

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM RECURSOS HÍDRICOS E SANEAMENTO
AMBIENTAL

SIMULAÇÃO DOS FLUXOS DE SEDIMENTOS NA AMÉRICA DO SUL

HUGO DE OLIVEIRA FAGUNDES

PORTO ALEGRE

2022

HUGO DE OLIVEIRA FAGUNDES

SIMULAÇÃO DOS FLUXOS DE SEDIMENTOS NA AMÉRICA DO SUL

Tese apresentada ao Programa de Pós-graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como requisito parcial à obtenção do título de doutor.

Orientador: Fernando Mainardi Fan
Coorientador: Rodrigo Cauduro Dias de Paiva

PORTO ALEGRE

2022

CIP - Catalogação na Publicação

de Oliveira Fagundes, Hugo
SIMULAÇÃO DOS FLUXOS DE SEDIMENTOS NA AMÉRICA DO
SUL / Hugo de Oliveira Fagundes. -- 2022.
162 f.
Orientador: Fernando Mainardi Fan.

Coorientador: Rodrigo Cauduro Dias de Paiva.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio
Grande do Sul, Instituto de Pesquisas Hidráulicas,
Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e
Saneamento Ambiental, Porto Alegre, BR-RS, 2022.

1. Sedimentos. 2. Recursos Hídricos. 3. América do
Sul. 4. Reservatórios. 5. Mudanças climáticas. I.
Mainardi Fan, Fernando, orient. II. Cauduro Dias de
Paiva, Rodrigo, coorient. III. Título.

Elaborada pelo Sistema de Geração Automática de Ficha Catalográfica da UFRGS com os
dados fornecidos pelo(a) autor(a).

HUGO DE OLIVEIRA FAGUNDES

SIMULAÇÃO DOS FLUXOS DE SEDIMENTOS NA AMÉRICA DO SUL

Tese apresentada ao Programa de Pós-graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, como requisito parcial à obtenção do título de doutor.

Orientador: Fernando Mainardi Fan
Coorientador: Rodrigo Cauduro Dias de Paiva

Aprovado em: Porto Alegre, 04 de março de 2022.

Prof. Dr. Fernando Mainardi Fan - UFRGS
Orientador

Prof. Dr. Rodrigo Cauduro Dias de Paiva - UFRGS
Coorientador

Prof. Dr. Edgardo Manuel Latrubesse - UFG
Examinador

Prof. Dr. Paulo Tarso Sanches Oliveira - UFMS
Examinador

Prof. Dr. Juan Martin Bravo - UFRGS
Examinador

À minha mãe, que sempre foi uma guerreira e um grande exemplo de perseverança. Ao meu pai (*in memoriam*), que sempre teve um grande coração e uma alegria contagiante.

Apresentação

Esta Tese foi desenvolvida no Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental do Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) sob a orientação do professor Dr. Fernando Mainardi Fan e coorientação do professor Dr. Rodrigo Cauduro Dias de Paiva do IPH-UFRGS. A pesquisa foi financiada com bolsa de Doutorado pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq – processo 167867/2018-0) no período de Outubro de 2018 a Junho de 2021 e com período de Doutorado Sanduíche na Università degli Studi di Pavia (Itália) financiado com bolsa de estudos concedida pela Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES-PRINT - processo 88887.582537/2020-00) sob a co-orientação do professor Dr. Pasquale Borrelli, entre Setembro de 2021 e Fevereiro de 2022.

Os resultados obtidos durante a realização desta tese deram origem aos produtos listados a seguir.

Artigos publicados em revistas:

- Fagundes, H. O., Fan, F. M., Paiva, R. C. D., Siqueira, V. A., Buarque, D. C., Kornowski, L. W., Laipelt, L., & Collischonn, W. (2021). Sediment flows in South America supported by daily hydrologic-hydrodynamic modeling. *Water Resources Research*, 57, e2020WR027884. <https://doi.org/10.1029/2020WR027884>
- Fagundes, H. O., Fleischmann, A. S., Fan, F. M., Paiva, R. C. D., Siqueira, V. A., Buarque, D. C., Collischonn, W., Borrelli, P. (2022). Human-induced changes in South American sediment fluxes from 1984 to 2019. *Nature* (submetido).

Bases de dados:

- Simulated Suspended Sediment Discharge for South America Rivers (MGB-SED AS) - V1.0, available in: <https://doi.org/10.17632/k7c5482fsm.1>
- Simulated Suspended Sediment Discharge for South America Rivers (MGB-SED AS) - V2.0, available in: <https://doi.org/10.17632/ncr6d42tx5.1>.

Artigos completos publicados em eventos:

- Fagundes, H. O.; Bravo, J. M. Calibração automática de um modelo de sedimentos em regiões com escassez de dados. *Anais do XXIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2019*.

- Fagundes, H. O., Fleischmann, A. S., Fan, F. M., Paiva, R. C. D., Siqueira, V. A., Buarque, D. C., Collischonn, W. Modelagem de sedimentos com reservatórios em escala continental. *Anais do XXIV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, 2021.
- Fagundes, H. O., Fleischmann, A. S., Fan, F. M., Paiva, R. C. D., Siqueira, V. A., Buarque, D. C., Collischonn, W. Estimativa da vida útil de reservatórios na América do Sul. *Anais do XXIV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, 2021.

Resumos publicados em eventos:

- Fagundes, H. O.; Fan, F. M.; Paiva, R. C. D.; Siqueira, V. A.; Buarque, D. C.; Kornowski, L. W.; Laipelt, L.; Collischonn, W. Fluxos de sedimentos em suspensão simulados na América do Sul - parte 1: calibração e validação. *Anais do XIV Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos*, 2020.
- Fagundes, H. O.; Fan, F. M.; Paiva, R. C. D.; Siqueira, V. A.; Buarque, D. C.; Kornowski, L. W.; Laipelt, L.; Collischonn, W. Fluxos de sedimentos em suspensão simulados na América do Sul - parte 2: Análise espaço-temporal. *Anais do XIV Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos*, 2020.
- Fagundes, H. O.; Fan, F. M.; Paiva, R. C. D.; Siqueira, V. A.; Buarque, D. C.; Kornowski, L. W.; Laipelt, L.; Collischonn, W. Simulated suspended sediment flows in South America using hydrological-hydrodynamic modeling. *EGU General Assembly Conference Abstracts*. 2021. p. EGU21-8490.

Agradecimentos

À Deus, por seu grande amor e bondade para comigo em todo esse período. Muitas vezes não acreditei que seria possível concluir esse trabalho, mas ele me suportou em todos esses momentos. À Ele toda honra e toda a glória.

Aos meus orientadores no Brasil, professores Fernando Fan e Rodrigo Paiva, que sempre me apoiaram nas minhas ideias loucas, compartilharam seus conhecimentos e também foram gentis e compassivos nos momentos mais turbulentos. Agradeço também ao meu orientador na Itália, professor Pasquale Borrelli, que se dispôs a me orientar e foi um grande parceiro contribuindo para essa experiência internacional. Agradeço também aos colegas do grupo de pesquisa Hidrologia de Grande Escala (HGE), em especial àqueles que tiveram grandes contribuições para a conclusão desta tese: professores Walter Collischonn e Diogo Buarque, e meus amigos, Vinicius Siqueira, Ayan Fleischmann e João Paulo Brêda.

