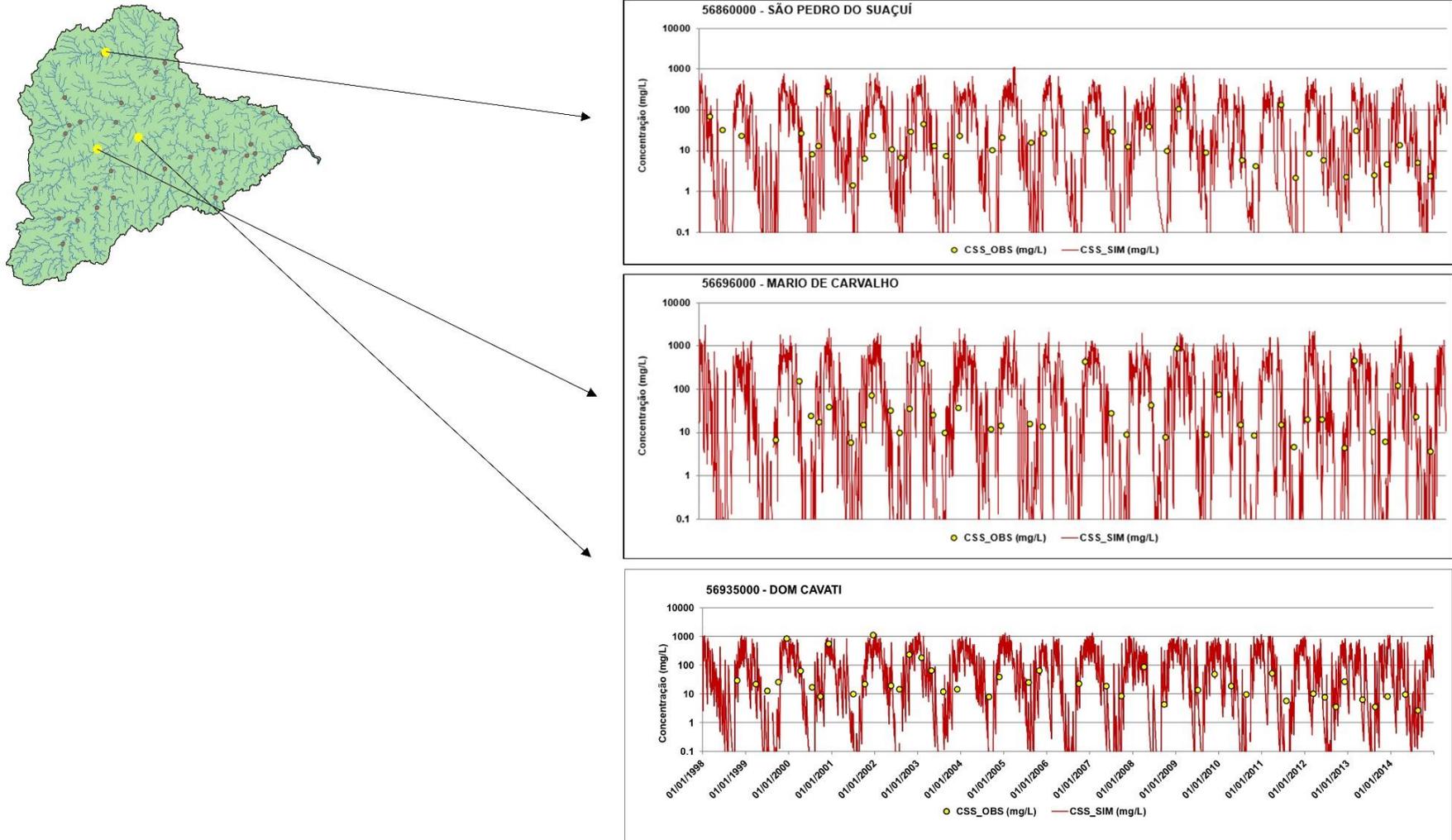
Para a concentração de sedimentos em suspensão, avaliando a distribuição espacial das métricas de desempenho apresentadas nas Figura 30 a Figura 33, nota-se que elas não apresentaram valores tão bons quanto os da descarga sólida. Isso decorre do fato da calibração do módulo de sedimentos ter priorizado a descarga sólida.

Figura 24 - Descargas sólidas em suspensão (DSS) simuladas e observadas para diferentes estações da ANA no período de calibração do MGB-SED (1998 - 2014).



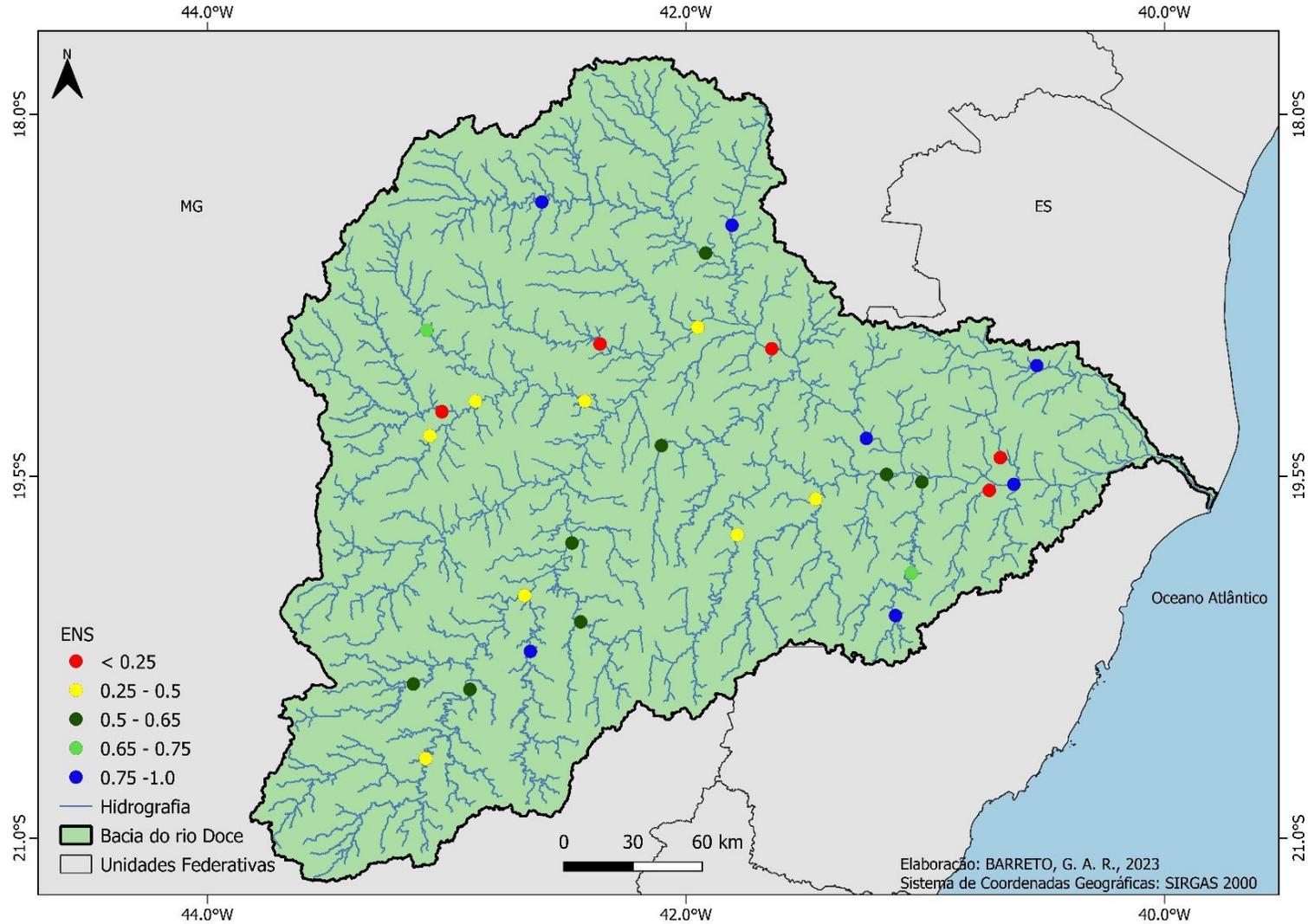
Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

Figura 25 – Concentração de sedimentos em suspensão (CSS) simuladas e observadas para diferentes estações da ANA no período de calibração do MGB-SED (1998 - 2014).



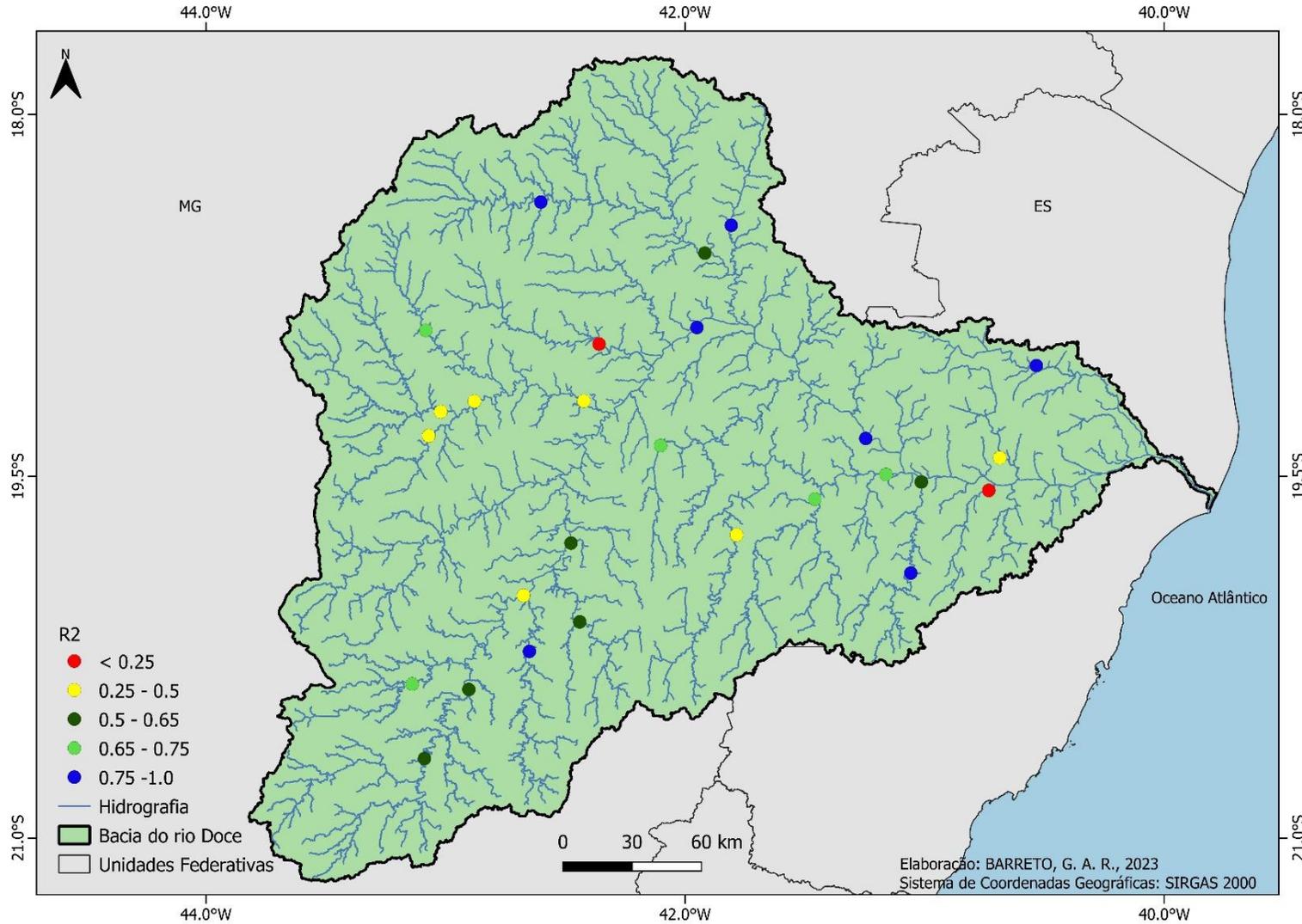
Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

Figura 26 - Distribuição espacial da estatística de desempenho Nash-Sutcliffe calculadas para descarga sólida em suspensão no período de calibração do módulo de sedimentos MGB-SED (1998 - 2014) aplicado à bacia do rio Doce.



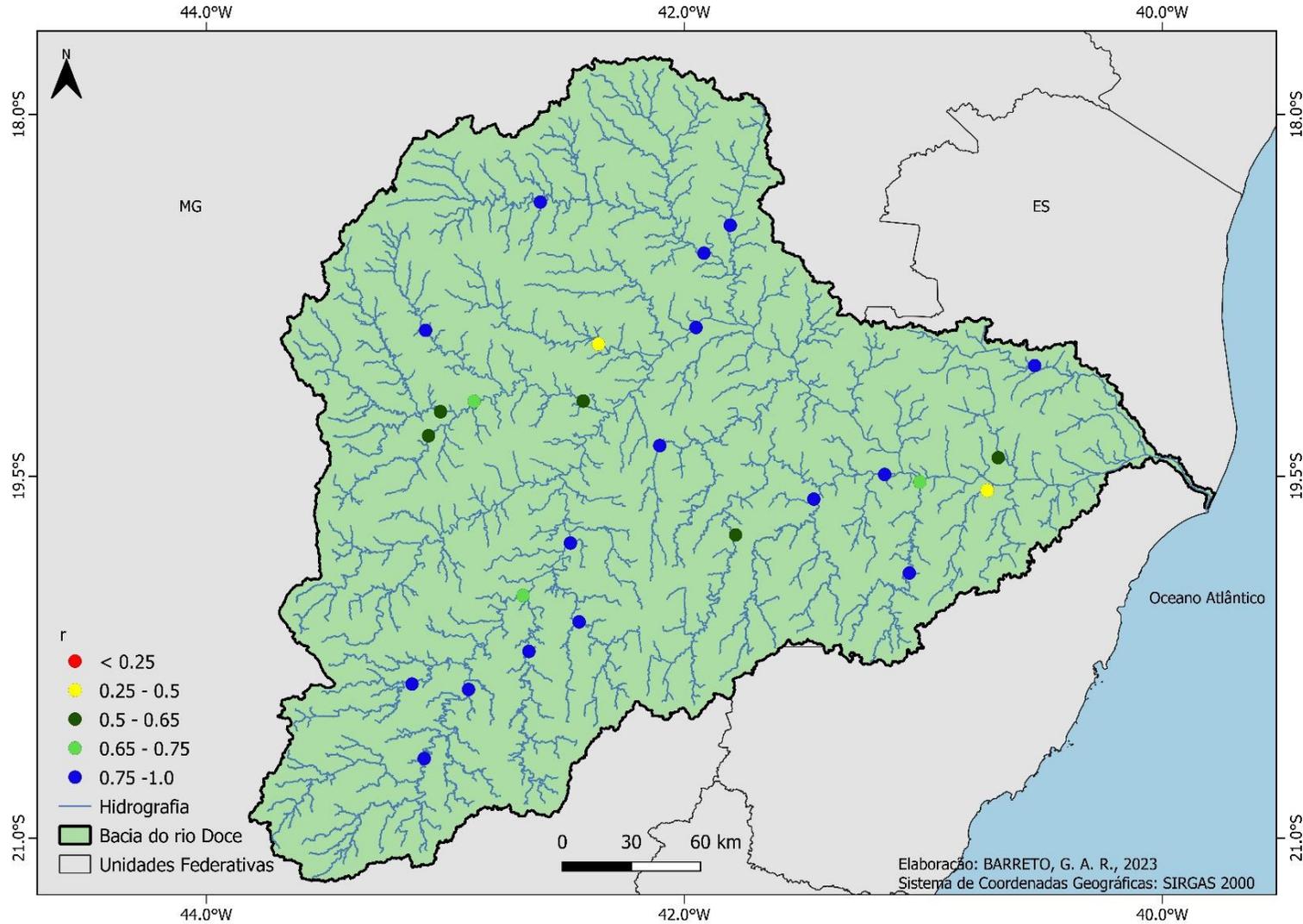
Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

Figura 27 - Distribuição espacial da estatística de desempenho coeficiente de correlação calculadas para descarga sólida em suspensão no período de calibração do módulo de sedimentos MGB-SED (1998 - 2014) aplicado à bacia do rio Doce.



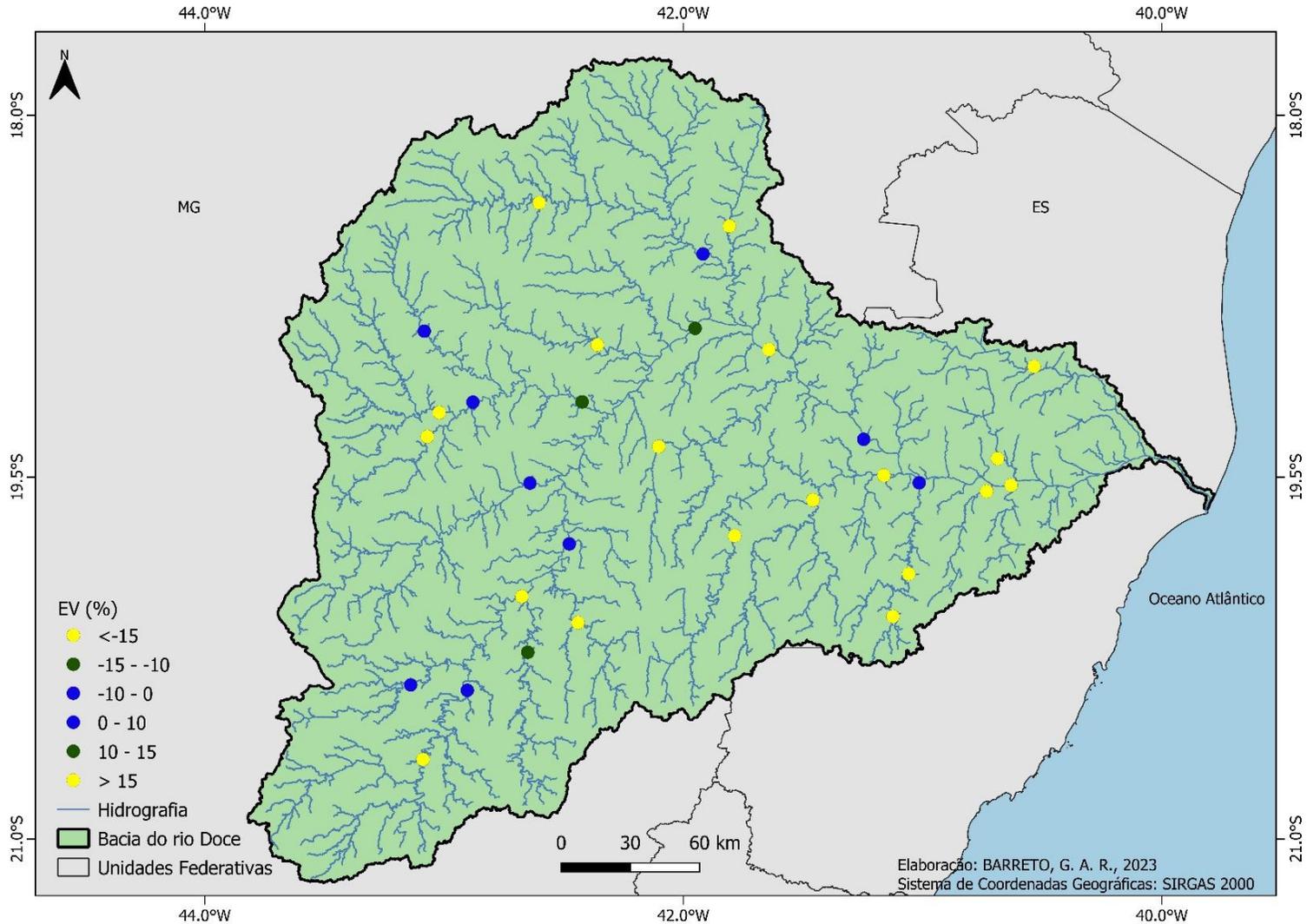
Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

Figura 28 - Distribuição espacial da estatística de desempenho correlação de Pearson calculadas para descarga sólida em suspensão no período de calibração do módulo de sedimentos MGB-SED (1998 - 2014) aplicado à bacia do rio Doce.