Minha vida emocional e meu bem-estar espiritual foram essenciais para que esse trabalho pudesse ser finalizado. Assim, agradeço aos meus familiares e amigos que estiveram comigo em tantos momentos de celebrações, mas que também souberam suportar minhas angústias e lamúrias. De forma especial, agradeço ao João, Zé, Sly, Siqueira, Gianluca e Leo, com quem morei nesse período. Os dias foram leves com vocês. Aos meus amigos nordestinos e colegas de profissão, Cléber, Dani, Beni e Germano, por todo carinho e parceria. Não menos importante, sou grato aos meus irmãos em Cristo da IPPA, uma verdadeira família em Porto Alegre. Mesmo durante a Pandemia ou meu período na Itália, sempre se fizeram presentes. Agradeço em especial ao Juliano, Luís e Gabriel por todo amor e amizade.

Eu poderia escrever páginas de agradecimentos e centenas de nomes, pois não foram poucos momentos e nem poucas pessoas que fizeram parte de momentos singulares e significativos. Obrigado a todos vocês que sabem que estiveram ali comigo, seja no IPH, no FIDES, no vôlei, ou comendo alguma coisa junto comigo lá em casa. Vocês são especiais.

Por fim, agradeço ao CNPq pela bolsa de estudo durante o doutorado em Porto Alegre e à CAPES pela bolsa concedida no período do doutorado sanduíche na Itália.

Ó profundidade da riqueza, tanto da sabedoria como do conhecimento de Deus! Quão insondáveis são os seus juízos, e quão inescrutáveis, os seus caminhos! Quem, pois, conheceu a mente do Senhor? Ou quem foi o seu conselheiro? Ou quem primeiro deu a ele para que lhe venha a ser restituído? Porque dele, e por meio dele, e para ele são todas as coisas. A ele, pois, a glória eternamente. Amém!

Paulo de Tarso

Resumo

Os fluxos de sedimentos fornecem fertilização natural e suportam a biodiversidade e estabilidade estrutural de ecossistemas aquáticos. A América do Sul (AS) é o continente com a segunda maior taxa de transporte de sedimentos. Contudo, a compreensão da dinâmica dos fluxos de sedimentos nesta região ainda não foi completamente explorada. Grandes mudanças têm ocorrido no continente, como nos padrões das precipitações, no uso e cobertura e do solo e aumento do número de reservatórios nos rios, mudanças essas que apresentam grande potencial para afetar os fluxos de sedimentos. Além disso, o continente Sul-Americano apresenta grande heterogeneidade em sua composição, com cadeias montanhosas como os Andes capazes de produzir elevadas cargas de sedimentos e extensas planícies de inundação como o Pantanal, capazes de reter grandes quantidades. Assim, o objetivo principal dessa pesquisa é compreender a dinâmica espaço-temporal dos fluxos de sedimentos na América do Sul a partir do uso de um modelo hidrológico-hidrodinâmico de sedimentos diário para a escala continental. Para isso, foi desenvolvido o modelo MGB-SED AS que permitiu simular os processos de erosão, transporte e deposição de sedimentos em escala continental, considerando ainda os efeitos de remanso e interações dos fluxos entre os rios e as planícies de inundação. O modelo foi calibrado e validado em diversas etapas, utilizando 595 estações *in situ* com informações de descarga de sedimentos em suspensão, informações de estudos regionais relacionados tanto a descarga em suspensão quanto de leito e dados de um modelo global. Na primeira etapa foi realizada uma simulação sem reservatórios a fim de compreender uma situação mais naturalizada dos fluxos em suspensão. Posteriormente foram realizadas simulações para cenários que considerassem as alterações das precipitações, do uso e cobertura do solo e a presença de reservatórios a fim de compreender o impacto dessas mudanças nos fluxos de sedimentos entre 1984 e 2019. Por fim, o último capítulo desta tese apresenta os impactos das mudanças climáticas projetadas para 2021-2055 nos fluxos de sedimentos da AS. Os resultados da primeira etapa mostraram que a AS exporta cerca de 1 Gt/ano de sedimentos em suspensão em condições naturais (sem barramentos), sendo os rios Amazonas, Orinoco, La Plata e Magdalena os principais responsáveis. Das cargas de sedimentos em suspensão que chegam aos rios, 12% ficam posteriormente depositadas em planícies de inundação. Observou-se que a performance do modelo foi melhorada por considerar um método de propagação hidrodinâmica, o que é essencial para regiões com planícies de inundação. A modelagem também permitiu identificar que o aumento da vazão nem sempre resulta em aumento da CSS/QSS. Especialmente em rios com grandes planícies de inundação, os picos da vazão e da CSS/QSS podem acontecer com até meses de diferença. Na segunda etapa, os resultados mostraram que 51% dos principais rios da AS experimentaram mudanças significativas no transporte de sedimentos entre 1984 e 2019, sendo 36% devido ao desmatamento na Amazônia e ao barramento dos rios e 15% devido às mudanças nas precipitações. Além disso, estimou-se uma redução de 10% no aporte médio de sedimentos para os oceanos, estando esse valor associado principalmente com as usinas hidrelétricas implantadas nesse período no rio Madeira e no rio Paraná e às reduções de precipitações no rio Bermejo. As mudanças identificadas têm afetado muitos rios, ecossistemas e populações humanas que vivem próximos a esses ambientes aquáticos. Por exemplo, a implantação de reservatórios tem reduzido o aporte de sedimentos para os oceanos induzindo a erosão costeira, o que pode gerar um grande impacto em ecossistemas peculiares, como as praias de lama entre as fozes dos rios Amazonas e Orinoco. Por fim, estimou-se que no futuro, devido as projeções de mudanças climáticas, ocorrerá uma redução da descarga sólida e de outras variáveis hidrossedimentológicas na região centro-norte e um aumento na região centro-sul da AS e um aumento no oeste da Amazônia. As maiores reduções significativas da descarga sólida total (QST) foram estimadas para os rios Doce (-54%), Tocantins (-49%) e Xingu (-34%), enquanto os maiores aumentos foram estimados nos rios Alto Paraná (409%), Juruá (46%) e Uruguai (40%). Observou-se que as mudanças previstas de ocorrer nas descargas líquidas e sólidas podem fazer com que haja uma diferente composição nas águas da bacia Amazônica no futuro.

Palavras-chave: Erosão. MUSLE. MGB-SED. LULC. Reservatórios.

Abstract

Sediment flows in rivers provide natural land fertilization and support biodiversity and the structural stability of the aquatic ecosystem. South America (SA) is the continent with the second-highest sediment transport globally. However, understanding sediment flows dynamics in this region has been poorly identified and explored. Major changes have occurred on the continent, such as precipitation patterns, land use and land cover, and the increase in the number of reservoirs in rivers. These changes have great potential to affect sediment flows. Besides, the South American continent shows high heterogeneity in your composition, presenting mountain ranges such as the Andes that are important sediment providers and large wetlands as the Pantanal that are important sinks. Thus, the main goal of this research is to comprehend the spatiotemporal dynamics of SA sediment flows from the use of daily sediment hydrologic-hydrodynamic for continental scale. For this purpose, the MGB-SED AS model was developed to simulate the processes of sediment erosion, transport and deposition at a continental scale, including the backwater effects and flows exchanges between the rivers and floodplains. The model was calibrated and validated in several stages, using 595 in situ stations with information on suspended sediment discharge, regional studies related to suspended and bedload sediments, and data from a global model. In the first stage, a simulation without reservoirs was performed to comprehend a potential natural situation of suspended sediment flows. Simulations were subsequently run for scenarios that considered changes in precipitation, land use and land cover, and the presence of reservoirs to understand the impact of these changes on sediment flows between 1984 and 2019. Finally, the last chapter of this thesis show the impacts of projected climate changes to 2021-2055 in the SA sediment flows. The first stage results showed that SA exports about 1 Gt/year of suspended sediments under natural conditions (without dams). The main contributors were the Amazon, Orinoco, La Plata, and Magdalena rivers. Of the suspended sediment loads reaching the rivers, 12% is deposited in floodplains. It was observed that the model performance was improved by considering a hydrodynamic propagation method, which is essential for regions with floodplains. The modeling also allowed identifying that an increase in water discharge does not always increase SSC/QSS. Especially in rivers with large floodplains, the peaks of flow and SSC/QSS can occur up to months apart. In the second stage, results showed that 51% of the main SA rivers experienced significant changes in sediment transport over this period, with 36% due to Amazon deforestation and river damming and 15% due to precipitation changes. We estimated a 10% reduction in the average sediment delivery (t/year) to the oceans, mainly associated with hydropower dams in the Madeira and Paraná rivers and decreased precipitation in the Bermejo River basin. The changes identified have affected many rivers, ecosystems, and human populations living near these aquatic environments. For example, the construction of reservoirs has reduced sediment supply to the oceans, inducing coastal erosion, which can greatly impact peculiar ecosystems, such as the mud beaches between the mouths of the Amazon and Orinoco rivers. Lastly, it was estimated that in the future, due to projections of climate changes, a reduction in the sediment discharge and other sedimentological variables in the center-north region, and an increase in the center-south region of SA, and also an increase in the western Amazon will happen. Major significant reductions in the total sediment discharge (QST) are expected to happen in the Doce (-54%), Tocantins (-49%) and Xingu (-34%) rivers, while the major increases is expected to happen in the Upper Paraná (409%), Juruá (46%) and Uruguay (40%) rivers. It was observed that predicted changes in water and sediment discharges can induce a different water composition in the Amazon basin in the future.

Keywords: Erosion. MUSLE. MGB-SED. LULC. Reservoirs.

SUMÁRIO

Capítulo 1 - Introdução	17
1.1 Motivação	17
1.2 Objetivos.....	19
1.3 Estrutura da tese	20
Capítulo 2 - Fluxos de sedimentos na América do Sul utilizando modelagem hidrológica-hidrodinâmica diária	22
2.1 Introdução.....	22
2.2 Uma visão geral dos processos relacionados aos sedimentos na América do Sul	26
2.3 Modelo de sedimentos da América do Sul	29
2.3.1 Modelo hidrológico-hidrodinâmico MGB-SA	29
2.3.2 Modelo de sedimentos MGB-SED	31
2.3.3 Conjunto de dados de entrada para a simulação.....	34
2.3.4 Desenho experimental	35
2.4 Resultados e Discussão.....	39
2.4.1 Validação do modelo.....	39
2.4.2 Análise dos fluxos de sedimentos na América do Sul.....	45
2.5 Conclusão	60
Capítulo 3 - Mudanças induzidas por atividades humanas nos fluxos de sedimentos da América do Sul entre 1984 e 2019	62
3.1 Introdução.....	62
3.2 Métodos	64
3.2.1 Transporte de sedimentos de leito e velocidade de queda das partículas em suspensão	64
3.2.2 Módulo de reservatórios	66
3.2.3 Dados para a simulação e parametrização do MGB-SED AS.....	69
3.2.4 Validação dos módulos de sedimentos e reservatórios	70

3.2.5	Análises de longo período das mudanças dos fluxos de sedimentos.....	76
3.3	Análise continental no tempo e no espaço	78
3.4	Validação e limitações do modelo.....	85
3.5	Implicações para os ecossistemas, e o gerenciamento da terra e da água	86
Capítulo 4 – Efeitos das mudanças climáticas nos fluxos de sedimentos da América do Sul.....		89
4.1	Introdução.....	89
4.2	Metodologia.....	91
4.3	Resultados e Discussão.....	93
4.4	Conclusões.....	103
Capítulo 5 - Considerações finais		105
Referências		109
Material suplementar		135

LISTA DE FIGURAS

- Figura 2-1: América do Sul, mostrando: a) maiores regiões hidrológicas de acordo com as classificações da FAO e a Agência Nacional de Águas (ANA), mapa de relevo baseado no SRTM Bare-Earth (O'Loughlin et al., 2016), incluindo os principais rios, áreas inundadas (Fluet-Chouinard et al., 2015) e lagos artificiais (Lehner et al., 2011); e b) reservatórios da base de dados GRanD v1.3 ($>0.1 \text{ km}^3$ Lehner et al., 2011 - <http://globaldamwatch.org>) e da ANA ($> 30\text{MW}$), e estações de sedimentos da ANA, Base de Datos Hidrológica Integrada da Argentina (BDHI) e Instituto de Hidrologia, Meteorologia e Estudios Ambientais da Colômbia (IDEAM). 28
- Figura 2-2: estrutura do MGB-SED AS. As partes em azul (marrom) estão relacionadas ao modelo hidrológico (de sedimentos), sua estrutura, principais dados de entrada, processos e principais saídas. 34
- Figura 2-3: Parâmetros da MUSLE adotados para a América do Sul: a) Fator K [$0.013.t.m^2.h./m^3.t.cm$]; b) Fator $\log(LS)$ [-]; and c) Fator C [-]. 35
- Figura 2-4: Performance do modelo MGB-SED AS na América do Sul em termos de descarga de sedimentos em suspensão: a) correlação (r); b) $BIAS$ (%); e c) coeficiente de eficiência Nash-Sutcliffe (NSE) . Diamantes e círculos maiores se referem às estações utilizadas nas etapas de calibração (Cal) e validação (Val), respectivamente. Círculos menores se referem às outras estações utilizadas na avaliação do modelo. As tabelas resumem a porcentagem de estações de sedimentos em cada classe de performance e etapa correspondente. Regiões destacadas em Vermelho representam aquelas em que o modelo hidrológico-hidrodinâmico apresentou baixa performance (ver Siqueira et al., 2018). 40
- Figura 2-5: NSE e $BIAS$ (%) calculado entre QSS observada e simulada versus a área de drenagem. 41
- Figura 2-6: Performance do modelo MGB-SED AS versus resultados dos modelos regionais e globais. a) comparação entre a descarga sólida em suspensão (QSS) do MGB-SED AS e a QSS dos estudos regionais; os pontos cinza-claros se referem aos valores quando o MGB-SED AS estimou mais que o dobro ou menos que a metade os valores dos estudos regionais. b) comparação entre o MGB-SED AS e observações diárias de QSS in situ ($BIAS$) versus MGB-SED AS e valores anuais de QSS de estudos regionais ($Diff$). c) comparação entre o MGB-SED AS e observações diárias de QSS in situ ($BIAS$) versus MGB-SED AS e valores anuais de QSS do modelo global WBMsed (Cohen et al., 2014). Na figura b (c): um ponto exatamente na origem $(x,y) = (0,0)$ que ambos os resultados simulados pelo MGB-SED AS e aqueles dos estudos regionais (modelo global) tem uma forte concordância com as observações in situ; o ponto $(x,y) = (-100,-100)$ significa que os resultados do modelo MGB-SED AS tem uma péssima performance quando comparados com os dados in situ e aqueles dos estudos regionais (modelo global). o ponto $(x,y) = (-100,0)$ significa que o modelo MGB-SED AS tem uma excelente performance quando comparado com os dados observados e que é melhor do que a performance dos estudos regionais (modelo global). 44
- Figura 2-7: Comparação entre dados observados (QSSobs – asteriscos pretos) e descarga de sedimentos em suspensão simulada (QSS) para alguns grandes rios da América do Sul. A performance do modelo é apresentada em termos de correlação (r), $BIAS$ (%) e coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe (NSE) para a modelagem hidrodinâmica. Séries temporais diárias simuladas são apresentadas para os métodos de propagação inercial (QSS IN – linhas azuis) e Muskingum-Cunge (QSS MC – linhas