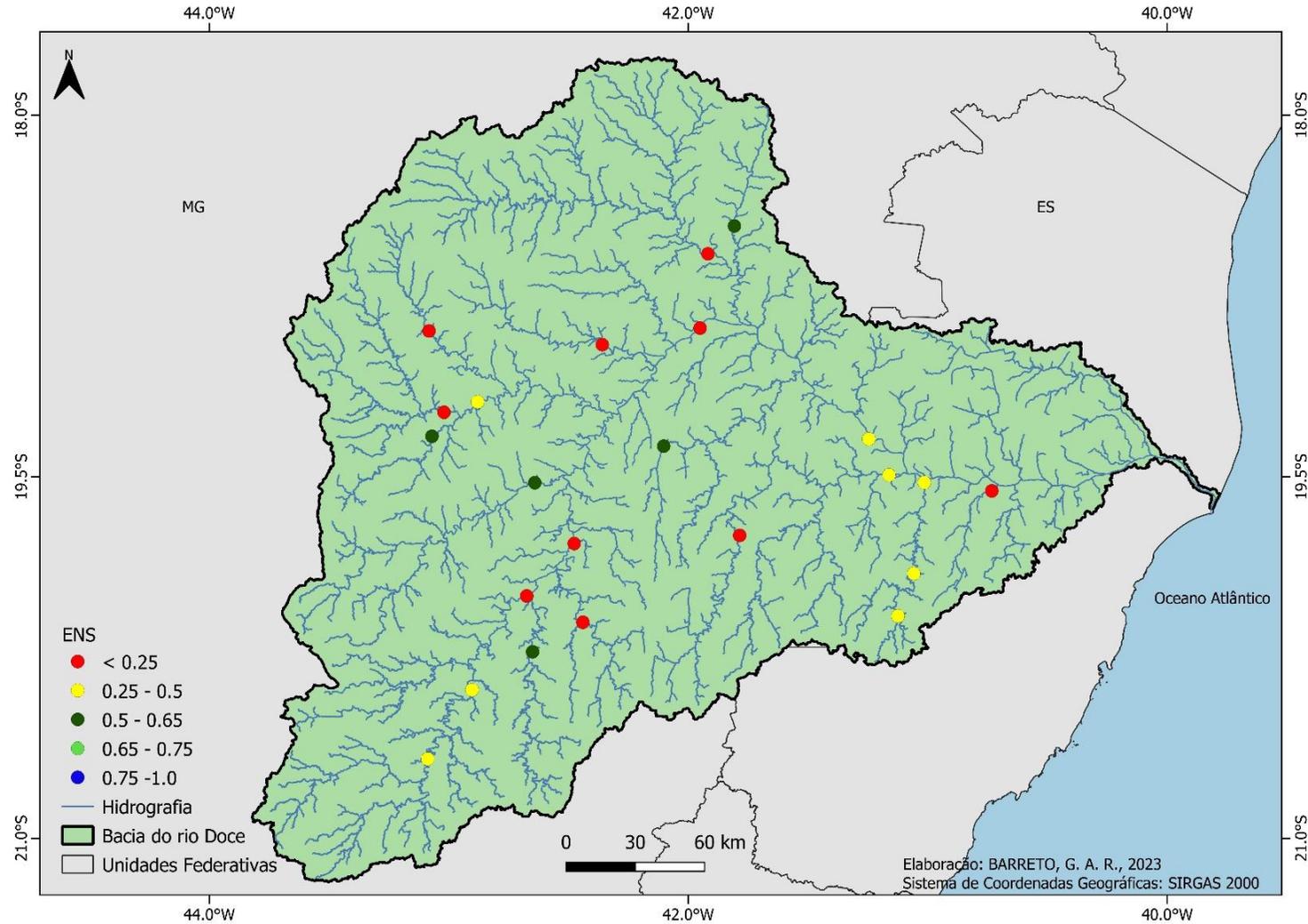
Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

Figura 29 - Distribuição espacial da estatística de desempenho erro relativo dos volumes calculadas para descarga sólida em suspensão no período de calibração do módulo de sedimentos MGB-SED (1998 - 2014) aplicado à bacia do rio Doce.



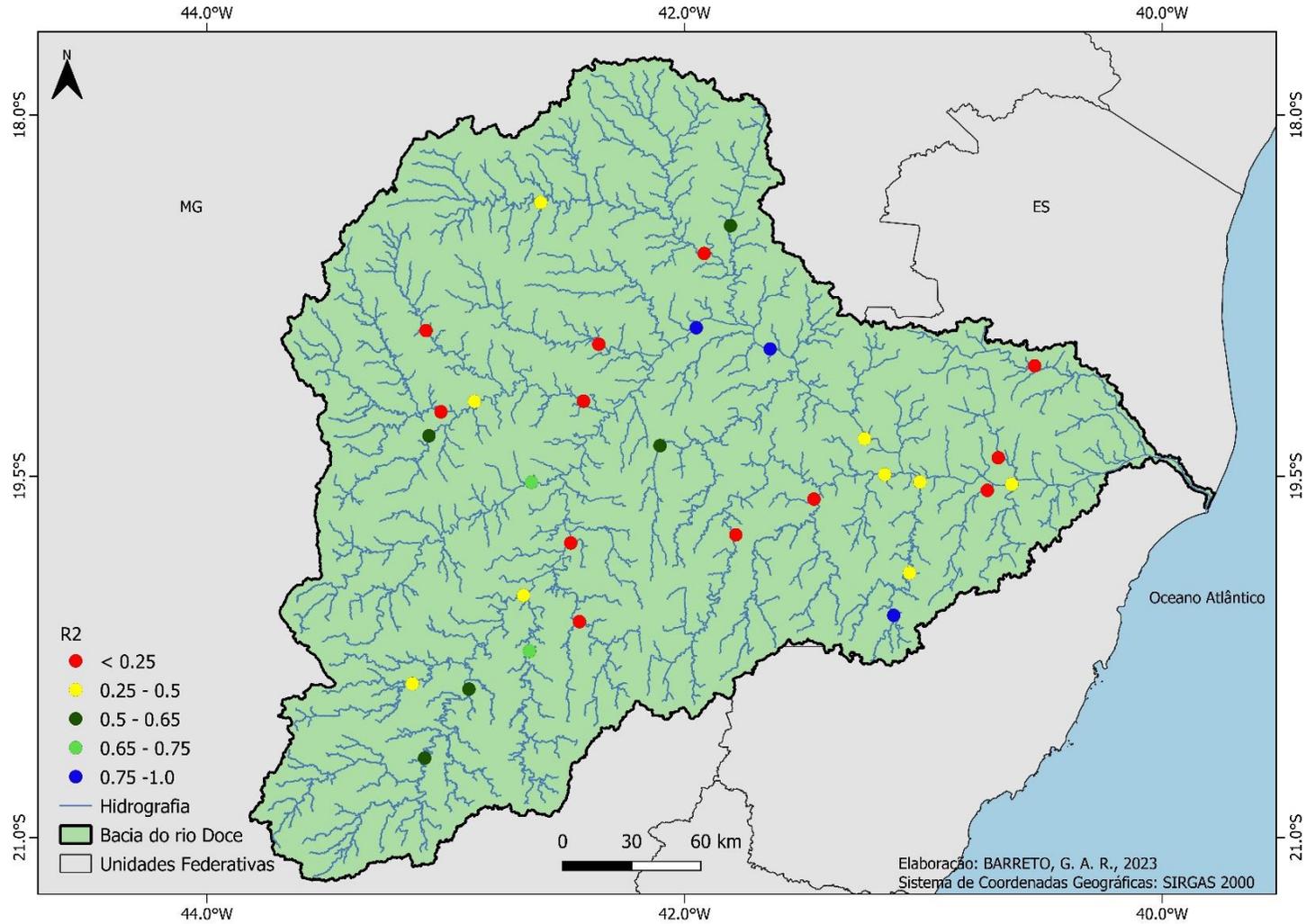
Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

Figura 30 - Distribuição espacial da estatística de desempenho Nash-Sutcliffe calculadas para concentração de sedimentos em suspensão no período de calibração do módulo de sedimentos MGB-SED (1998 - 2014) aplicado à bacia do rio Doce.



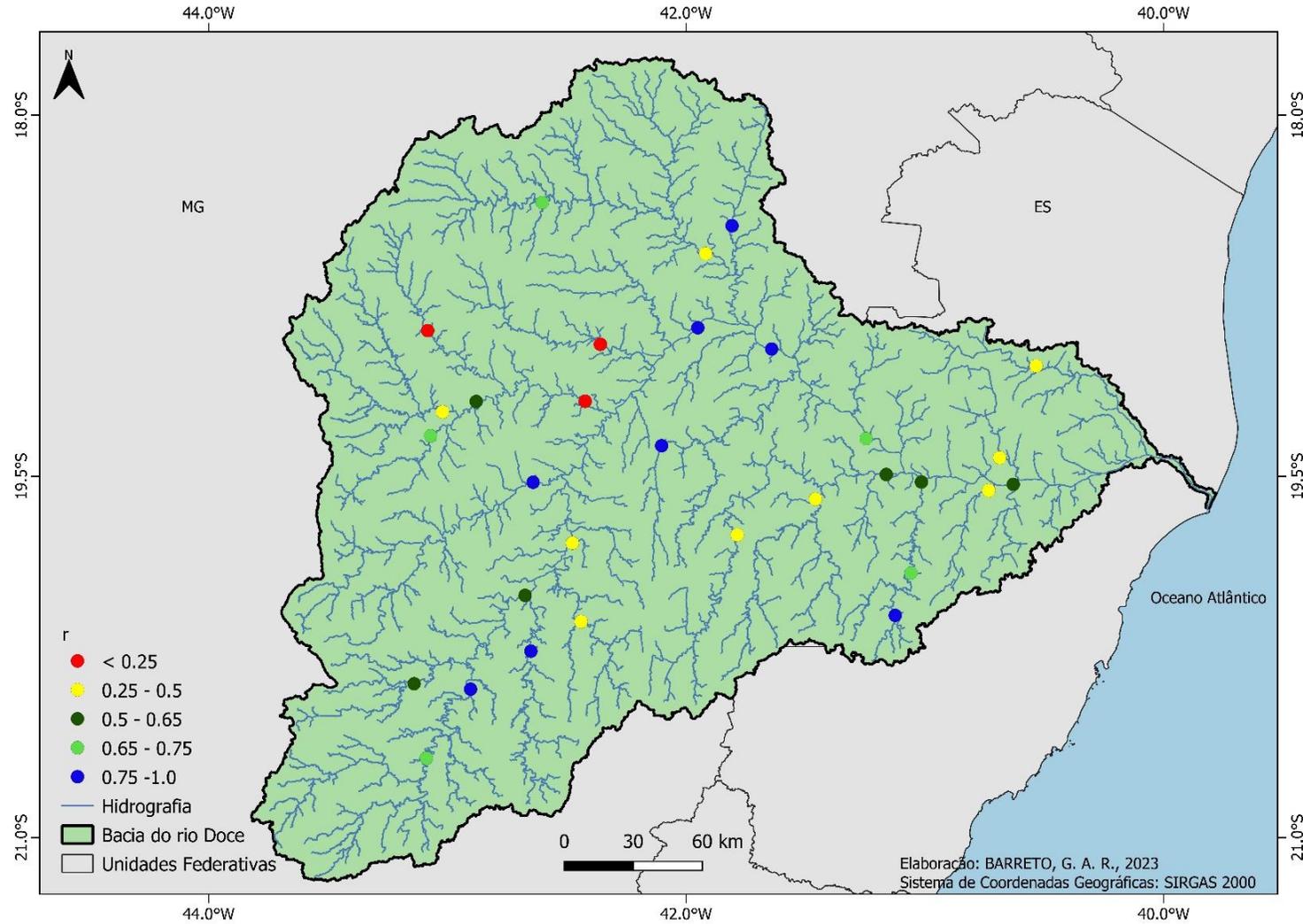
Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

Figura 31 -Distribuição espacial da estatística de desempenho coeficiente de correlação calculadas para concentração de sedimentos em suspensão no período de calibração do módulo de sedimentos MGB-SED (1998 - 2014) aplicado à bacia do rio Doce.



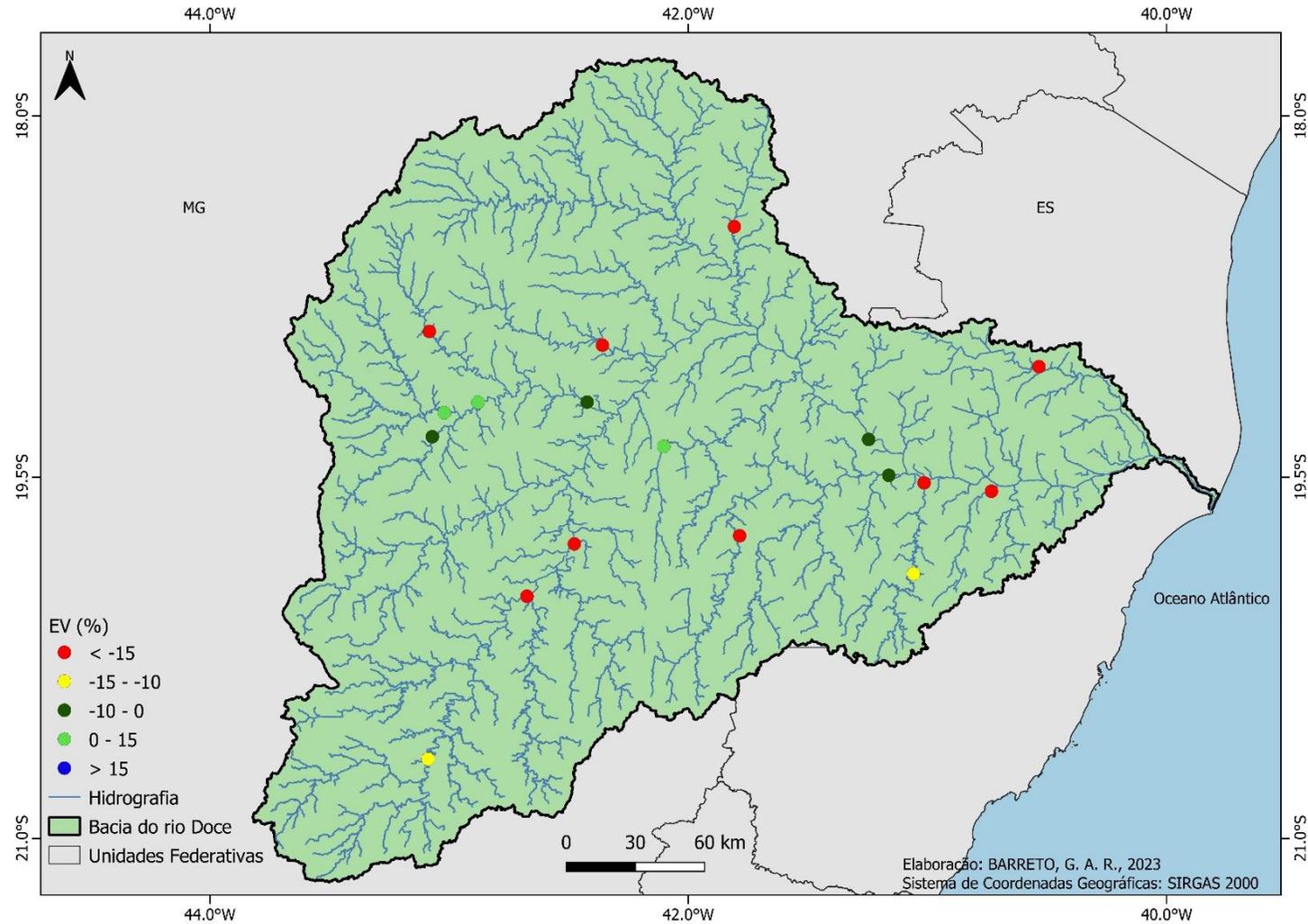
Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

Figura 32 - Distribuição espacial da estatística de desempenho correlação de Pearson calculadas para concentração de sedimentos em suspensão no período de calibração do módulo de sedimentos MGB-SED (1998 - 2014) aplicado à bacia do rio Doce.



Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

Figura 33 - Distribuição espacial da estatística de desempenho erro relativo dos volumes calculadas para concentração de sedimentos em suspensão no período de calibração do módulo de sedimentos MGB-SED (1998 - 2014) aplicado à bacia do rio Doce.



Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

6.4 Perda de solo calculada

Por meio da aplicação do modelo MGB-SED foi possível calcular a variabilidade espacial e temporal da perda de solo (geração de sedimentos) anual em toneladas por ano e a perda de solo específica e tonelada/ano x km² na bacia do rio Doce.

A geração média anual de sedimentos na bacia foi de aproximadamente 1,55 x 10⁷ ton/ano, com valor médio máximo anual de 137.575,90 ton/ano; já a perda de solo específica média foi de 124,872 ton/ano.km² com valor máximo de 2.524,72 ton/ano. km² para o período de simulação (1998-2014). A variabilidade espacial tanto da perda de solo quanto da perda de solo específica podem ser visualizadas respectivamente nas Figura 34 e Figura 35.

Os maiores valores de perda de solo (geração de sedimentos) podem ser observados nas bacias dos rios Piracicaba, Caratinga, Suaçuí Grande e Pancas. Esses resultados em termos de distribuição espacial da perda de solo são semelhantes ao encontrados por Fagundes (2018) e aos encontrados por Almeida (2021) que encontrou maiores valores de perda de solo nas bacias dos rios Caratinga, Matipó, Suaçuí Grande e Piracicaba.