- vermelhas). As linhas tracejadas apresentam as respectivas medias de longo período. As localizações das estações são apresentadas na Figura 8-a..... 47
- Figura 2-8: Média anual da a) descarga de sedimentos em suspensão (QSS) na América do Sul; b) taxa de denudação (silte+argila+areia); e c) $\alpha(Q.qpeak.A)\beta$. Valores das barras de cores estão em escalas logarítmicas (base 10). Números em a) se referem as estações apresentadas na Figura 7..... 49
- Figura 2-9: taxa de denudação versus: a) Índice de Aridez (pontos vermelhos representam os valores do fator *LS* acima do percentil 95%); b) fator *LS* (pontos vermelhos representam os valores do Índice de Aridez acima do percentil 95%). 51
- Figura 2-10: média anual da carga de sedimentos em suspensão depositada nas principais planícies de inundação da América do sul; e média diária de longo período da concentração de sedimentos em suspensão (CSS) e vazão (Q) para os grandes rios. As áreas inundadas foram obtidas de Fluet-Chouinard et al. (2015). 54
- Figura 2-11: Balanço anual de sedimentos da América do Sul e de alguns grandes rios. As figuras a-g mostram a vazão (Q) em linhas azuis, a carga de sedimentos em suspensão estimada com a equação MUSLE em círculos cinzas, a descarga de sedimentos em suspensão (QSS) em círculos marrons e os sedimentos em suspensão depositados nas planícies de inundação (Dep_fp) em círculos amarelos. Os valores de Dep_fp são uma ordem de grandeza menor que os demais valores de sedimentos, assim, multiplicou-se esses valores em dez vezes para apresentar na figura. O mapa central mostra o Delay Index, calculado entre o pico da concentração de sedimentos em suspensão (SSC) e a Q. Valores avermelhados (azulados) mostram quantos dias o pico da SSC está adiantado (atrasado) em relação ao pico da Q..... 58
- Figura 3-1: Mudanças temporais nos fluxos de sedimentos nos rios da América do Sul entre 1984-2019. Os mapas mostram a descarga total de sedimentos simulados (QST) e suas mudanças (%) considerando os efeitos isolados das mudanças na precipitação (a–d), mudanças no uso e cobertura da terra (LULCC, e–h), e reservatórios existentes (i–l). Os mapas a, e, e i mostram os valores de QST para o período base (1984-1992). Os demais mapas apresentam as mudanças dos fluxos de sedimentos comparadas ao período base. Os números em vermelho indicam o aporte médio de sedimentos da América do Sul (AS) para os oceanos em cada período. Os valores percentuais indicam o aumento ou redução do aporte de sedimentos comparados ao período anterior. Esses valores são apresentados na parte inferior da figura (SA sediment delivery - combined effects) para os efeitos combinados de cada driver, isto é, quando as simulações foram realizadas considerando o efeito sinérgico da precipitação, LULCC e reservatórios nos fluxos de sedimentos..... 82
- Figura 3-2. Visão geral das tendências, magnitude e principais drivers das mudanças no transporte de sedimentos dos rios da América do Sul entre 1984 e 2019. a) mapa da descarga total de sedimentos (QST) simulada média de longo período considerando as mudanças na precipitação e induzidas pelo homem pelas mudanças de uso e cobertura da terra (LULLC) e construção de reservatórios. b) Mudanças na QST de longo período estatisticamente significativas ao nível de 5% utilizando o teste de Mann Kendall. c) Magnitude das mudanças dos fluxos de sedimentos considerando os drivers principais (precipitação, LULCC ou reservatórios) em cada trecho de rio. Os hotspots de mudanças estão destacados em retângulos. Por exemplo, observa-se que o rio Tapajós transportou 5,8 Mt/ano na média

entre 1984-2019, com uma tendência de aumento de 27%, na qual o (principal) driver LULCC foi responsável por um aumento de 53%.	83
Figura 4-1: Precipitação anual média (mm/ano) na América do Sul entre 1961 e 1995.	93
Figura 4-2: Impactos projetados para a América do Sul devido às mudanças climáticas com os modelos regionais Eta-BESM, Eta-CanESM2, Eta-HadGEM2-ES e Eta-MIROC5, considerando o cenário RCP 4.5 para o período entre 2021 e 2055, para as variáveis hidrossedimentológicas: A) escoamento superficial anual; B) vazão média diária; C) concentração de sedimentos em suspensão (CSS) média diária; D) produção de sedimentos anual estimada com a MUSLE; E) descarga sólida total anual; e F) deposição anual de sedimentos em suspensão (SS) nas planícies. Todos os valores nos mapas são apresentados em termos percentuais comparando as projeções futuras (2021-2055) com valores do passado (1961-1995). A mudança mediana foi estimada a partir da comparação entre os valores estimados do futuro e do passado. A mudança significativa foi estimada ao se considerar que 3 ou 4 modelos apresentaram mudança estatística da média ao nível de significância $\alpha=10\%$ e 3 ou 4 modelos apresentaram concordância de aumento ou redução no valor da variável estudada. O intervalo de baixa confiança é aquele em que o modelo hidrológico-hidrodinâmico apresentado por Siqueira et al. (2018) apresentou baixa performance.	95
Figura 4-3: Comparação entre o sinal (+ positivo e – negativo) das mudanças na vazão (Q) e descarga sólida total (QST) devido as projeções climáticas estimadas pelos modelos regionais Eta-BESM, Eta-CanESM2, Eta-HadGEM2-ES e Eta-MIROC5 considerando o cenário RCP 4.5 para o período entre 2021 e 2055.	98
Figura 4-4: Estimativa de alteração da descarga sólida total para os principais rios da América do Sul e oceanos a partir das projeções climáticas estimadas pelos modelos regionais Eta-BESM, Eta-CanESM2, Eta-HadGEM2-ES e Eta-MIROC5 considerando o cenário RCP 4.5 para o período entre 2021 e 2055.. Valores em cinza representam alterações medianas e em vermelho alterações significativas. A mudança mediana foi estimada a partir da comparação entre os valores estimados do futuro e do passado. A mudança significativa foi estimada ao se considerar que 3 ou 4 modelos apresentaram mudança estatística da média ao nível de significância $\alpha=10\%$ e 3 ou 4 modelos apresentaram concordância de aumento ou redução no valor da variável estudada. O intervalo de baixa confiança é aquele em que o modelo hidrológico-hidrodinâmico apresentado por Siqueira et al. (2018) apresentou baixa performance.	100
Figura 4-5: Comparação dos processos relacionados aos fluxos de sedimentos que mais sofreram modificações significativas na América do Sul devido as projeções climáticas estimadas pelos modelos regionais Eta-BESM, Eta-CanESM2, Eta-HadGEM2-ES e Eta-MIROC5 considerando o cenário RCP 4.5 para o período entre 2021 e 2055. A palavra erosão é utilizada aqui como um proxy da produção de sedimentos estimada pela MUSLE. A deposição só inclui a deposição de sedimentos em suspensão nas planícies de inundação. Estão apresentados na figura apenas as minibacias com mais de 10.000 km ² de área de drenagem.	102
Figura 4-6: Comparação entre o percentual de alteração e área de drenagem para cada minibacia relacionado aos processos que mais sofreram modificações significativas na América do Sul devido as projeções climáticas estimadas pelos modelos regionais Eta-BESM, Eta-CanESM2, Eta-HadGEM2-ES e Eta-	

MIROC5 considerando o cenário RCP 4.5 para o período entre 2021 e 2055. A palavra erosão é utilizada aqui como um proxy da produção de sedimentos estimada pela MUSLE. A deposição só inclui a deposição de sedimentos em suspensão nas planícies de inundação..... 102