De acordo com o PIRH (2010), as bacias do rio Manhuaçu, Piracicaba, Suaçuí Grande, Santo Antônio, Caratinga e Guandu apresentam alta susceptibilidade à erosão em mais de 50% das áreas, sendo que na bacia do rio Caratinga esse valor chega a 84%.

Ao realizar uma análise integrada do relevo dessas regiões e do uso e ocupação da terra observa-se que nos locais onde foram identificados os maiores valores de perda de solo são aqueles onde o relevo é montanhoso e ocorre o predomínio de pastagens.

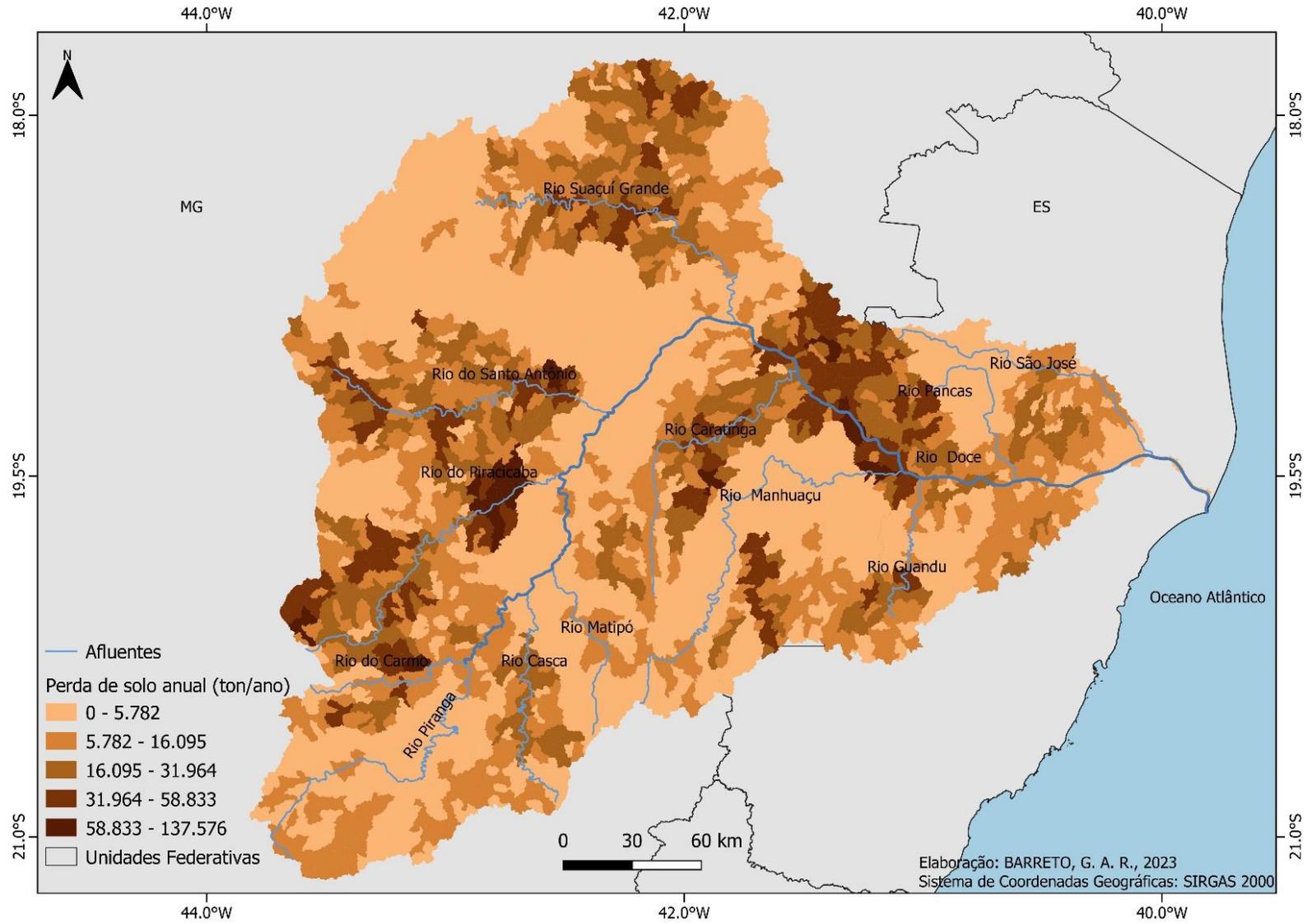
Na bacia do rio Caratinga, onde segundo o PIRH (2010), apresenta cerca de 84% das áreas com alta susceptibilidade à erosão, são identificadas formações com relevos forte ondulado e montanhoso com predominância de pastagens e áreas agrícolas, colaborando, portanto, para a suscetibilidade à erosão.

Em contrapartida, as áreas onde os valores de perda de solo foram menores são aquelas com predomínio de florestas e relevo plano, como na bacia do rio Piranga por exemplo.

Esse mesmo comportamento dos maiores valores de perda de solo serem identificados em locais com maiores declividades também foi observado por Fagundes (2020) e Almeida (2021).

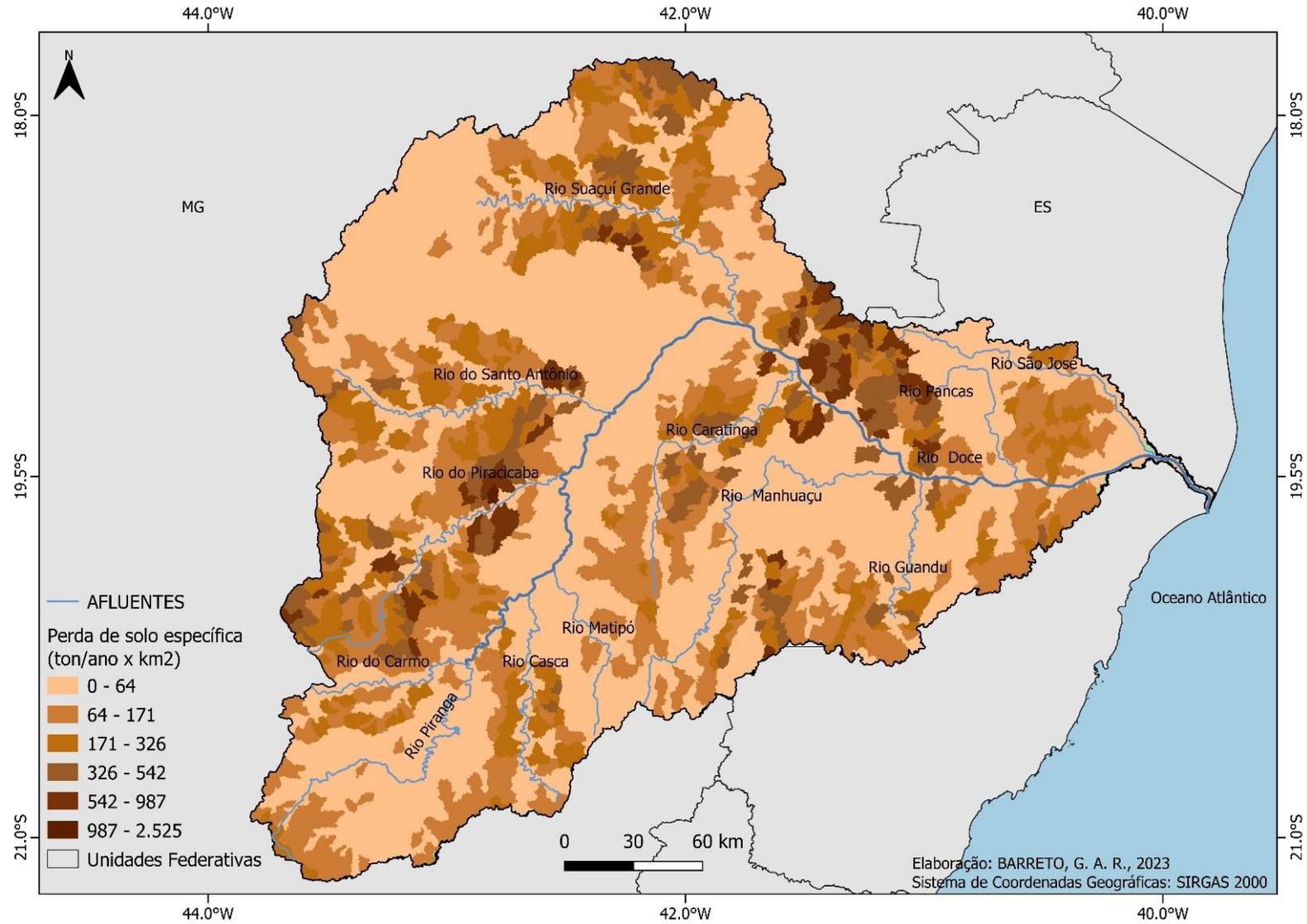
Comparando os valores de geração média de sedimentos com os obtidos por Almeida (2021) e com Fagundes (2018), ambos utilizando o MGB-SED na bacia do rio Doce, nota-se que os valores encontrados no presente estudo são semelhantes aos dos respectivos autores. Almeida (2021) encontrou valores para a geração anual média de sedimentos e a geração anual específica média de sedimentos de respectivamente, $9,81 \cdot 10^6$ t/ano e $121,48$ t./ano.km². Já Fagundes (2018) para a geração anual média de sedimentos e a geração anual específica média de sedimentos encontrou respectivamente $9,70 \cdot 10^6$ t/ano e 128 t./ano.km². Como referido anteriormente, nesse estudo os valores encontrados foram de geração média anual de sedimentos: $1,55 \times 10^7$ ton/ano, e geração de sedimentos específica média de $124,872$ ton/ano.km².

Figura 34 – Perda de solo anual média (ton/ano) na bacia hidrográfica do rio Doce.



Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

Figura 35 – Perda de solo anual média específica (ton/ano.km²) na bacia hidrográfica do rio Doce.



Fonte: Elaborado pelo autor (2023)

6.5 Descarga sólida em suspensão – Média anual

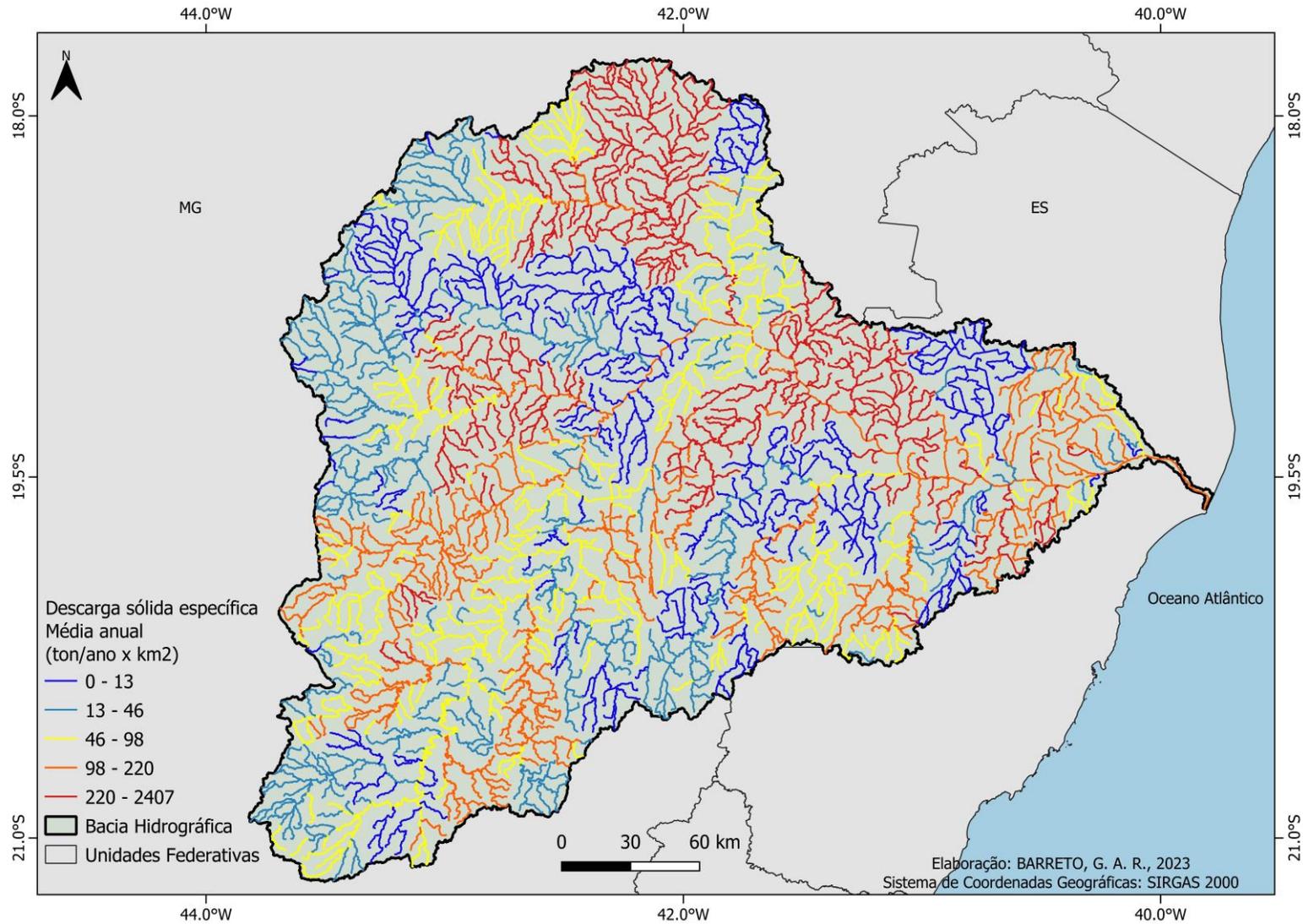
Por meio da aplicação do modelo MGB-SED foi possível calcular a variabilidade espacial e temporal da descarga sólida em suspensão anual em toneladas por ano e a descarga sólida em suspensão anual específica e tonelada/ano.km² na bacia do rio Doce.

A descarga sólida em suspensão média anual na bacia foi de aproximadamente 112.052,46 ton/ano, sendo a descarga sólida máxima para o período simulado de 8.123.309,85 ton/ano. Já a descarga sólida média específica anual foi de 87,81 ton/ano.km², sendo o valor máximo encontrado de 873,47 ton/ano.km² para o período de simulação (1998-2014). A variabilidade da descarga sólida em suspensão anual específica pode ser visualizada na Figura 36.

Observa-se que os maiores valores de descarga sólida em suspensão ocorrem nas bacias dos rios Pancas; Piracicaba; Caratinga; Suaçuí Grande e do Carmo. Com destaque para as bacias dos rios Caratinga e Pancas. Esses resultados são justificados em função da predominância de pastagens e áreas agrícolas nessas bacias e formações com relevo do tipo forte ondulado e montanhoso, ou seja, regiões mais íngremes.

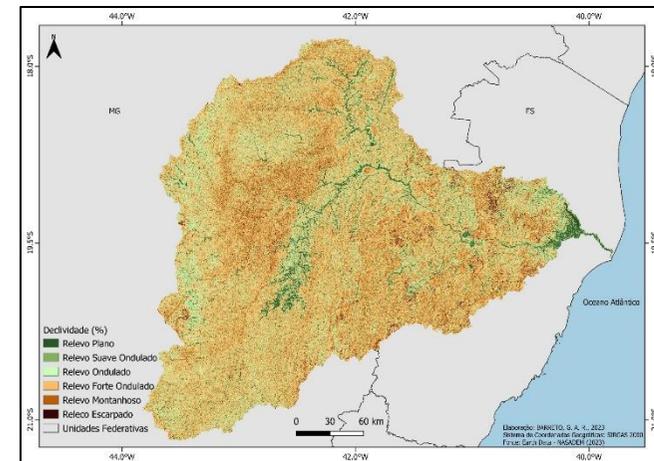
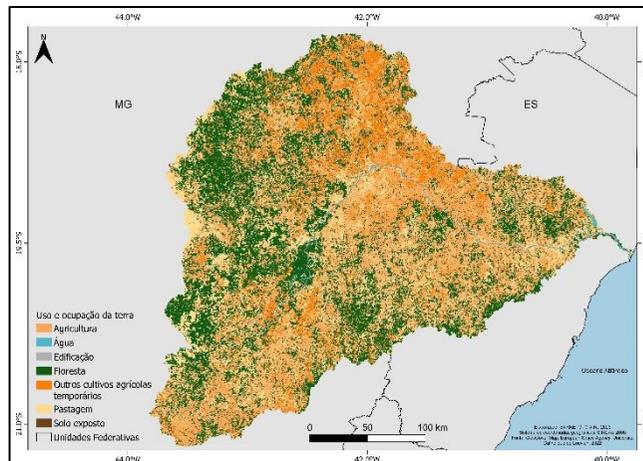
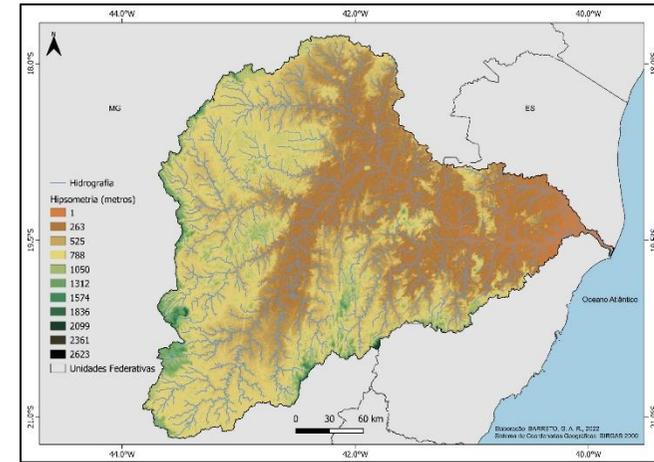
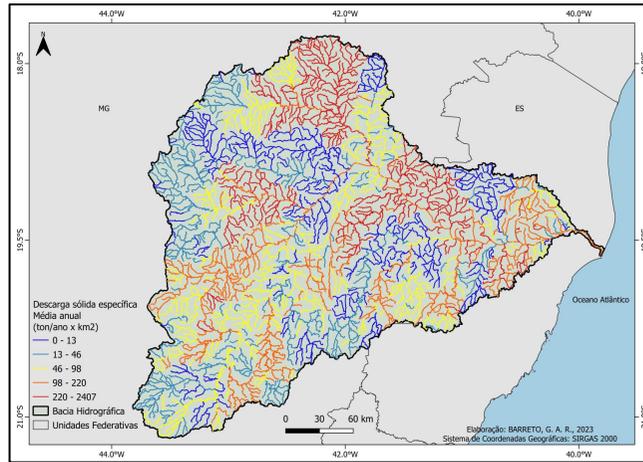
Para melhor compreensão na Figura 37 os mapas de descarga sólida em suspensão, relevo, uso e ocupação da terra e declividade são confrontados, permitindo assim, notar que a descarga sólida em suspensão é fortemente influenciada pelo uso da terra e pelo relevo.

Figura 36 – Descarga sólida em suspensão específica média anual (ton/ano.km²) para a bacia do rio doce (1998-2014).



Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

Figura 37 – Análise integrada entre a descarga sólida em suspensão, relevo e uso da terra.



Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

6.6 Descarga sólida em suspensão – Média diária

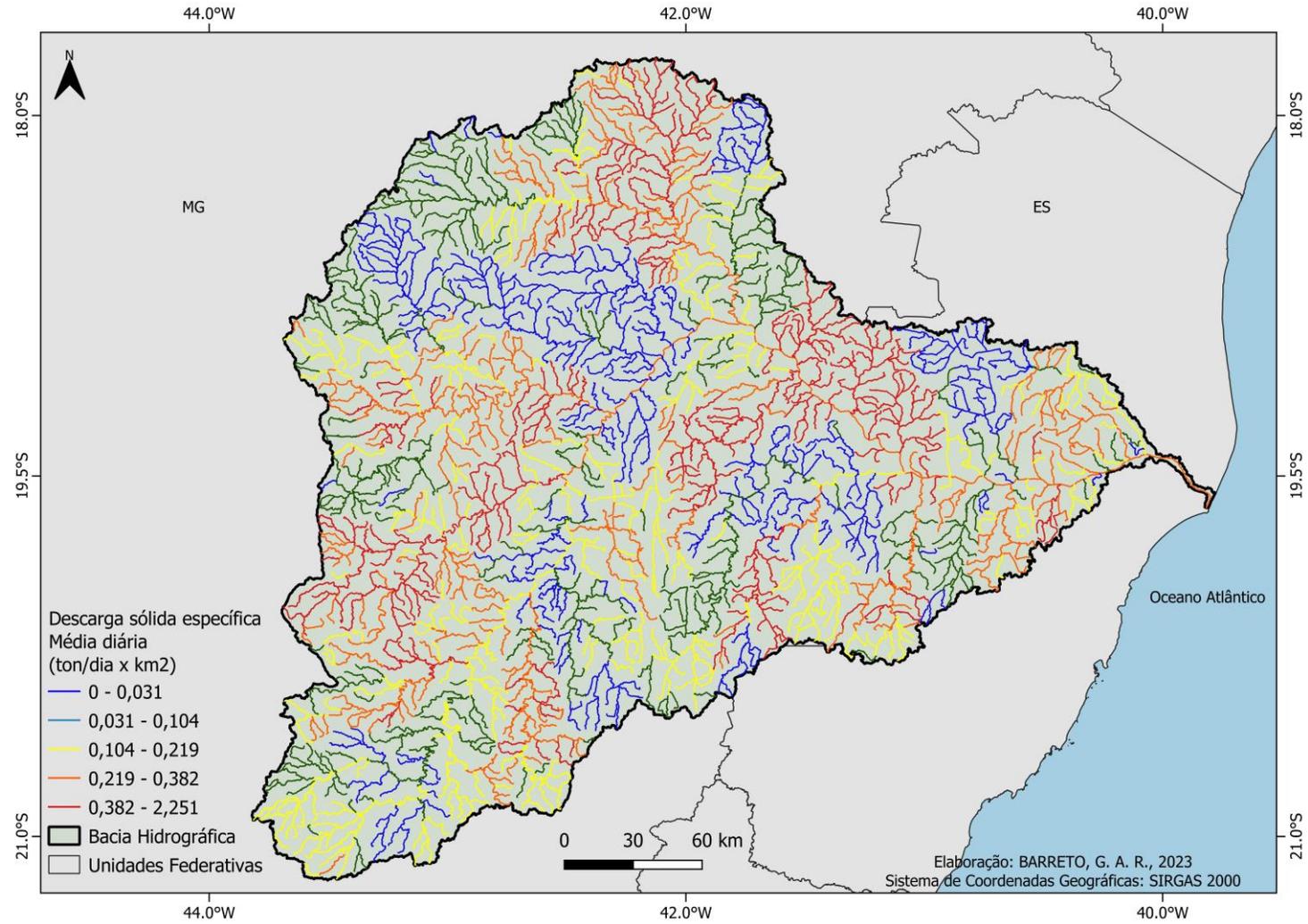
Para a bacia do rio Doce, para o período de simulação 1998-2014 foram encontrados valores de descarga sólida em suspensão específica variando de 0 a 2,251 ton/dia.km², com valor médio de 0,23 ton/dia.km².

As bacias dos rios Suaçuí Grande, Piracicaba e Caratinga são as que apresentaram maiores valores desse parâmetro.

Avaliando Figura 39, onde os mapas de perda de solo específica e descarga sólida específica são confrontados, nota-se que nos locais onde são identificados maiores valores de geração de sedimentos são os locais com maior descarga sólida. Dessa forma, pode-se afirmar que o sedimento gerado nessas áreas está chegando ao rio e sendo transportado.

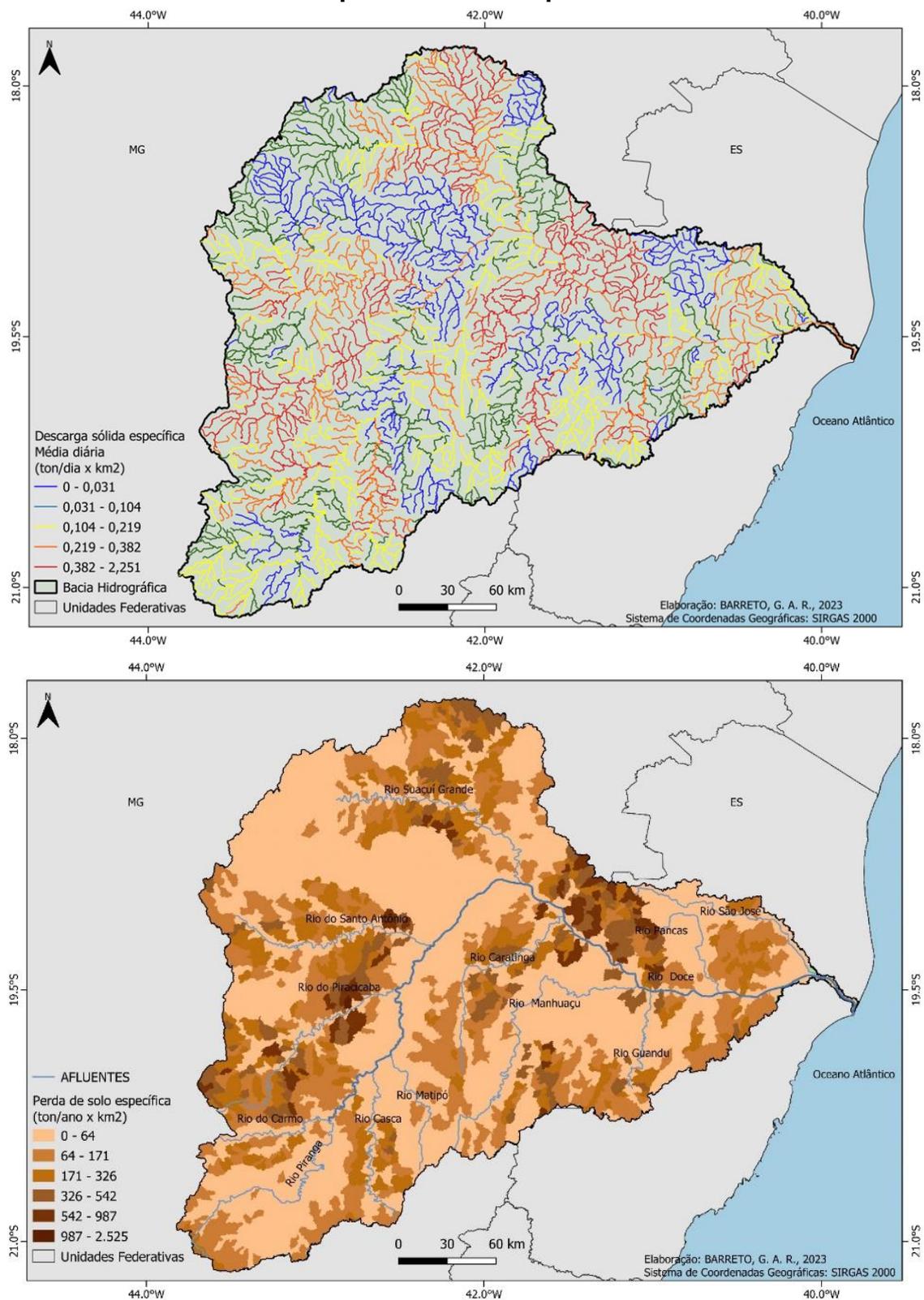
Ao analisar a Figura 40 onde os mapas médios de perda de solo anual de sedimentos específica e descarga sólida em suspensão específica nota-se que eles possuem o mesmo padrão, mesmo o critério temporal sendo diferente. Afirma-se, portanto, que os locais onde ocorrem as maiores perdas de solo são os locais com maiores valores de descarga sólida em suspensão.

Figura 38 – Descarga sólida em suspensão específica média diária para a bacia do rio Doce.



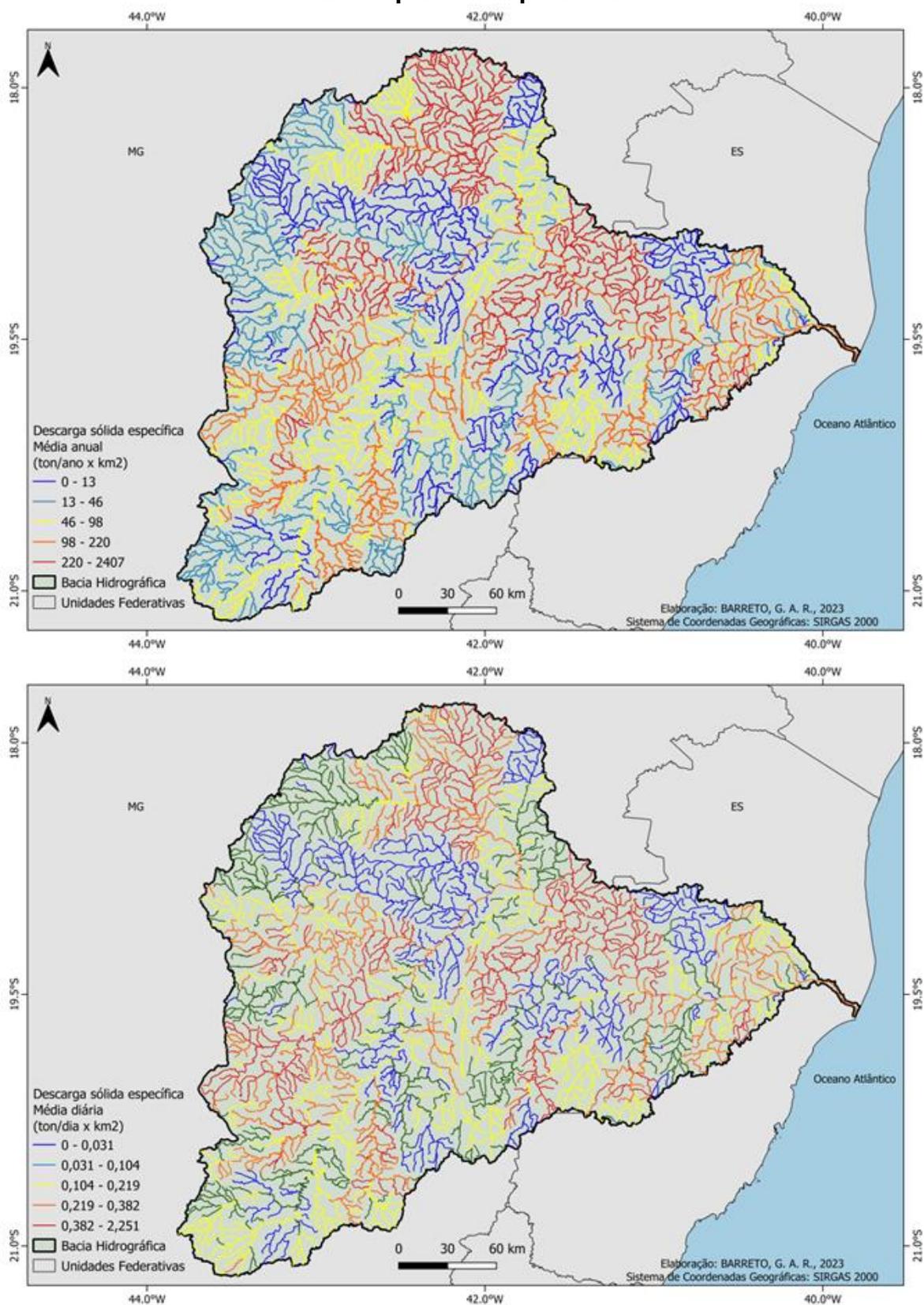
Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

Figura 39 - Comparação descarga sólida em suspensão específica média diária com perda de solo específica.



Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

Figura 40 – Comparação entre as médias anuais e diárias de descarga sólida em suspensão específica.



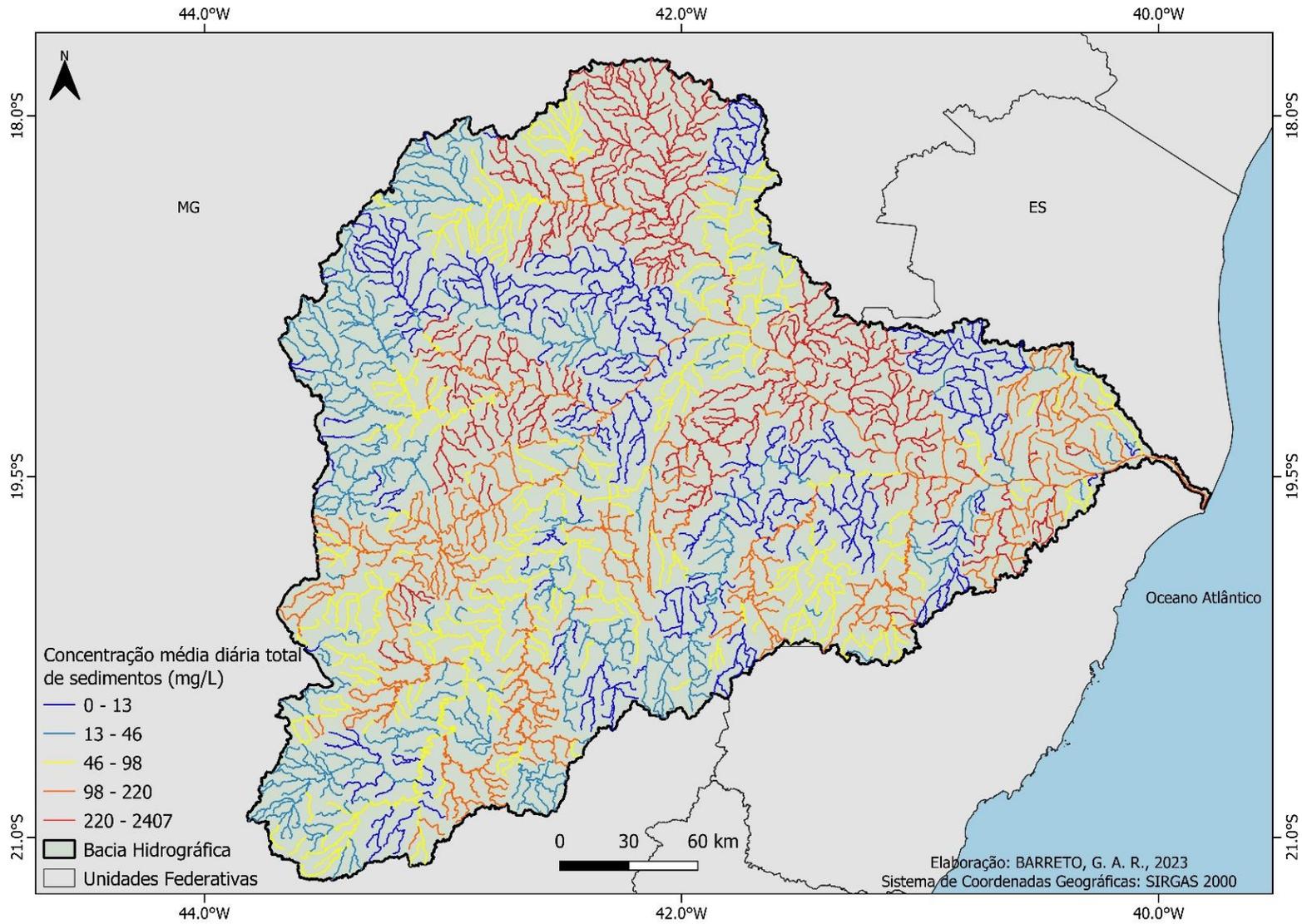
Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

6.7 Concentração de sedimentos em suspensão por trecho de rio

Com base nos resultados do MGB-SED, foi possível analisar a concentração média diária total de sedimentos em suspensão (CSS) por trecho de rio. Os valores variaram entre 0,0 mg/L e 2.407,03 mg/L com valor médio de 171,46 mg/L. Na Figura 41 é possível visualizar a distribuição espacial, por trecho de rio, da CSS.

Avaliando a distribuição espacial desse parâmetro observa-se que as maiores concentrações ocorrem na bacia dos rios Suaçuí Grande, Caratinga, Pancas e Santo Antônio, tendo a bacia do rio Piracicaba uma contribuição significativa.

Almeida (2021) observou resultados semelhantes ao verificar que o rio Caratinga e Suaçuí Grande são rios que contribuem com elevada concentração de sedimentos. O rio Piracicaba também pode ser apontado como uma produção significativa.

Figura 41 - Concentração de Sedimentos em Suspensão média diária.

Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

6.8 Conectividade dos sedimentos

O mapa elaborado de índice de conectividade lateral dos sedimentos, apresentou valor máximo para o índice de conectividade lateral de 1,98 e valor mínimo de -11,97. Esse mapa pode ser visualizado na Figura 42 e na Figura 43 com a hidrografia sobreposta.

Na Figura 42 foram inseridas letras em áreas de interesse da bacia para auxiliar na discussão.

Ao avaliar a distribuição espacial do índice de conectividade lateral de sedimentos observa-se que os valores mais elevados são encontrados nos Planaltos Dissecados do Centro-Sul da bacia (área representada pela letra A) onde ocorrem formas de dissecação fluvial do tipo colinas, cristas, pontões e vales encaixados, sendo que na zona dos pontões encontram-se elevações rochosas de topo arredondado e vertentes convexas abruptas. As altitudes são muito variáveis, nos topos as cotas altimétricas chegam a 700-800m, enquanto nas associações com colinas, cristas e pontões os topos variam de 900 a 1300m. Corroborando com o relevo, nessa região o uso e ocupação da terra é notável a predominância de pastagens e áreas agrícolas.