LISTA DE TABELAS

- Tabela 3-1: Estimativas de longo período do transporte de sedimentos, principais alterações e drivers dominantes das mudanças para os principais rios da América do Sul. A é a área de drenagem, Q é a vazão, QSS e QST são as descargas de sedimentos em suspensão e total, respectivamente. 81
- Tabela 4-1: Alteração percentual devido às projeções climáticas nas variáveis hidrossedimentológicas: descarga sólida total anual (QST), produção de sedimentos anual estimada com a MUSLE (E), deposição anual de sedimentos em suspensão nas planícies (SSp), vazão média diária (Q) e escoamento superficial anual (R). Valores em vermelho (azul) representam aumento (redução) da variável estudada para os principais rios da América do Sul. A mudança mediana (% med.) foi estimada a partir da comparação entre os valores estimados do futuro e do passado. A mudança significativa (% sig.) foi estimada ao se considerar que 3 ou 4 modelos apresentaram mudança estatística da média ao nível de significância $\alpha=10\%$ e 3 ou 4 modelos apresentaram concordância de aumento ou redução no valor da variável estudada. Os valores de QST e Q foram obtidos diretamente na foz de cada rio. Os valores de E, SSp e R foram estimados como sendo os valores médios de cada bacia hidrográfica e por isso os valores de % med. e % sig. divergem para essas últimas variáveis..... 97
- Tabela 4-2: Comparação da QST para os principais rios da América do Sul (AS) considerando as mudanças recentes (1984-2019) apresentadas no Capítulo 3 e a mudanças previstas devido as projeções climáticas para o futuro recente (2021-2055) 101

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1 Motivação

No âmbito da engenharia e das ciências agrárias, a temática sedimentos vêm sendo estudada ao longo dos anos principalmente por sua relação com a perda de produtividade na agricultura e o assoreamento de rios e reservatórios. Com relação aos processos, muitas pesquisas foram realizadas com o objetivo de conhecê-los e descrevê-los fisicamente de forma detalhada, como o trabalho de Shields (1936) que buscou compreender o início de movimento das partículas de solo nos rios. Os efeitos da erosão hídrica no solo motivaram, por exemplo, o desenvolvimento da Equação Universal de Perda de Solo (USLE, do inglês, Wischmeier e Smith, 1978). Mais recentemente, muitos outros avanços foram realizados a fim de compreender as relações dos sedimentos com os ciclos biogeoquímicos (e.g. Lal, 2003; Naipal et al., 2018; Van Oost et al., 2007), as alterações geológicas e de evolução da paisagem (e.g. Latrubesse et al., 2005; Syvitski e Milliman, 2007; Zhang et al., 2004), a manutenção de ecossistemas (e.g. Barbarossa et al., 2020; Döll e Zhang, 2010; Latrubesse et al., 2017), a estabilidade dos deltas dos rios (e.g. Best, 2019; Dunn et al., 2019; Kondolf et al., 2018), os efeitos de mudanças climáticas (e.g. Dunn et al., 2019; Feagin et al., 2005; Tian et al., 2019; Weston, 2014) e também o impacto da conectividade dos rios devido à construção de reservatórios (e.g. Best, 2019; Grill et al., 2019; Latrubesse et al., 2017).

O estudo de Wang e Van Oost, (2019) mostrou que nos últimos 8.000 anos a conversão de vegetação natural em agricultura gerou uma erosão acumulada de cerca de $27,187 \pm 9,030$ Gt. Sartori et al. (2019) estimou que o impacto no PIB global da erosão do solo é de uma perda anual de ~US\$ 8 bilhões, ameaçando a segurança alimentar, reduzindo a produtividade dos solos e aumentando a demanda por água para irrigação. Dentre as regiões do mundo, a América do Sul (AS) se destaca como um dos continentes com as maiores taxas de erosão e transporte de sedimentos (e.g. Doetterl et al., 2012; Latrubesse et al., 2005; Panagos et al., 2017; Wuepper et al., 2019).

A maior parte da América do Sul (AS) está localizada em regiões tropicais que são influenciadas pela Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que tem influência direta na definição das estações seca e chuvosa; eventos de El Niño; e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), que provoca chuvas intensas no verão. Os

volumes anuais de chuva são muito variáveis, com regiões desérticas no Chile e precipitações que se aproximam de 10,000 mm/ano na Colômbia (Latrubesse et al., 2005). As bacias com as maiores taxas de precipitação são a bacia Amazônica (Villar et al., 2008) e a bacia do rio Magdalena (Restrepo et al., 2006). O continente conta com uma grande cadeia montanhosa conhecida como Andes, mas também possui outras regiões com relevo bastante acidentado e que podem gerar grandes aportes de sedimentos, como a bacia do rio Doce (e.g. Fagundes et al., 2020). Além disso, é uma região que apresenta inúmeras planícies inundadas (Fluet-Chouinard et al., 2015), como o Pantanal e a região da Amazônia Central.

Nas últimas três décadas, 60% do território da AS experimentou mudanças no uso e cobertura do solo (Zalles et al., 2021), com grandes áreas sendo convertidas em pastagens, agricultura e plantações de árvores. Como consequência, a AS é globalmente a região que vem tendo o maior aumento nas taxas de erosão no último século (Wuepper et al., 2019). No mesmo período, mais de 100 grandes reservatórios foram construídos, com uma capacidade de armazenamento de mais de 400 bilhões de m³, aumentando também a capacidade de retenção de sedimentos ao longo dos rios. Estudos recentes (Brêda et al., 2020, Almagro et al., 2017, Diodato et al., 2020) têm mostrado que devido às mudanças no clima com o aumento da temperatura e alteração nas componentes do ciclo hidrológico, a AS pode experimentar aumento de eventos extremos de cheias no sul e no oeste da Amazônia e secas na região sul da Amazônia e no nordeste do continente, bem como aumento das precipitações erosivas nas regiões Andinas, por exemplo. Apesar dos vários esforços já realizados por estudos anteriores a fim de compreender e descrever os fenômenos relacionados aos fluxos de sedimentos que ocorrem na AS, ainda existem algumas questões que não foram completamente respondidas: Por que os efeitos da hidrodinâmica fluvial são importantes para a compreensão dos fluxos de sedimentos em grandes escalas? Como e por que os fluxos de sedimentos estão sendo modificados? Quais são os principais fatores responsáveis por essas mudanças? Qual o impacto dessas mudanças sobre os ecossistemas Sul-Americanos? Quais os potenciais impactos das mudanças climáticas nos fluxos de sedimentos?

A América do Sul é, sobretudo, uma região bastante heterogênea e complexa, com características fisiográficas e climáticas distintas. Assim, a compreensão dos fenômenos físicos que governam os sedimentos nessa região demanda a disponibilidade de dados medidos em campo. Contudo, sabe-se que em todo o mundo as medições de sedimentos

são consideradas escassas (e.g. Best, 2019, García-Ruiz et al., 2015; Kettner et al., 2010; Lima et al., 2005). Uma forma alternativa de estudar os fluxos de sedimentos é por meio da modelagem matemática. Diversos estudos, com diversas abordagens, foram realizados para compreender, representar e quantificar a erosão e o transporte de sedimentos em escala global (e.g. Borrelli et al., 2017; Cohen et al., 2013; Naipal et al., 2015; Pelletier, 2012; Syvitski et al., 2005; Wuepper et al., 2019; Xiong et al., 2019, 2018) e alguns em escala continental (e.g. Campagnoli, 2006; Panagos et al., 2015). Contudo, esses modelos foram pouco validados, focaram em estimar médias anuais de longo período (e.g. Cohen et al. 2013; Pelletier 2012; Syvitski e Milliman 2007), e são baseados em metodologias simplificadas para representar processos hidrológicos, hidrodinâmicos e de transporte de sedimentos. Por exemplo, nenhum dos trabalhos encontrados na literatura representam processos como efeitos de remanso e a troca de fluxo lateral de água e sedimentos com planícies de inundação, processos que são importantes no contexto da AS (e.g. Buarque, 2015; Cohen et al., 2013; Grill et al., 2019; Paiva et al., 2013, 2011; Pontes et al., 2017; Rudorff et al., 2018); nem representam de forma explícita a presença de reservatórios nos rios e sua influência no transporte de sedimentos.

Assim, a principal motivação dessa Tese de doutorado consiste em compreender as dinâmicas temporal e espacial dos fluxos de sedimentos na América do Sul; os principais processos que os governam; avaliar suas relações com os ecossistemas; entender como as mudanças climáticas previstas podem afetar os fluxos; e fornecer informações mais precisas que possam ajudar outros pesquisadores e tomadores de decisões em suas atividades relacionadas ao tema.

1.2 Objetivos

O objetivo principal dessa pesquisa é compreender a dinâmica espaço-temporal dos fluxos de sedimentos na América do Sul a partir do desenvolvimento e uso de modelagem hidrológica-hidrodinâmica de sedimentos para a escala continental.

Como objetivos secundários, têm-se:

- Investigar o impacto da hidrodinâmica fluvial no transporte e deposição dos sedimentos em suspensão;
- Mapear as zonas de maiores deposições de sedimentos em suspensão e quantificar as taxas de deposição anual média de longo período;

- Compreender e avaliar o impacto das mudanças de uso e cobertura do solo, das precipitações e aquelas decorrentes da implantação de grandes reservatórios nos fluxos de sedimentos;
- Compreender os potenciais impactos das mudanças climáticas sobre os fluxos de sedimentos na AS;
- Desenvolver produtos e bases de dados na escala continental relacionados aos sedimentos.

1.3 Estrutura da tese

Essa tese está dividida em 5 capítulos, sendo que os três principais estão apresentados na Figura i. O presente capítulo é introdutório e o último apresenta uma síntese das principais conclusões do trabalho.

No Capítulo 2 se apresenta o desenvolvimento do modelo de sedimentos continental com propagação hidrodinâmica nos rios. Também se apresenta uma avaliação da performance do modelo e diversas análises da dinâmica espaço-temporal dos fluxos de sedimentos no período entre 1992 e 2009.

O Capítulo 3 aborda uma avaliação das mudanças nos fluxos de sedimentos na América do Sul no período de 1984 a 2019. Além disso, esse capítulo se propõe a avaliar de forma mais detalhada qual a contribuição da precipitação, da presença de reservatórios e das mudanças de uso e cobertura do solo nos fluxos de sedimentos e suas relações com os ecossistemas.

O Capítulo 4 trata das questões relacionadas as mudanças climáticas e seus impactos nos fluxos de sedimentos. Diversas variáveis hidrossedimentológicas são avaliadas comparando o valor percentual das mudanças que podem ocorrer estimadas a partir de quatro modelos climáticos regionais. Esse capítulo fornece resultados que mostram que nem sempre o impacto das mudanças climáticas sobre os fluxos de água serão proporcionais aqueles observados nos fluxos de sedimentos.

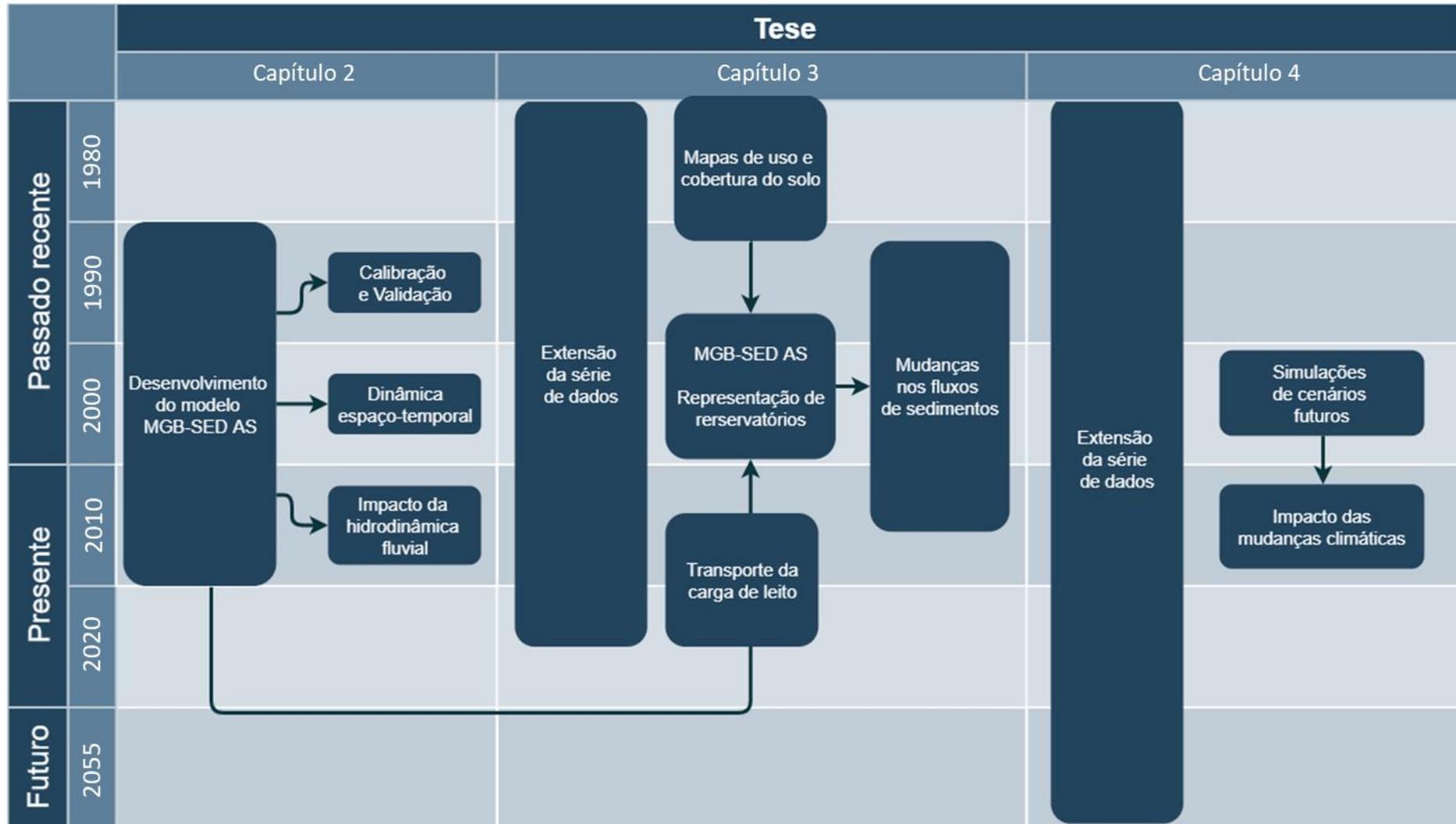


Figura i: Esquema geral da estrutura da tese

CAPÍTULO 2 - FLUXOS DE SEDIMENTOS NA AMÉRICA DO SUL UTILIZANDO MODELAGEM HIDROLÓGICA-HIDRODINÂMICA DIÁRIA

Este capítulo corresponde à uma versão traduzida do manuscrito intitulado “*Sediment flows in South America supported by daily hydrologic-hydrodynamic modeling*” e publicado na revista *Water Resources Research* no ano de 2021 (Fagundes et al., 2021).