Nota-se também valores mais altos na região do quadrilátero ferrífero, localizado na extremidade sudoeste da bacia (área representada pela letra D). Essa região apresenta altitudes elevadas, que variam de 1.100 a 1.700m e extensas áreas de mineração.

A norte da bacia (área representada pela letra E) valores elevados de índice de conectividade foram identificados, sendo que essa área é caracterizada por intenso cultivo agrícola e altas declividades.

Os valores mais baixos são identificados na depressão do rio Doce instalada ao longo do rio (área representada pela letra B) onde é encontrada uma zona rebaixada com altitudes variando de 250 a 500m e predominância, em boa parte da extensão do curso principal, de florestas.

Valores baixos, são observados também a sudoeste da bacia (área representada pela letra B), na região da serra do espinhaço em função da ocupação por vegetação nativa e afloramentos rochosos.

Para auxiliar na análise do mapa do índice de IC, por meio da ferramenta *Zonal Statistics as Table*, foram identificados os percentuais de classes de uso e cobertura

da terra que pertencem majoritariamente a cada classe de declividade, ou seja, em qual classe do relevo uma determinada classe de uso e ocupação da terra está localizada em relação à declividade.

Essa ferramenta calcula as estatísticas para as entradas especificadas e retorna o resultado como uma tabela. Uma zona consiste em todas as células em um *raster* que têm o mesmo valor, independentemente de serem contíguas ou não. A camada de entrada das zonas define a forma, os valores e as localizações dessas zonas. A tabela resultante dessa análise pode ser visualizada na Tabela 9.

Tabela 9 – Classes de uso e ocupação da terra e sua localização majoritária percentual em relação à declividade

Uso do solo	Classe do relevo	Porcentagem
Agricultura	Relevo ondulado	28%
Floresta	Relevo ondulado/forte ondulado	27%
Pastagem	Relevo ondulado	28%
Outros cultivos agrícolas temporários	Relevo ondulado	29%
Água	Relevo plano	98%
Edificação	Relevo suave ondulado	50%
Solo exposto	Relevo suave ondulado	51%

Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

Ao analisar a Tabela 9, nota-se que a maior parte das classes que possuem valores de rugosidade menores, o que favorece a perda de solo, são encontrados nas classes de declividade onde o relevo é ondulado, contribuindo para a maiores valores de índice de conectividade lateral dos sedimentos.

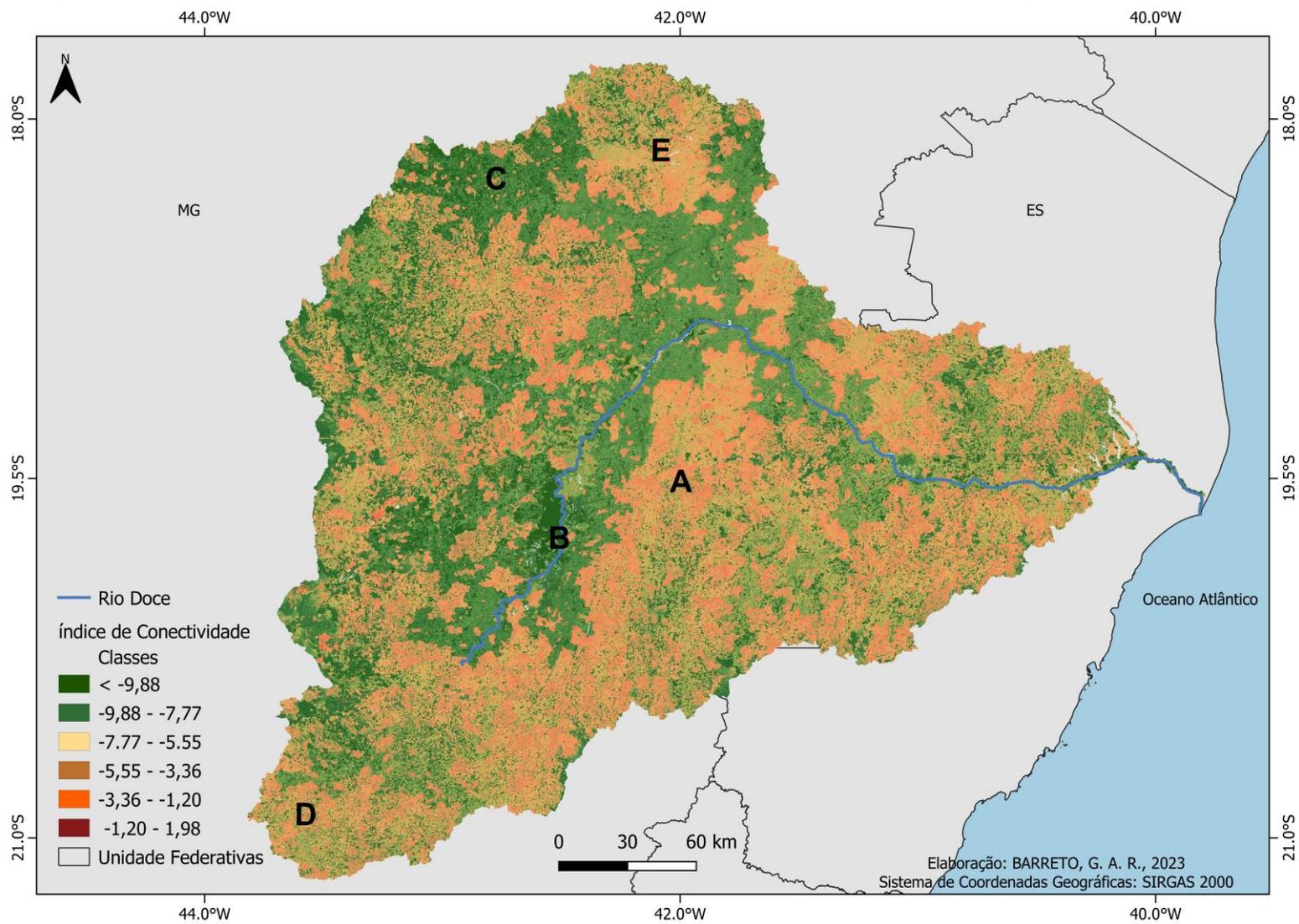
Segundo Mishra et al. (2019) o mapa de índice de conectividade lateral de sedimentos reflete principalmente a conectividade entre encostas e canais, e, portanto, os valores mais altos são adjacentes aos canais principais na maioria dessas áreas, o que reflete um transporte eficiente de sedimentos dessas encostas, entretanto no curso principal (rio Doce) esse padrão não é observado. Isso decorre do fato de ser uma área plana com vegetação nativa não favorecendo um transporte eficiente da encosta para o curso d'água.

Em contraste, as colinas e encostas distantes do canal mostram valores baixos de conectividade lateral. De forma geral, a cobertura florestal contribui para uma baixa conectividade de sedimentos ao estabilizar as encostas íngremes em uma bacia hidrográfica. Esse mesmo padrão pode ser observado no trabalho de Mishra; et al. (2019).

É importante destacar que para Cavalli; et al. (2019) mapear a conectividade de sedimentos é crucial para entender os padrões espaciais de sedimentos e sua evolução. Tradicionalmente, os mapas de IC são recomendados para fins de gestão de bacias hidrográficas, pois destacam as áreas com maior probabilidade de fornecer sedimentos a um alvo específico a jusante (CAVALLI et al., 2013).

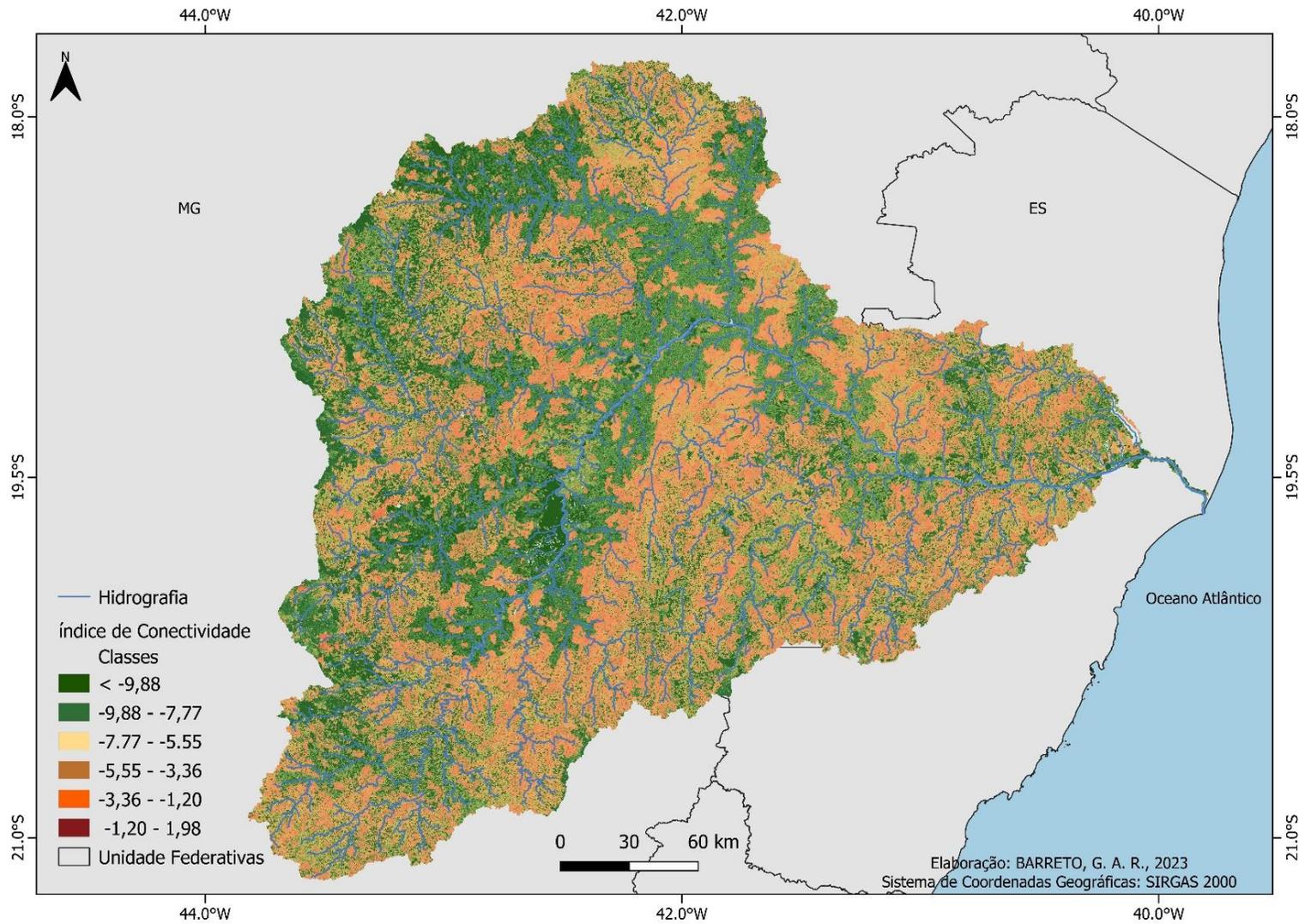
No entanto, a representação típica de conectividade alta e baixa que caracteriza a maioria dos mapas de IC é adequada para uma avaliação rápida qualitativa/semiquantitativa dos principais padrões espaciais de conectividade (MARTINI; CAVALLI; PICCO, 2022). Entretanto, Heckmann et al., (2018) e Wohl (2017) sugeriram e enfatizaram a necessidade de considerar parâmetros que medem a conectividade de sedimentos como ponto de partida, em vez de ser o objetivo principal da pesquisa. Essa mudança de atenção torna o cálculo e adaptação de índices, como o IC, não o resultado, mas sim uma ferramenta para retratar a conectividade estrutural de sedimentos e prever a dinâmica real dos sedimentos. Já Martini; Cavalli; Picco, (2022) afirmam que mais pesquisas são necessárias para aprimorar e aplicar essa abordagem a outras bacias hidrográficas e cenários geográficos para obter um entendimento mais abrangente da conectividade de sedimentos.

Figura 42 – Mapa de índice de conectividade de sedimentos para a bacia hidrográfica do rio Doce.



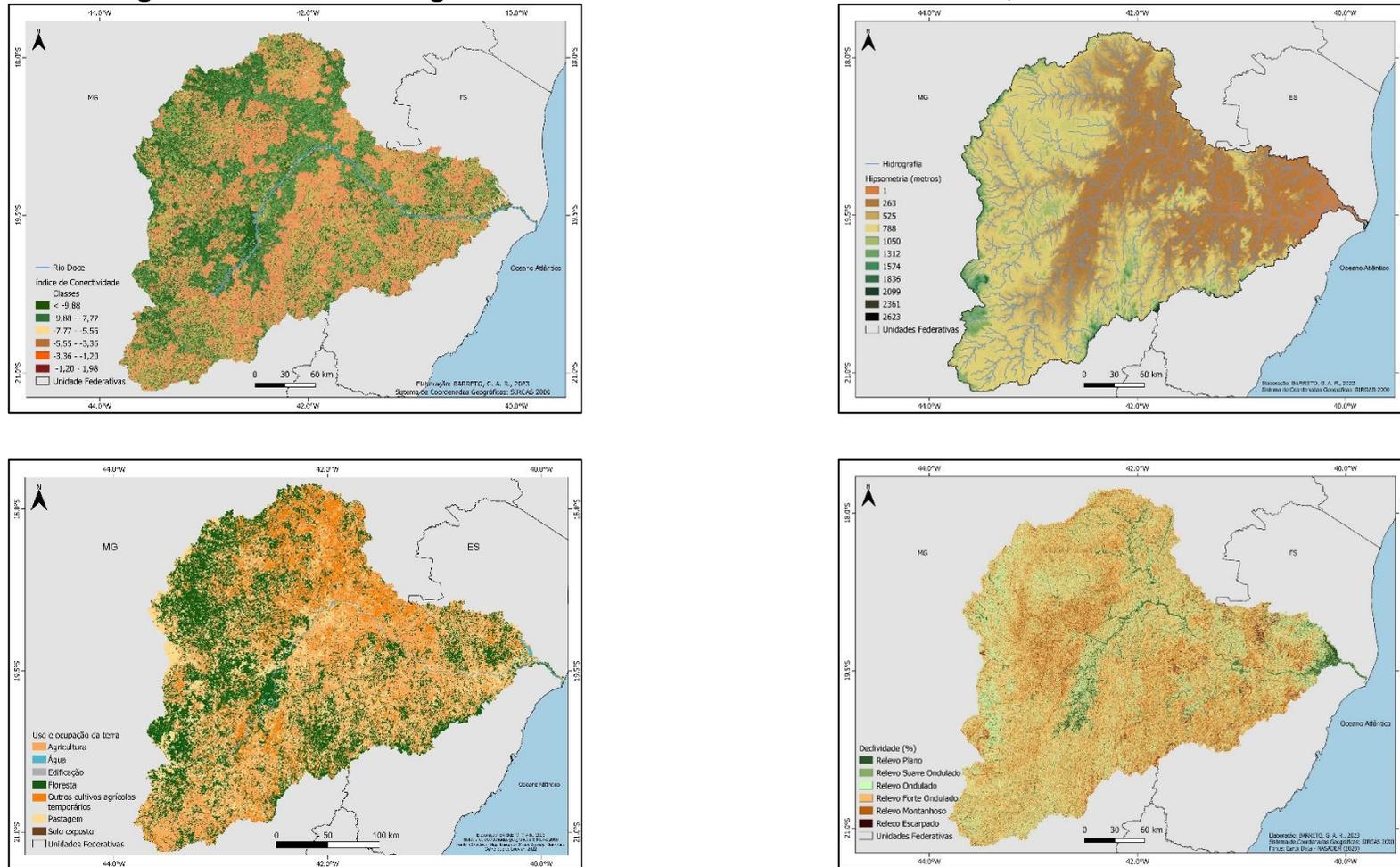
Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

Figura 43 - Mapa de índice de conectividade de sedimentos com hidrografia sobreposta para a bacia hidrográfica do rio Doce.



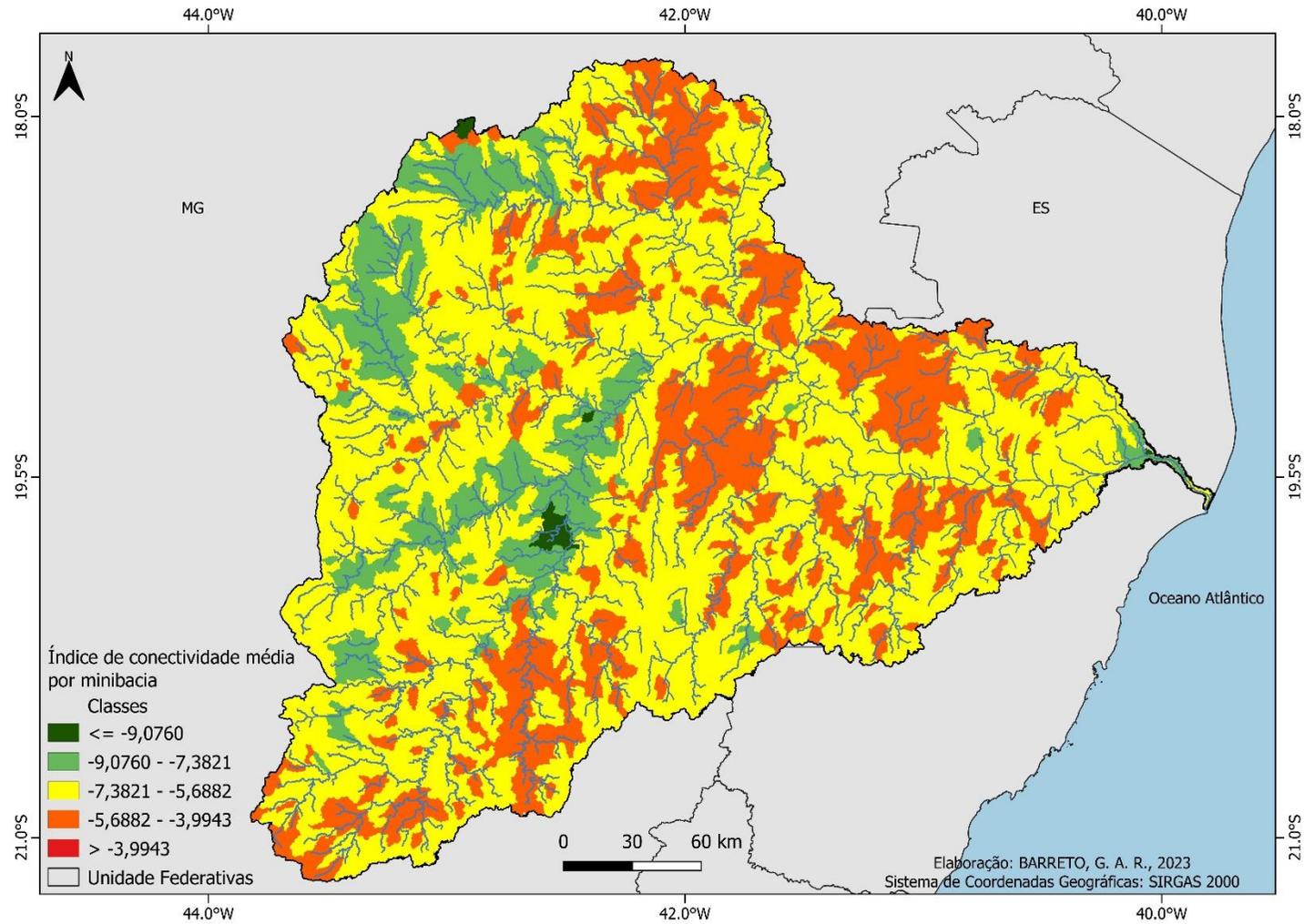
Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

Figura 44 – Análise integrada entre conectividade dos sedimentos, relevo e uso da terra.



Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

Figura 45 - Mapa de índice de conectividade de sedimentos média para cada minibacia.



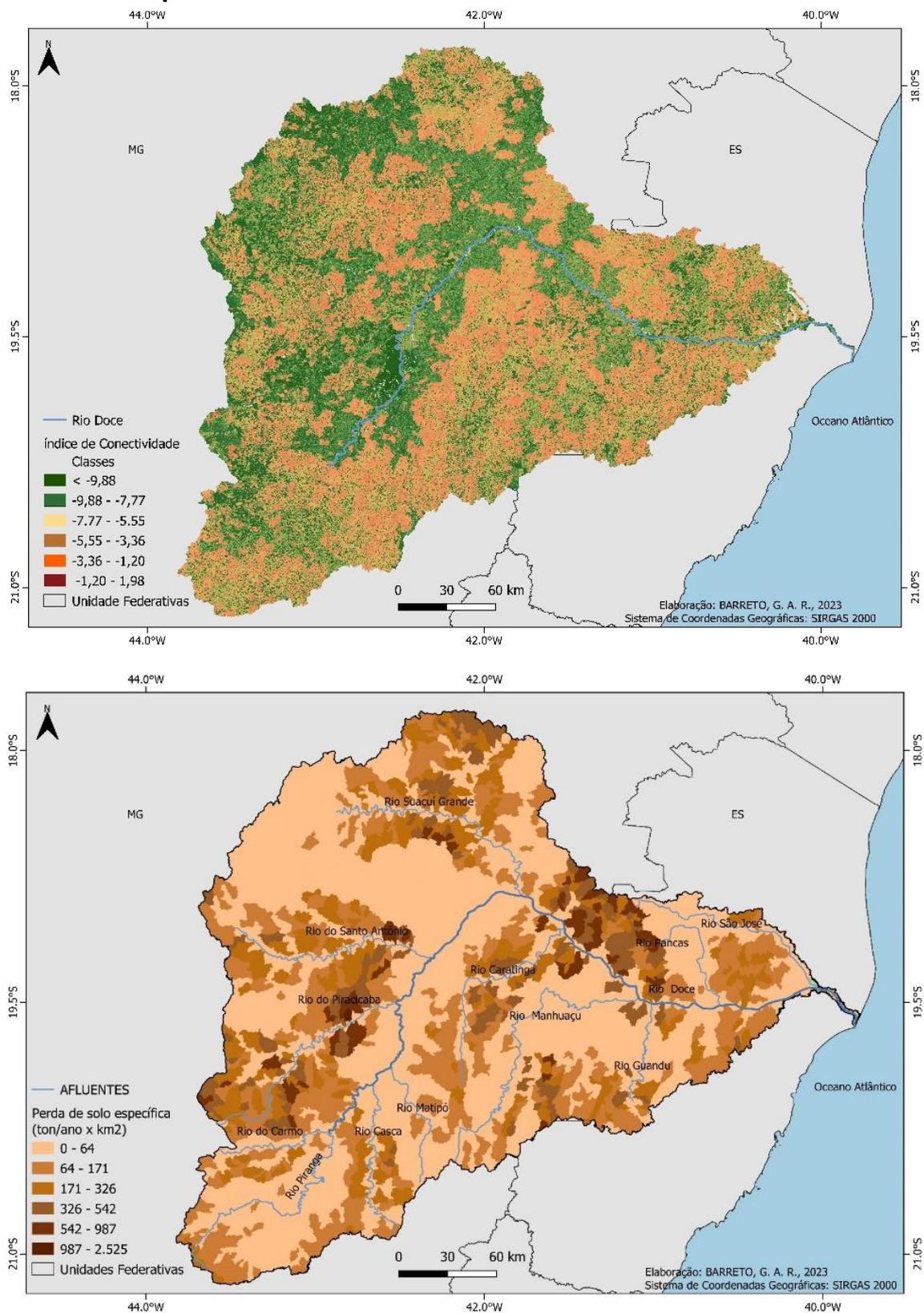
Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

6.9 Comparação conectividade dos sedimentos e modelagem de sedimentos

Para avaliar se os resultados do MGB-SED possuem correlação com os resultados do índice de conectividade, foram utilizadas avaliações integradas entre mapas e o coeficiente de correlação de Spearman. Nesse estudo foi considerado que para uma boa correlação entre a modelagem e a conectividade de sedimentos o coeficiente de correlação de Spearman deve ser maior do que 0,5.

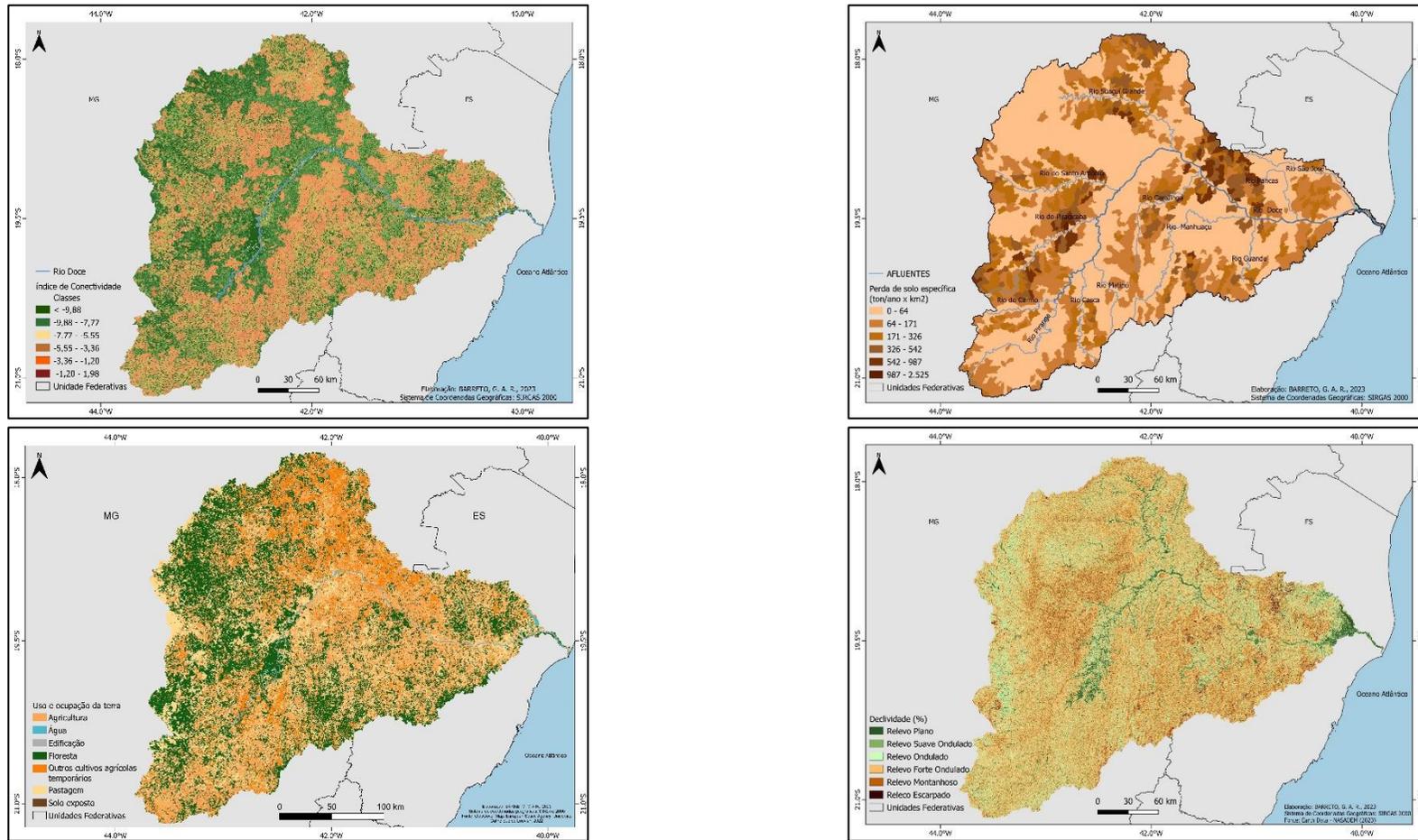
Os mapas contendo a avaliação integrada (comparação) entre o índice de conectividade lateral dos sedimentos e os resultados do modelo podem ser visualizados nas Figura 46 a Figura 50.

Figura 46 – Comparação conectividade dos sedimentos com a perda de solo média anual específica.



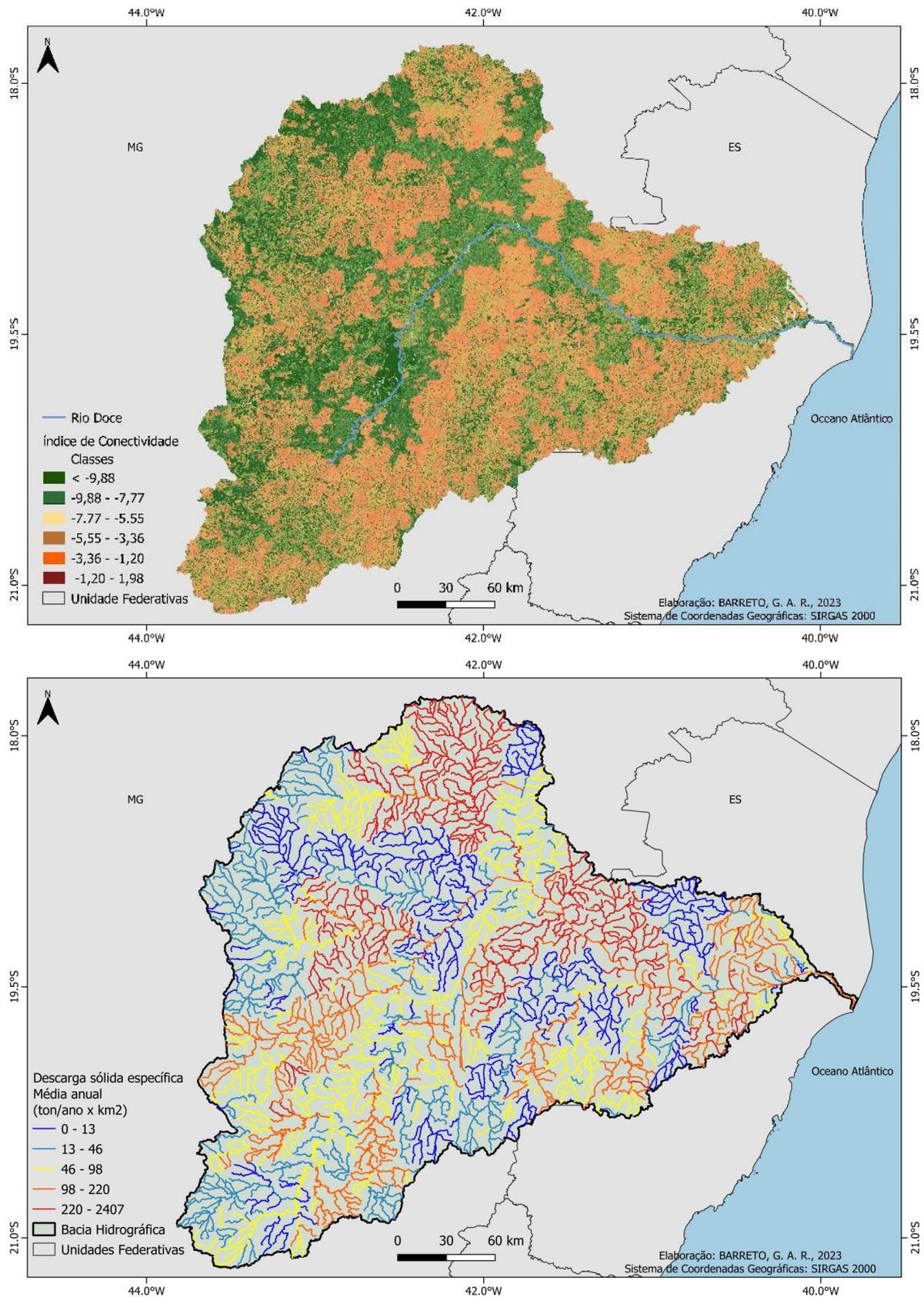
Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

Figura 47 – Comparação conectividade dos sedimentos com a perda de solo média anual específica, uso da terra e declividade.



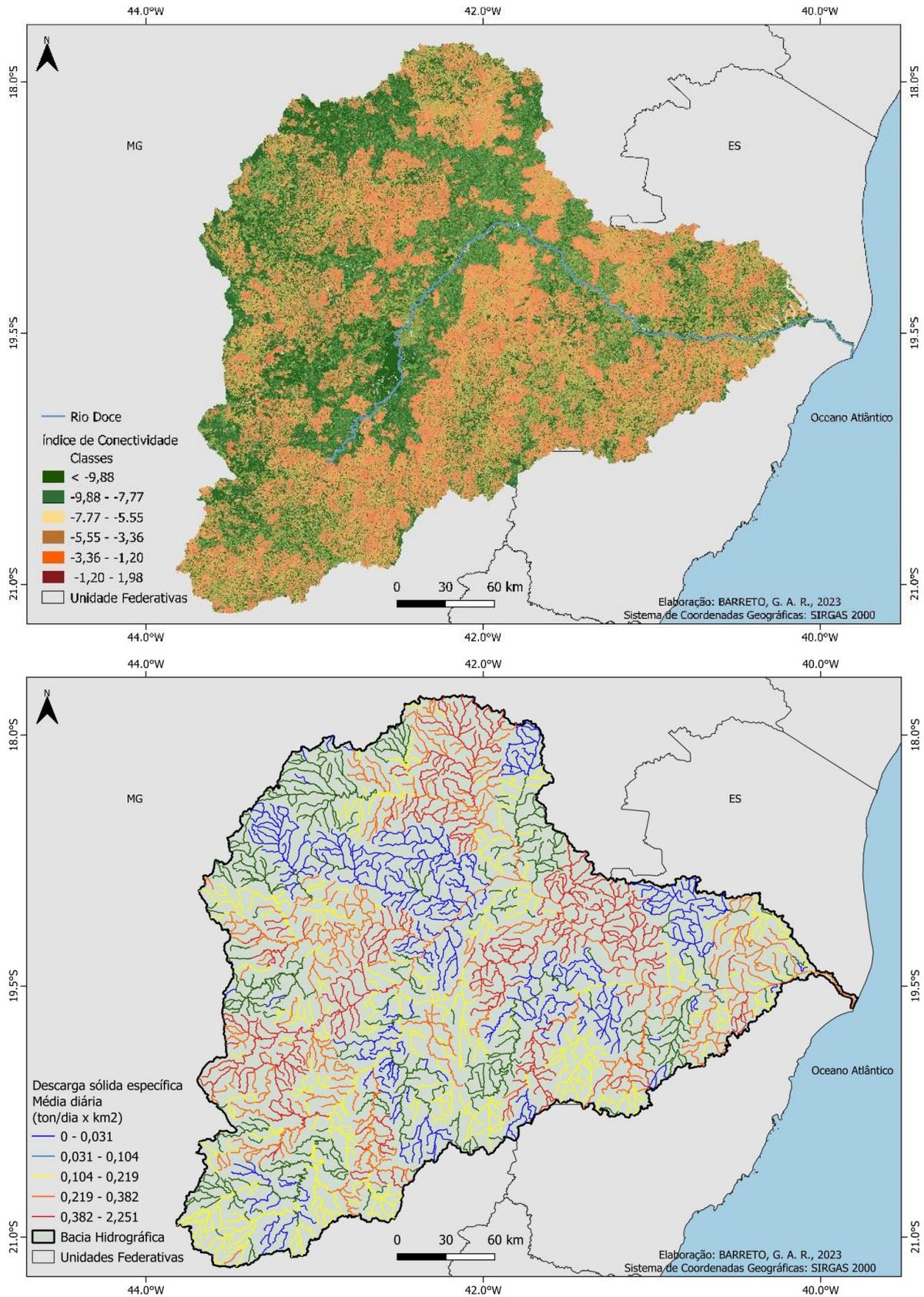
Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

Figura 48 - Comparação conectividade dos sedimentos com a descarga sólida em suspensão específica anual.



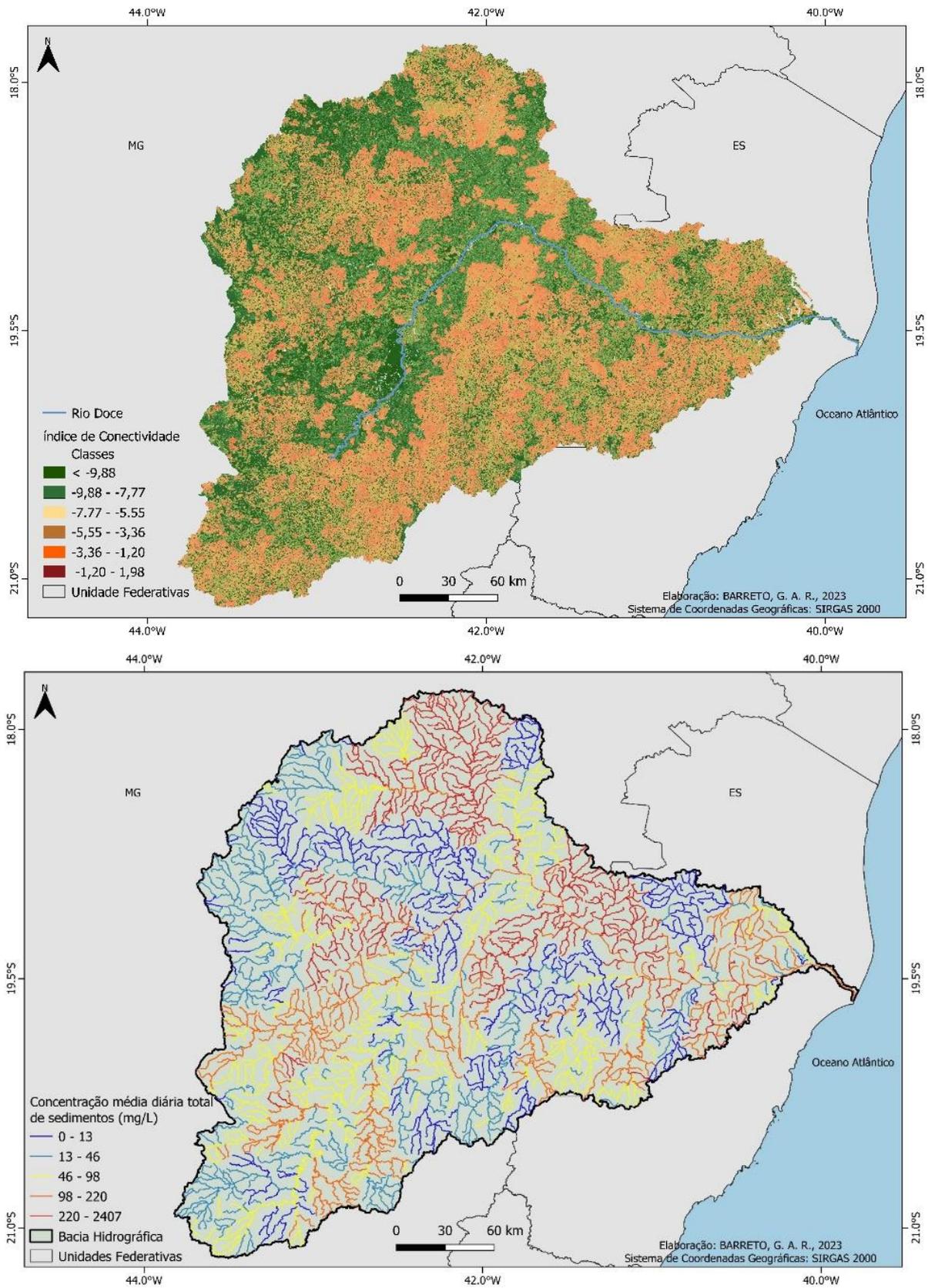
Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

Figura 49 – Comparação índice de conectividade com descarga sólida em suspensão específica diária.



Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

Figura 50 - Comparação índice de conectividade com concentração de sedimentos em suspensão.



Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

Apesar de útil, permitindo uma visão geral dos resultados de ambos os modelos; e auxiliar na identificação de padrões e tendências entre os resultados, a comparação entre os mapas pode mascarar detalhes e nuances importantes dos dados. Dessa forma faz-se necessário uma abordagem mais aprofundada que permita afirmar de fato se há correlação entre os resultados dos modelos. Portanto, para isso foi calculada a correlação de Spearman, que permitiu inferir por meio de métricas estatísticas que há uma baixa correlação entre os resultados do modelo MGB-SED com os do índice de conectividade lateral dos sedimentos obtido para a área estudada. Os resultados da correlação de Spearman podem ser visualizados na Tabela 10.

Tabela 10 – Correlação entre os resultados obtidos pelo MGB-SED e o IC lateral de sedimentos por meio do coeficiente de correlação de Pearson e de Spearman.

Resultado do modelo	Spearman
Perda de solo anual específica	0.165
CSS	0.127
Descarga sólida em suspensão anual	0.129
Descarga sólida em suspensão diária	0.129

Fonte: Elaborado pelo autor (2023).

A comparação entre os modelos realizada neste estudo para uma bacia de grandes dimensões não apresentou boa correlação, sendo que resultados similares foram obtidos por Baartman et al. (2020). Todavia os encontrados por Jetten et al. (2003) e Nunes et al., (2005) divergem parcialmente, uma vez que os autores concluíram que, embora os modelos matemáticos tendam a concordar com os dados médios, a simulação de padrões de conectividade em bacias hidrográficas geralmente não é boa, em função do acúmulo dos erros espaciais.

Uma possível explicação para a baixa correlação seria que as diferenças na simulação da erosão e do transporte de sedimentos em células individuais são agravadas por diferenças na simulação no transporte de sedimentos, o que significa que os erros espaciais se acumulam. Isso pode ser justificado, segundo Baartman et al. (2020) pela topografia e o uso da terra da área de estudo, que são mais relevantes para o IC (por ser um modelo que leva em conta apenas aspectos estruturais), do que para o MGB-SED (que leva em conta aspectos funcionais e estruturais).

Outro fator, é que a geração de sedimentos calculada pelo MGB-SED é fortemente dependente dos aspectos funcionais, o que pode ter permitido que os

padrões espaciais da conectividade estrutural não convergissem com os resultados do modelo hidrossedimentológico.

Ainda, segundo Baartman et al. (2020) isto ocorre devido a topografia não ter um impacto tão significativo quanto os componentes funcionais, que são extremamente relevantes no MGB-SED, o que acarreta uma limitada influência da conectividade estrutural na geração e transporte de sedimentos simulados pelo referido modelo.

A resolução espacial pode ter influenciado negativamente a correlação entre os modelos, uma vez que o tamanho do pixel tem impacto distinto nas simulações realizadas para os diferentes modelos. Se os pixels se tornarem muito grandes ou muito pequenos, diferentes processos de conectividade podem aparecer, sendo que, os modelos podem não ter sido projetados para simular estes processos (NUNES et al., 2018). O que significa que o índice de conectividade pode ser mais impactado pela resolução espacial do MDE do que o MGB-SED, isso decorre do fato da menor relevância dos aspectos estruturais no modelo hidrossedimentológico.

Destaca-se ainda a importância da parametrização adequada dos modelos de erosão e transporte de sedimentos, especialmente quando se trata de prever a conectividade entre as áreas erodidas e o transporte de sedimentos, pois diferentes modelos podem responder de maneiras diferentes a mudanças nas condições de uso e cobertura da terra, o que pode levar a resultados discrepantes em diferentes cenários.

Nesse sentido, Baartman et al. (2020) ressaltam a importância de abordagens cuidadosas na seleção e calibração de modelos de erosão e transporte de sedimentos, bem como a necessidade de melhorar a disponibilidade e qualidade dos dados espaciais de entrada para obter resultados mais precisos e consistentes em estudos de conectividade de erosão e transporte de sedimentos em bacias hidrográficas.

Os modelos também têm fortes implicações para todos os índices de conectividade baseados unicamente em parâmetros morfológicos, com o índice de conectividade utilizado neste estudo. Nesse caso, outros índices que incorporam a conectividade funcional podem ser mais apropriados, embora índices desse tipo em escala de bacia sejam menos comuns e mais complexos de calcular (HECKMANN et al., 2018).

Segundo Baartman et al. (2020) é de fundamental importância considerar a influência dos componentes relacionados à conectividade funcional nas avaliações de índices de conectividade, sendo necessárias pesquisas adicionais para desenvolver índices mais apropriados e robustos para diferentes tipos de áreas que englobem paisagens variadas como as verificadas em ambientes tropicais quente e úmidos e grandes bacias hidrográficas, onde as pesquisas nesse campo ainda são incipientes.

.

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O presente estudo avaliou a correlação entre os resultados do modelo MGB-SED e do índice de conectividade lateral de Borselli na bacia hidrográfica do rio Doce. Além de verificar a distribuição espacial da perda de solo, da descarga sólida em suspensão e da concentração de sedimentos em suspensão nesta bacia. Também foi avaliada a distribuição espacial da conectividade lateral dos sedimentos e verificou-se como os resultados do referido modelo se correlacionam aos resultados obtidos pelo índice de conectividade lateral de sedimentos para a bacia do rio Doce.

Foi constatado que a conectividade lateral de sedimentos apresenta uma distribuição espacial complexa e variável na área de estudo. A comparação entre os resultados do modelo e o índice de conectividade lateral de sedimentos apresentou uma baixa correlação de Spearman para todas variáveis obtidas por meio do MGB-SED.

Essa baixa correlação pode ser atribuída a várias razões, incluindo a topografia que pode não ter um impacto tão significativo quanto os componentes funcionais, que são extremamente relevantes no MGB-SED, o que acarreta uma limitada influência da conectividade estrutural na geração e transporte de sedimentos simulados pelo referido modelo e ao uso da terra da área de estudo, bem como a resolução espacial do modelo digital de elevação que influencia mais o índice de conectividade em função do mesmo levar em conta apenas aspectos estruturais.

Além disso, o modelo MGB-SED leva em conta aspectos funcionais, o que pode influenciar os resultados em relação à conectividade estrutural. É importante destacar que a parametrização adequada dos modelos de erosão e transporte de sedimentos é crucial para prever corretamente a conectividade entre as áreas erodidas e o transporte de sedimentos.

Uma análise abrangente dos processos hidrossedimentológicos na bacia do rio Doce para o período de 1998 a 2014 foi realizada, sendo que nessa investigação foram abordados aspectos desde a perda de solo até a concentração de sedimentos em suspensão, considerando fatores como variabilidade espacial, influência do uso da terra e características geomorfológicas.

A perda de solo foi estimada em cerca de $1,55 \times 10^7$ ton/ano, revelando uma distribuição espacial que coincide com áreas de relevo montanhoso e predominância de pastagens, como observado nas bacias dos rios Piracicaba, Caratinga, Suaçuí

Grande e Pancas. Essas regiões também exibiram maiores valores de descarga sólida em suspensão anual, alcançando aproximadamente 112.052,46 ton/ano em média. Esses números corroboram com estudos prévios, demonstrando consistência nas avaliações realizadas por diferentes autores.

A análise de descarga sólida em suspensão específica diária revelou valores médios de 0,23 ton/dia.km², com destaque para as bacias dos rios Suaçuí Grande, Piracicaba e Caratinga. Houve uma correlação evidente entre a perda de solo e a descarga sólida, indicando uma relação direta entre a perda de solo nessas bacias e o transporte de sedimentos na rede de drenagem.

A concentração de sedimentos em suspensão foi mapeada ao longo dos trechos de rio, com valores máximos próximos a 2.407 mg/L. As maiores concentrações foram observadas nas bacias dos rios Suaçuí Grande, Caratinga, Pancas e Santo Antônio, com contribuições significativas também da bacia do rio Piracicaba. Esses resultados são respaldados por observações anteriores, reforçando a importância dessas bacias na contribuição de sedimentos para a bacia do rio Doce.

O mapeamento do índice de conectividade lateral (IC) para a área de estudo permitiu constatar que o valor máximo desse índice foi de 1,98, enquanto o mínimo foi de -11,97 apresentando uma ampla gama de variações espaciais. Ao analisar a distribuição espacial do IC, ficou evidente que os valores mais elevados estão associados aos Planaltos Dissecados do Centro-Sul da bacia. Essas regiões caracterizam-se por formas de dissecção fluvial, como colinas, cristas, pontões e vales encaixados. Em particular, os locais com IC mais elevados foram identificados em áreas com altitudes variáveis e onde prevalecem pastagens e áreas agrícolas.

A relação entre o IC, o relevo e o uso da terra foram notáveis. A presença de valores mais baixos de IC foi observada nas áreas da depressão do rio Doce, onde altitudes variavam de 250 a 500 metros com predominância de florestas. Da mesma forma, nas regiões da serra do Espinhaço, caracterizadas por florestas e afloramentos rochosos, também foram identificados valores mais baixos de IC.

A influência do uso da terra e da cobertura florestal na conectividade foi uma constatação relevante. Áreas com cobertura florestal foram associadas a uma baixa conectividade de sedimentos. Em contraste, áreas com uso intensivo da terra para pastagens e agricultura demonstraram maior conectividade, realçando a influência das ações antrópicas na dinâmica dos sedimentos.

Embora o mapa de índice de conectividade (IC) tenha se mostrado valioso para avaliações iniciais, este estudo aponta que o IC pode ir além de uma representação simplificada. Ele pode ser visto como uma ferramenta para auxiliar na compreensão da dinâmica dos sedimentos.

Com a avaliação integrada do índice de conectividade lateral de sedimentos e do modelo MGB-SED, este estudo destaca a necessidade de abordagens mais cuidadosas na seleção e calibração de modelos de erosão e transporte de sedimentos, especialmente em áreas de grandes dimensões e paisagens variadas. Pesquisas futuras devem se concentrar no desenvolvimento de índices mais apropriados e robustos para diferentes tipos de áreas, especialmente em ambientes tropicais quentes e úmidos e em grandes bacias hidrográficas, onde as pesquisas ainda são limitadas.

Apesar dos desafios encontrados nesta análise, a combinação do conceito de conectividade dos sedimentos com a modelagem matemática oferece uma perspectiva promissora para o aprimoramento da compreensão da dinâmica dos sedimentos em grandes bacias. Essa abordagem pode contribuir para uma melhor interpretação e análise dos processos de transporte de sedimentos, auxiliando no planejamento e na tomada de decisões relacionadas ao manejo da terra e recursos hídricos.

Este estudo representa um avanço significativo no entendimento da conectividade lateral de sedimentos em uma grande bacia hidrográfica, demonstrando que ainda há muito a ser explorado nessa área de pesquisa. Os resultados aqui apresentados podem servir de base para pesquisas futuras e para o desenvolvimento de estratégias mais eficientes para o controle da erosão do solo e gestão sustentável de recursos hídricos.

Recomenda-se, que nas simulações hidrossedimentológicas futuras, sejam considerados os reservatórios presentes na bacia do rio Doce, a fim de avaliar o efeito da retenção de sedimentos na conectividade da bacia. A presença de reservatórios pode ter um papel importante na dinâmica dos fluxos de sedimentos, modificando a conectividade e influenciando o transporte de sedimentos ao longo dos cursos fluviais.

Sugere-se que os estudos futuros explorem não apenas os componentes funcionais da conectividade, mas também considerem a conectividade longitudinal dos sedimentos. A conectividade longitudinal reflete a capacidade dos rios de transferir sedimentos de montante para jusante, e entender esse aspecto é essencial

para uma compreensão abrangente dos processos de transporte de sedimentos em uma bacia hidrográfica.

A experiência adquirida neste estudo pode ser utilizada como uma base sólida para investigações semelhantes em outras bacias hidrográficas. Recomenda-se estender essa análise para outras áreas com características geográficas e climáticas diversas, especialmente em grandes bacias hidrográficas. A aplicação da abordagem combinada de conectividade dos sedimentos com modelos matemáticos em diferentes contextos geográficos pode fornecer *insights* valiosos para o manejo adequado dos recursos hídricos e controle da erosão do solo em nível regional e global.

Recomenda-se, ainda, que pesquisadores e profissionais da área hidrossedimentológica considerem a abordagem combinada de conectividade dos sedimentos com modelos matemáticos, levando em conta os reservatórios presentes na bacia e a conectividade longitudinal. Essa abordagem é fundamental para enfrentar os desafios ambientais relacionados à erosão do solo e aos problemas causados pelos sedimentos em rios e cursos d'água. Portanto, estudos adicionais que explorem as interações entre a conectividade, a topografia, o uso da terra e a presença de reservatórios podem contribuir para o desenvolvimento de estratégias mais eficazes para a gestão sustentável de bacias hidrográficas contribuindo para a mitigação e conservação de recursos hídricos em diferentes regiões.

REFERÊNCIAS

- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUA. **Encarte Especial dobre a Bacia do Rio Doce: Rompimento da Barragem em Mariana/MG**. Brasília: ANA, 2016.
- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUA. **HidroWeb**: sistemas de informações hidrológicas, Brasília: ANA, 2022. Disponível em: <http://hidroweb,ana.gov.br/HidroWeb>. Acesso em: 07 set 2022.
- AKSOY, H.; KAVVAS, M. L., A review of hillslope and watershed scale erosion and sediment transport models. **Catena**, n. 64, p. 247-271, 2005.
- ALMEIDA DE, G. P. M. **Avaliação de equações de perda de solo para uso em modelagem distribuída de grandes bacias**. 2021. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental), Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2021.
- ALVES, M. E.; MEYER, A. O.; FAN, F.M.; PAIVA; R.C.D. **Manual de aplicação do modelo MGB utilizando o IPH-HYDRO Tools**, Manual Técnico, HGE, IPH, UFRGS, 2020.
- ALVES, T. L. B.; J. V. V. AZEVEDO; C. A. C.; SANTOS E. P. V. Influence of climatic variations in the occurrence of dis-eases of the upper airways in the municipality of Monteiro-PB. **Ciência e Natura**. v. 37, n.4, p. 433-450, 2015.
- ARINO, O.; RAMOS PEREZ, J. J.; JOSE JULIO, K. V.; BONTEMPS, S.; DEFOURNY, P. VAN BOGAERT, E. Global Land Cover Map for 2009 (GlobCover 2009). **European Space Agency (ESA)**. Université catholique de Louvain, 2012. Disponível em: https://pdf.usaid.gov/pdf_docs/PA00T2QG.pdf#page=98. Acesso em: 10 set 2023.
- BAARTMAN, J. E. M.; NUNES, J.P., RENS, M.; FRÉDÉRIC, D.; CHARLES, B.; AURORE, D.; VISCENT, C.; CERDAN, O; THOMAS, G.; PETER, F.; WILKEN, F.; MARCUS, S., JHON, W. What do models tell us about water and sediment connectivity? **Geomorphology**, v. 367, p. 107-120, 2020.
- BEASLEY, D. B.; HUGGINS, L. F.; MONKE, E. J. ANSWERS: a model for watershed planning. Transactions, **American Society of Agricultural Engineers**, v. 23, n. 4, p. 938–944, 1980.
- BERTONI, J.; LOMBADI NETO, F. **Erosão e conservação do solo**. 4. ed. São Paulo/SP: 1999.
- BOARDMAN, J., VANDAELE, K., EVANS, R., FOSTER, I.D.L., Off-site impacts of soil erosion and runoff: why connectivity is more important than erosion rates. **Soil Use Management**, p. n.35, p.245–256, 2019.
- BORSELLI, L.; CASSI, P.; TORRI, D. Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: A GIS and field numerical assessment. **Catena**, v. 75, n. 3, p. 268–277, 2008.

BRACKEN, L. J.; WAINWRIGHT, J.; ALI, G. A.; TETZLAFF, D.; SMITH, M. W.; REANEY, S. M.; ROY, A. G. Concepts of hydrological connectivity: Research approaches, Pathways and future agendas. **Earth-Science Reviews**, v. 119, p. 17–34, 2013.

BRACKEN, L.; J.; CROKE, J. The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. **Hydrological Processes**, Burnley v. 21, n. 9 p.1749–1763, 2007.

BRACKEN, L. J.; TURNBULL, L.; WAINWRIGHT, J.; BOUGAART, P. Sediment connectivity: A framework for understanding sediment transfer at multiple scales. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 40, n. 2, p. 177–188, 2015.