2.1 Introdução

A erosão e o transporte de sedimentos possuem relevância para a compreensão das alterações geológicas e de evolução da paisagem (Latrubesse et al., 2005; Syvitski e Milliman, 2007; Zhang et al., 2004), dos ciclos biogeoquímicos (e.g. Beusen et al., 2005; Doetterl et al., 2012; Galy et al., 2015; Ito, 2007; Kuhn et al., 2009; Lal, 2003; Müller-Nedebock e Chaplot, 2015; Naipal et al., 2018; Tan et al., 2017; Van Oost et al., 2007; Willenbring e Von Blanckenburg, 2010), e do impacto de atividades antrópicas, tais como mudanças de uso e cobertura do solo (e.g. Murphy, 2019; Oliveira et al., 2015; Panagos et al., 2017; Wang e Van Oost, 2019) e construção de reservatórios (e.g. Best, 2019; Cohen et al., 2014; Forsberg et al., 2017; García-Ruiz et al., 2015; Latrubesse et al., 2017, 2005; Restrepo et al., 2006; Syvitski et al., 2005). Nos últimos 8.000 anos a conversão de vegetação natural em agricultura gerou uma erosão acumulada de cerca de 27.187 ± 9.030 Gt (Wang e Van Oost, 2019). Enquanto isso, estima-se que o impacto da erosão do solo no PIB global é de uma perda anual de ~US\$ 8 bilhões, afetando a produção alimentar, levando à uma redução global na produção de 33,7 Gt/ano e um consequente aumento da captação de água de 48 bilhões de m³/ano (Sartori et al., 2019).

Uma das regiões com maior transporte de sedimentos do mundo é a América do Sul (AS, Borrelli et al., 2017; Doetterl et al., 2012; Latrubesse et al., 2005; Mouyen et al., 2018; Naipal et al., 2018; Syvitski et al., 2014, 2005; Wuepper et al., 2019). Dos 10 rios tropicais do mundo com maior transporte de sedimentos em suspensão (>100 Mt/ano), 5 deles estão na AS, com o rio Amazonas liderando a lista e transportando cerca de 1.000 Mt/ano segundo os estudos de Latrubesse et al. (2005). De acordo com Borrelli et al. (2017), as taxas de erosão na AS se apresentaram elevadas (>10 t/ha.ano) em 2012 e

aumentaram com relação ao ano de 2001. Essa erosão severa tem contribuído para gerar, por exemplo, uma redução na produção alimentar de 8.170 Gt/ano no Brasil (Sartori et al., 2019). Pesquisas têm mostrado que as alterações de mudanças climáticas impactarão a forma de uso e ocupação do solo (Almagro et al., 2017; Brêda et al., 2020; Cohen et al., 2014) e a implantação de muitos reservatórios irá impactar ainda mais a conectividade dos fluxos de água, sedimentos, nutrientes e organismos aquáticos (Forsberg et al., 2017; Grill et al., 2019; Latrubesse et al., 2017). No entanto, ainda não se sabe completamente: o efeito da hidrodinâmica fluvial sobre os fluxos de sedimentos; de forma detalhada e acurada, os padrões espaço-temporal das taxas de denudação, concentração (SSC), descarga sólida (QSS) e deposição dos sedimentos em suspensão; os fatores governantes das relações existentes entre CSS/QSS e vazão; o balanço anual de sedimentos da América do Sul e dos principais rios; as potenciais implicações das mudanças climáticas nos padrões dessas variáveis; o impacto dos reservatórios nos rios e aqueles com maior potencial de serem afetados; a importância dos deslizamentos de massa no transporte de sedimentos de cada rio; e a contribuição relativa de atividades antrópicas, como a mineração, para os fluxos de sedimentos.

Ao longo das últimas décadas, grandes esforços têm sido dedicados para entender e quantificar as cargas de sedimentos ao redor do mundo. A utilização de dados medidos *in situ* tem sido umas das principais ferramentas utilizadas para estimar o transporte nos rios (e.g. Best, 2019; Dearing e Jones, 2003; Latrubesse et al., 2005; Mouyen et al., 2018; Murphy, 2019; Niu et al., 2014; Restrepo et al., 2006) ou as taxas de erosão das bacias (e.g. García-Ruiz et al., 2015). Entretanto, medições *in situ* de sedimentos são escassas tanto na parte interna das bacias (e.g. García-Ruiz et al., 2015; Kettner et al., 2010; Lima et al., 2005) quanto próximo aos Oceanos, onde menos de 10% dos rios possuem monitoramento da exportação de sedimentos para as zonas costeiras (Syvitski et al. 2005). Best (2019) menciona que é surpreendente que na era do *big data* e *big science* tenhamos tão poucos dados disponíveis de sedimentos, hidrológicos e de nutrientes nos grandes rios do mundo. Isso representa um grande obstáculo para desenvolver análises em grandes escalas (continentais ou globais) que necessitem de séries temporais de longo período (Dearing e Jones, 2003).

De forma complementar, modelos de sedimentos computacionais tem ajudado a preencher essa lacuna de informações sobre os fluxos de sedimentos. Para a escala global, diversas aplicações foram realizadas com a Universal Soil Loss Equation (USLE, e.g.

Xiong et al., 2019, 2018) – desenvolvida por Wischmeier e Smith (1978) – e sua versão revisada RUSLE (e.g. Borrelli et al., 2017; Naipal et al., 2018, 2015; Sartori et al., 2019; Wuepper et al., 2019; Yang et al., 2003) que, de acordo com Alewell et al. (2019), são os modelos mais utilizados ao redor do mundo. Entretanto, essas abordagens focadas apenas na representação espacial, com estimativas médias de longo período, não permitem conhecer os processos dinâmicos que envolvem os fluxos de sedimentos, como as cargas efetivamente transportadas pelos rios. Nessa perspectiva, modelos globais de transporte de sedimentos foram desenvolvidos para estimar o impacto de atividades antrópicas nos fluxos de sedimentos para os oceanos (Syvitski et al. 2005), caracterizar os rios em termos de cargas de sedimentos transportadas (Cohen et al., 2013; Pelletier, 2012), e fazer análises de tendências e variabilidades regionais (Cohen et al. 2014). Os modelos globais são em geral de base empírica e possuem poucos parâmetros de entrada, o que favorece a aplicação para grandes escalas. Contudo, esses modelos foram pouco validados, focam em estimar médias anuais de longo período (e.g. Cohen et al. 2013; Pelletier 2012; Syvitski e Milliman 2007), e são baseados em metodologias simplificadas para estimativa das variáveis hidrológicas e da propagação dos sedimentos.

Apesar das barreiras encontradas na aplicação de modelos em escala global, poucos trabalhos são encontrados na literatura versando sobre escalas continentais. Panagos et al. (2015) usaram a versão denominada RUSLE2015 para estimar taxas de erosão para o ano de referência 2010 em toda a Europa, com uma resolução espacial de 100m. Campagnoli, (2006) usou uma abordagem (que não está completamente descrita) focada em aspectos geológicos e geomorfológicos para gerar um mapa com a produção de sedimentos anual da América do Sul. Entretanto, como mencionado no parágrafo anterior, essas abordagens não são suficientes para descrever processos sedimentológicos dinâmicos.

O modelo global WBMsed utilizado por Cohen et al. (2014) utiliza o método de propagação simplificado Muskingum Cunge (Wisser et al., 2010). Os modelos globais de Pelletier (2012), Syvitski e Milliman (2007) não consideram de forma explícita a propagação de fluxos. Trabalhos realizados em diversos locais da América do Sul têm mostrado que esses métodos mais simplificados não são adequados para representar efeitos de remanso e planícies de inundação, que podem ser fatores governantes na propagação de fluxos em grandes bacias (e.g. Angarita et al., 2018; Bravo et al., 2012; Paiva et al., 2013, 2011; Pontes et al., 2017; Siqueira et al., 2018; Zhao et al., 2017).