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

BUARQUE, D. C. **Simulação da geração e do transporte de sedimentos em grandes bacias: Estudo de caso do rio Madeira**. 2015. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2015.

CAVALLI, M.; TREVISANI, S.; COMITI, F.; MARCHI, L. Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small Alpine catchments. **Geomorphology**, v. 188, p. 31–41, 1 abr 2013.

CAVALLI, M.; VERICAT, D.; PEREIRA, P., Mapping water and sediment connectivity. **Science of the Total Environment**, v. 673, p.763–767, 2019.

COLLISCHONN, W.; GAMA, C.H.A.; SIQUEIRA, V.A.; PAIVA, R.C.D; FLEICHMANN, A.S. **Simulação hidrológica de grandes bacias**. 2001. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.

COLLISCHONN, W.; GAMA, C.H.A.; SIQUEIRA, V.A.; PAIVA, R.C.D; FLEICHMANN, A.S. **Manual de Referência Teórica do MGB**, HGE, IPH, UFRGS, 2020.

COSTA, T. C. E C.; LUMBREAS, J. F.; GUIMARÃES, S. P.; UZEDA, M. C. Estimativas de perdas de solo para sub-bacias hidrográficas do estado do Rio de Janeiro. **Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento**. Embrapa Solos, p. 48, 2005.

CREMA, S.; CAVALLI, M. SedInConnect: a stand-alone, free and open source tool for the assessment of sediment connectivity. **Computing, and Geosciences**, v.111, p,39–45, 2018.

DELA COSTA, F. P. **Impactos das mudanças Climáticas na Vazão e na Dinâmica de Sedimentos em Grandes Bacias Hidrográficas: Estudo de Caso da Bacia do Rio Doce**. 2021. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2021.

DE MARIA, I. C.; LOMBARDI NETO, F. Razão de perdas de solo e fator C para sistemas de manejo da cultura do milho. **R. Bras. Ci. Solo**, v. 21, p. 263–270, 1997.

DE VENDE, J.; POESEN, J.; ARABKHEDRI, M.; VERSTRAETEN, G. The sediment delivery problem revisited, **Progress in Physical Geography**, v. 31, n. 2, 2007.

DIYABALANAGE, K., SAMARAKOON, K.K.; ADIKARI, S.B.; HEWAWASAM, T. Impact of soil and water conservation measures on soil erosion rate and sediment yields in a tropical watershed in the Central Highlands of Sri Lanka. **Applied Geography**, v. 79, p.103-114, 2017.

ENVIRONMENTAL SYSTEMS RESEARCH INSTITUTE. **ArcGisTM**. Versão 10.5. California: ESRI, 2022.

FAGUNDES, H. O.; PAIVA, C. D.; FAN, F. M.; BUARQUE, D. C.; ANDRADE, C. F. Sediment modeling of a large-scale basin supported by remote sensing and in-situ observations, **Catena**, v. 190, 2020.

FAGUNDES, H. O. **Modelagem hidrossedimentológica de grandes bacias com apoio de dados *in situ* e sensoriamento remoto**. 2018. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2018.

FAGUNDES, H. O.; FAN, F. M.; PAIVA, C. D.; BUARQUE, D. C. Simulação hidrossedimentológica preliminar na Bacia do Rio Doce com o Modelo MGB-SED, In: Congresso internacional de hidrossedimentologia, 2017, Foz do Iguaçu, **Anais [...]**, Porto Alegre: ABRH, 2017.

FAN, F. M, BUARQUE, D. C.; PONTES, P. R. M.; COLLISCHONN, W., Um Mapa de Unidades de Resposta Hidrológica para a América do Sul. In: XXI Simpósio Brasileiro e Recursos Hídricos, 2015, Aracaju, **Anais [...]** Aracaju: ABRHidro, 2015.

FAN, F. M; COLLISCHONN, W, Integração do Modelo MGB-IPH com Sistema de Informação Geográfica, **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 19, n. 1, p. 243–254, 2014.

FIORESE, C. H. U. Vulnerabilidade atual e natural à erosão do solo na sub-bacia hidrográfica do Ribeirão Floresta, no município de Cachoeiro de Itapemirim, Espírito Santo, Brasil. **Labor e Engenho**, v. 14, 2020.

FÖEGER, L. B., **Modelagem hidrossedimentológica de grandes bacias com propagação inercial de vazão: estudo de caso da bacia do rio Madeira**. 2019. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental). Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, 2019.

FRYIRS, K., BRIERLEY, G. J.; PRESTON, N. J.; KASAI, M.; Buffers, barriers and blankets: The (dis)connectivity of catchment-scale sediment cascades, **Catena**, v. 70, n. 1, p. 49-67, 2007.

- FRYIRS, K. (Dis) Connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at the sediment delivery problem, **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, p. 30 – 46, 2013.
- GOTTSCHALK, L.; MOTOVILOV, Y., Macro-scale hydrological modelling – a scandinavian experience, International Symposium on: Can science and society save the water crisis in the 21st century – Reports from the World. **Japan Society of Hydrology and Water Resources**, p. 38-45, 2000.
- GUMIERE, S. J.; LE BISSONNAIS, Y.; RACLOT, D.; CHEVIRON, B.; Vegetated filter effects on sedimentological connectivity of agricultural catchments in erosion modelling: a review. **Earth Surf. Process. Landforms** v. 36, p. 3–19, 2011.
- HECKMANN, T.; CAVALLI, M.; CERDAN, O.; FOERSTER, S.; JAVAUX, M.; LODE, E.; SMETANOVÁ, A.; VERICAT, D.; BRARDINONI, F. Indices of sediment connectivity: opportunities, challenges and limitations. **Earth-Science Rev**, v. 187, 77–101, 2018.
- HIDROLOGIA DE GRANDE ESCALA. **Hidrologia de grande escala**, Disponível em: <https://www.ufrgs.br/hge/>. Acesso em: 01 set de 2022.
- HOOKE, J. Coarse sediment connectivity in river channel systems: a conceptual framework and methodology. **Geomorphology**, v. 56, n. 1-2, p. 79-94, 2003.
- HOOKE, J.; SOUZA, J.; MARCHAMALO, M. Evaluation of connectivity indices applied to a Mediterranean agricultural catchment. **Catena**, v. 207, p. 1- 19, 2021.
- HOUBEN P.; WUNDERLICH J.; SCHROTT L., Climate and long-term human impact on sediment fluxes in watershed systems. **Geomorphology**, v. 108, p.1–7, 2009.
- INSTITUTO BIOATLÂNTICA. **Uso e Cobertura do Solo**. Rio de Janeiro: IBIO, 2017. 1 mapa, color. Disponível em: <https://www.igeo.org.br/map#>. Acesso em: 20 jun de 2021.
- KEESSTRA, S.; NUNES, J. P.; SACO, P.; PARSONS, TONY; POEPPL, R.; MASSELINK, R.; CERDÀ, A., The way forward: can connectivity be useful to design better measuring and modelling schemes for water and sediment dynamics? **Science Total Environmental**, v. 644, p.1557–1572, 2018.
- KUNTCHIK, G. **Aplicação da equação universal de perdas de solo na microbacia do Ribeirão das Araras, através de técnicas de sensoriamento remoto e geoprocessamento**. 1996. Dissertação (Mestrado em Pesquisas espaciais) Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1996.
- LAI, Y. G. River and Watershed Modelling: Current Effort and Future Direction, US-China Workshop on Advanced Computational Modelling in Hydroscience & Engineering. **Oxford**, Mississipi, 2005.

LANE, L.; HERNANDEZ, M.; NICHOLS, M. Processes controlling sediment yield from watersheds as functions of spatial scale, **Environmental Modelling & Software**, v. 12, p. 355 - 369, 1997.

LIZAGA, I.; QUIJANO, L.; PALAZÓN, L.; GASPAR, L.; NAVAS, A. Enhancing Connectivity Index to Assess The Effects Of Land Use Changes In A Mediterranean Catchment: Connectivity Index To Assess Land Use/Cover Changes. **Land Degradation & Development**, v. 29, 2016.

LOBO, I. A. **Perda de solo por escoamento superficial: uma abordagem retrospectiva para uma bacia hidrográfica na Região Metropolitana**. 2022. Dissertação. (Mestrado em Geografia). Universidade Federal do Espírito Santo, 2022.

LÓPEZ, V. M.; POESEN, J.; NAVAS, A.; GASPAR, L. Predicting runoff and sediment connectivity and soil erosion by water for different land use scenarios in the Spanish Pre-Pyrenees, **Catena**, v. 102, p. 62–73 2013.

LÓPEZ, V. M.; QUIJANO, L.; PALAZÓN, L.; GASPAR, L.; NAVAS, A. Assessment of soil redistribution at catchment scale by coupling a soil erosion model and a sediment connectivity index (central spanish pre-pyrenees). **Cuad Investig Geográfica**, v. 41, 2015.

MAHONEY, D. T.; FOX, J. F.; AAMERY, N. A. Watershed erosion modeling using the probability of sediment connectivity in a gently rolling system. **Journal of Hydrology**, v. 561, p. 862–883, 2018,

MAHONEY, D. T.; FOX, J. F.; AAMERY, N. A.; CLARE, E. Integrating connectivity theory within watershed modelling part I: Application and evaluating structural and functional connectivity. **Science of the Total Environment**, v. 740, 2020.

MARQUES, J. F.; LOMBARDI NETO, F.; BACELLAR, A. A. A. Erosão dos solos: indicadores físicos e econômicos. **Indicadores de sustentabilidade em agroecossistemas**, p. 129–153, 2003.

MARTINI, L.; CAVALLI, M.; PICCO, L. Predicting sediment connectivity in a mountain basin: A quantitative analysis of the index of connectivity. **Earth Surf - Process. Landforms**, p.1500-1513, 2022.

MERRIAM, G. Connectivity: a fundamental ecological characteristic of landscape pattern. *In*: BRANDT, J. AGGER, P. **Proceedings of first international seminar on methodology in landscape ecology research and planning**. Roskilde, Universitess for lag Geo Rue, p. 5 – 15, 1984.

MERRITT, W. S.; LETCHER, R. A.; JAKEMAN, A. J.; A review of erosion and sediment transport models. **Environmental Modelling & Software**, n. 18, p. 761-799, 2003.

MISHRA, K. SINHA, R.; JAIN, V.; NEPAL, S.; UDDIN, K. Towards the assessment of sediment connectivity in a large Himalayan river basin. **Science of the Total Environment**, v. 661, p.251-265.

MORGAN, R.P.C., A simple approach to soil loss prediction: a revised Morgan–Morgan–Finney model. **CATENA**, v. 44, p.305–322, 2001.

MORGAN, R. P. C. **Soil erosion and conservation**, 3 ed, Reino Unido: MPG Books, 2005.

MORIASI, D. N.; ARNOLD, J. G.; VAN LIEW, M. W. Model Evaluation Guidelines for Systematic Quantification of Accuracy in Watershed Simulations. **Transactions Of The Asabe**, v. 50. n. 3, p. 885-900, 2007.

NEITSCH, S. L.; ARNOLD, J. G.; KINIRY, J. R.; WILLIAM, J. R. **Soil and Water Assessment Tool User's Manual Version 2005**, Diffuse Pollution Conference Dublin, p. 494, 2005.

NUNES, J.P.; et al., Better models are more effectively connected models. **Earth Surf Process Landforms**, v. 43, p. 1355–1360, 2018.

OLIVEIRA, A. M. M.; PINTO, S. A. F.; LOMBARDI NETO, F. Caracterização de Indicadores da Erosão do Solo em Bacias Hidrográficas com o Suporte de Geotecnologias e Modelo Preditivo. **Estudos Geográficos**, p. 63–86, 2007.

PAIVA, R. C. D. **Modelagem hidrológica e hidrodinâmica de grandes bacias, Estudo de caso: bacia do rio Solimões**. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental): Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2009.

PAIVA, R. C. D.; COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. Large scale hydrologic and hydrodynamic modeling using limited data and a GIS based approach. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 406, p. 170-181, 2011.

PANDEY, A.; HIMANSHU, S. K.; MISHRA, S. K.; SINGH, V. P. Physically based soil erosion and sediment yield models revisited. **Catena**, v. 147, p. 595-620, 2016.

PIMENTEL, D. **World soil erosion and conservation**, 1 ed, Cambridge University Press, p.349, 1993.

PIRH. **Plano Integrado de Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica do Rio Doce: Relatório Final-Volume I**. Consórcio Ecoplan-Lume, 2010.

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.

PONTES, P, R, M.; FAN, F. M.; FLEICHMANN, A. S.; PAIVA, R. C. D.; BUARQUE, D. C.; SIQUEIRA, V. A.; JARDIM, P. F.; SORRIBAS, M. V., COLLISCHONN, W. MGB-IPH model for hydrological and hydraulic simulation of large floodplain river

systems coupled with open source GIS. **Environmental Modelling & Software**, v. 94, p. 1-20, 2017.

PONTES, P, R, M. **Modelagem hidrológica e hidrodinâmica integrada da bacia do rio da Prata**. 2016. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2016.

PONTES, P, R, M.; COLLISCHONN, W.; FAN, F, M.; PAIVA, R, C, D. Modelagem hidrológica e hidráulica de grande escala com propagação inercial de vazões. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 20, n. 4, p. 888–904, 2015.

RENARD, K, G.; FOSTER, G. R.; WEESIES, G. A.; PORTER, J, P, RUSLE: Revised Universal Soil Loss Equation. **Journal of Soil and Water Conservation**, v. 46, n. 1, p. 30–33, 1991.

RENARD, K. G.; FOSTER, G. R.; YODER, D. C.; MCCOOL, D, K, RUSLE revisited: status, questions, answers, and the future. **Journal of Soil and Water Conservation**, v, 49, n, 3, p, 213– 220, 1994.

RENARD, K. G.; FOSTER, G. R.; WEESIES, G. A.; MCCOOL, D. A; YODER, D.C. Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the revised universal soil loss equation (RUSLE). **Agricultural Handbook**, v. 703, US Government Print Office, Washington, DC, 1997.

SANTOS, T. A.; VENDRAME, I.; ALVES, C. J. P.; CAETANO, M.; SILVA, J. P. S. Modelo de identificação do impacto futuro de chuvas extremas nos atrasos/cancelamentos de voos. **Transportes**, v. 26, n. 2, p. 44-53, 2018.

SILVA, F. G. B.; MINOTTI, R. T.; LOMBARDI NETO, F.; PRIMAVESI, O.; CRESTANA, S. Previsão da perda de solo na Fazenda Canchim - SP (EMBRAPA) utilizando geoprocessamento e o USLE 2D. **Engenharia Sanitária e Ambiental**, v. 15, n. 2, p. 141–148, 2010.

SILVA, V. C. Estimativa da erosão atual da bacia do Rio Paracatu (MG/GO/DF). **Pesquisa Agropecuária Tropical**, v. 34, n. 3, p. 147–159, 2004.

SIQUEIRA, V. A.; PAIVA, C. D.; RUHOFF, A. L.; FLEISCHMANN, A. S.; FAN, F. M.; COLLISCHONN, W. Desenvolvimento de um modelo hidrológico-hidrodinâmico para a América do Sul: parte 1, *In*: XXII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Florianópolis, **Anais [...] XXII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos**, Porto Alegre: ABRH, 2017.

SOUZA, A. G. **Hidrossedimentologia de uma bacia hidrográfica Tropical Intramontana**. 2022. (Dissertação de Mestrado em Geografia). Universidade federal do Espírito Santo, 2022.

SOUZA, J. O. P.; HOOKE, J. Influence of seasonal vegetation dynamics on hydrological connectivity in tropical drylands, **Hydrological Processes**, v. 35, n. 11, 2021.

SOUZA, J. O. P.; CORRÊA, A. C. B. Evolution scenarios of landscape connectivity in semiarid environment - Saco Creek watershed, Serra Talhada/PE - Brazil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 1, p. 63–77, 2020.

SOUZA, J. O. P.; BRANCO, A. O. T. C. Impedimentos de transmissão no sistema fluvial e a conectividade da paisagem. **Revista da ANPEGE**, v.16, n. 31, p. 59-73, 2020.

SOUZA, J. O. P.; CORRÊA, A. C. B. Conectividade e área de captação efetiva de um sistema fluvial semiárido: bacia do riacho Mulungu, Belém de São Francisco-PE. **Sociedade e Natureza**, v. 24, n. 2, p. 379-332, 2012.

TOMAZONI, J. C.; MANTOVANI, L. E.; BITTENCOURT, A. V. L.; ROSA FILHO, E. F.; A sistematização dos fatores da EUPS em SIG para quantificação da erosão laminar na bacia do rio Anta Gorda (PR). **Estudos Geográficos**, v. 3, n. 1, p. 1–21, 2005.

TUCCI, C. E. M. **Modelos Hidrológicos**, 2 ed, Porto Alegre: Editora da UFRGS, 679 p, 2005.

VÁZQUEZ-FERNÁNDEZ, G. A. Determinação de Sequências Culturais em Microbacia Hidrográfica para Caracterização do Fator C da EUPS, Utilizando Fotografia Aérea. **Anais [...]** VIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. Salvador/Bahia, 1996.

VIEIRA DA SILVA, R. C.; WILSON J.R. G. **Hidráulica Fluvial**, v. 2, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, 2005.

WAINWRIGHT J.; TURNBULL, L.; IBRAHIM, T. G.; ARTZA, I. L.; THORNTON, S. F.; BRAZIER, R. E. Linking environmental regimes, space and time:interpretations of structural and functional connectivity. **Geomorphology**, v.126, p. 387–404, 2010.

WALLING, D. E. The sediment delivery problem. **Journal of Hydrology**, v. 65, p. 209–237, 1983.

WILLIAMS, J. R. Flood routing with variable travel time or variable storage coefficients. **Transaction of the American Society of Agricultural Engineers**, v. 12, n. 1, p. 100-103, 1969.

WILLIAMS, J. R. **Sediment-yield prediction with universal equation using runoff energy factor**. *In*: Present and Prospective Technology for Predicting Sediment Yield and Sources, US Department of Agriculture: Washington, DC, p. 244-252, 1975.

WILLMOTT, C. J. On the validation of models. **Physical Geography**, v. 2, n. 2, p, 184-194, 1981.

WISCHMEIER, H; SMITH, D. D. **Predicting rainfall erosion losses**, Agriculture Handbook, USDA, 1978.

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

WOHL, E. Connectivity as an emergent property of geomorphic systems. **Earth Surf, Process, Landforms**, v. 44, n. 1, p. 4-26, 2019.

WU, W. **Computational River dynamics**. Londres: Taylor & Francis Group, 2008.

ZANANDREA, F.; KOBAYAMA, M.; MICHEL, G. P. Conectividade hidrossedimentológica: uma abordagem conceitual. (Associação, Ed.) Florianópolis (SC): **Anais [...]** XXII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2017.

ZANANDREA, F. Conectividade dos sedimentos: conceitos, princípios e aplicações. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 2, p. 435–459, 2020.