Por outro lado, ao se avaliar o campo da modelagem de processos hidrológicos e propagação de vazões em rios, percebe-se que avanços mais significativos foram realizados tanto em escala global quanto na escala continental. Por exemplo, os trabalhos de Hanasaki et al. (2006), Hanasaki et al., (2008a, 2008b) e Hanasaki et al. (2018) têm realizado simulações em escala global com capacidades diversas para a representação do ciclo hidrológico global e da interferência do homem nele, como usos da água e presença de reservatórios. O trabalho de van Beek et al. (2011) utilizou um modelo hidrológico global denominado PCR-GLOBWB para avaliar a disponibilidade de água e o estresse hídrico em escala mensal para todo o globo. Já o trabalho de Beck et al. (2017) mostra como é ampla a pesquisa de desenvolvimento de modelos globais ao avaliar as estimativas de escoamento geradas por todo globo por seis modelos globais, além de quatro modelos de superfície. Outros exemplos, com maior foco na representação hidrodinâmica de rios, são os trabalhos de Yamazaki et al. (2011) e Yamazaki et al. (2013), os quais mostraram aplicações de modelos globais para aplicações de cheias, incluindo a presença de planícies de inundação. Além disso, a maioria dos modelos desenvolvidos nos últimos anos simulam processos em escala diária (Bierkens et al., 2015) e muitos possuem como motivação o conceito de *Hyperresolution models*, que visam simular processos em escala global, mas cujos resultados sejam úteis em escala local (e.g. Bates et al., 2018; Wada et al., 2014; Wood et al., 2011).

Na escala continental também se destacam avanços no desenvolvimento de modelos hidrológicos e hidrodinâmicos, com inclusão de reservatórios (Shin et al., 2019) e melhorias na hidrodinâmica fluvial (Siqueira et al., 2018). Menciona-se como referência o *National Water Model* (NWM, <http://water.noaa.gov/about/nwm>) desenvolvido em 2016 pelo *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), que tem realizado simulações e previsões de vazões para os Estados Unidos. Especialmente o trabalho de Siqueira et al. (2018) aplicou pela primeira vez um modelo hidrológico-hidrodinâmico totalmente acoplado e com escala continental para toda a América do Sul. Os resultados mostraram que limitações quanto à estimativa de vazão por modelos globais estado-da-arte poderiam ser reduzidas com o uso de modelos continentais mais bem calibrados, que representam processos relevantes para área de interesse (e.g., hidrodinâmicos) e que são construídos com base na experiência prévia de estudos com escala regional.

Ao passo que estes exemplos citados de modelagem hidrológica e hidrodinâmica nas escalas continental e global têm se apresentado cada vez mais na literatura, incluindo

a busca por modelos de “hiperresolução”, nenhum trabalho semelhante foi encontrado para avaliar o transporte de sedimentos na América do Sul ou em outro continente tendo os mesmos preceitos. Desta forma, pode-se afirmar seguramente que existe uma lacuna entre os avanços na modelagem hidrológica e hidrodinâmica de grande escala e os avanços na modelagem de sedimentos nestas mesmas escalas.

Alinhando as lacunas existentes no âmbito da modelagem de sedimentos com os esforços já realizados na modelagem hidrológica e hidrodinâmica em escalas continental, surgem oportunidades de: (i) ter modelos que permitam a compreensão da dinâmica espacial e temporal de forma explícita e que ainda represente processos importantes como efeitos de remanso e a troca de fluxo lateral de água e sedimentos com planícies de inundação (e.g. Buarque, 2015; Cohen et al., 2013; Grill et al., 2019; Paiva et al., 2013, 2011; Pontes et al., 2017; Rudorff et al., 2018); (ii) que os modelos de escala continental a global sejam bem validados para que forneçam informações localmente relevantes em múltiplas escalas temporais e adequadas para a tomada de decisões (Siqueira et al., 2018); (iii) que as informações sejam conhecidas não apenas na foz dos grandes rios, mas também ao longo das bacias e seus rios. Esses itens se tornam, portanto, objeto do presente estudo que tem a América do Sul como estudo de caso e ainda almeja responder as seguintes perguntas: Qual a acurácia de um modelo de sedimentos continental? Quais seriam as cargas potenciais transportadas pelos rios? Como é a dinâmica espacial e temporal dos fluxos de sedimentos sobre a América do Sul? Qual o impacto da hidrodinâmica fluvial no transporte e na deposição dos sedimentos? Em quais regiões os sedimentos em suspensão se depositam mais? Para auxiliar na resposta dessas perguntas, foi desenvolvido e avaliado o desempenho de um modelo de erosão e transporte de sedimentos para todo o domínio da América do Sul.

2.2 Uma visão geral dos processos relacionados aos sedimentos na América do Sul

A América do Sul (AS) transporta cerca de 20% dos sedimentos que chegam aos oceanos (Syvitski et al., 2005) e os rios Amazonas e Magdalena (Figura 2-1-a) estão entre os que mais exportam sedimentos em todo o mundo (Mouyen et al., 2018). A AS possui a segunda maior taxa de erosão potencial do planeta e é a região que vem tendo o maior aumento dessa taxa no último século (Wuepper et al., 2019). Esse aumento também faz

com que ela tenha a maior taxa de erosão de carbono orgânico particulado (Naipal et al., 2018). Dentre as causas dessas mudanças encontram-se a expansão agrícola e o desmatamento (Borrelli et al., 2017), que vem aumentando e gerando preocupações na bacia Amazônica (Aguiar et al., 2016; Aragão, 2012).

Grande parte da AS está localizada em regiões tropicais que apresentam pouca variabilidade entre o nascer e o pôr do sol e recebem grande incidência solar. Nessas regiões atuam a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que tem influência direta na definição das estações seca e chuvosa; eventos de El Niño; e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), que provoca chuvas intensas no verão. Os volumes anuais de chuva são muito variáveis, com regiões desérticas no Chile e precipitações que se aproximam de 10,000 mm na Colômbia (Latrubesse et al., 2005).

Os rios que drenam a região Andina são aqueles que transportam a maior carga de sedimentos do continente. De acordo com Restrepo et al. (2006), o rio Magdalena é aquele com a maior produção média de sedimentos (690 t/km².ano). Mais de 90% da carga de sedimentos em suspensão (SS) da bacia Amazônica vem dos Andes (Latrubesse et al., 2005). Filizola e Guyot (2011), a partir de dados observados, sugerem que o rio Madeira (Figura 2-1-a) contribua com quase 50% da vazão sólida do rio Amazonas, com o rio Beni transportando cerca de 72% desse percentual e o rio Mamoré 28% (Guyot et al., 1999). O rio Ucayali drena a porção Andina Peruana sendo também um dos rios da AS com elevada carga de sedimentos (Latrubesse et al., 2005). Os rios que derivam da região Andina mais ao sul do continente também transportam elevadas cargas de SS, como o rio Bermejo que fornece cerca de 90% da carga total transportada pelo rio Paraná (Amsler e Drago, 2009) e o rio Pilcomayo cerca de 140 Mt/ano (Latrubesse et al., 2005). Lima et al. (2005) observaram que rios menores como o Parnaíba, Paraíba do Sul e Doce (Figura 2-1-a), embora não tenham as maiores taxas de produção de sedimentos (t/ano.km²), apresentam elevados valores de concentrações de sedimentos em suspensão (SSC) (Lima et al. 2005). Segundo Latrubesse et al. (2017), rios Cratônicos como os rios Negro, Tapajós e Xingu apresentam baixa carga de sedimentos em suspensão. Enquanto isso, os resultados de Latrubesse et al. (2005) indicam que os rios Araguaia, Tocantins, Paraná e Orinoco apresentam valores intermediários de produção de sedimentos em suspensão

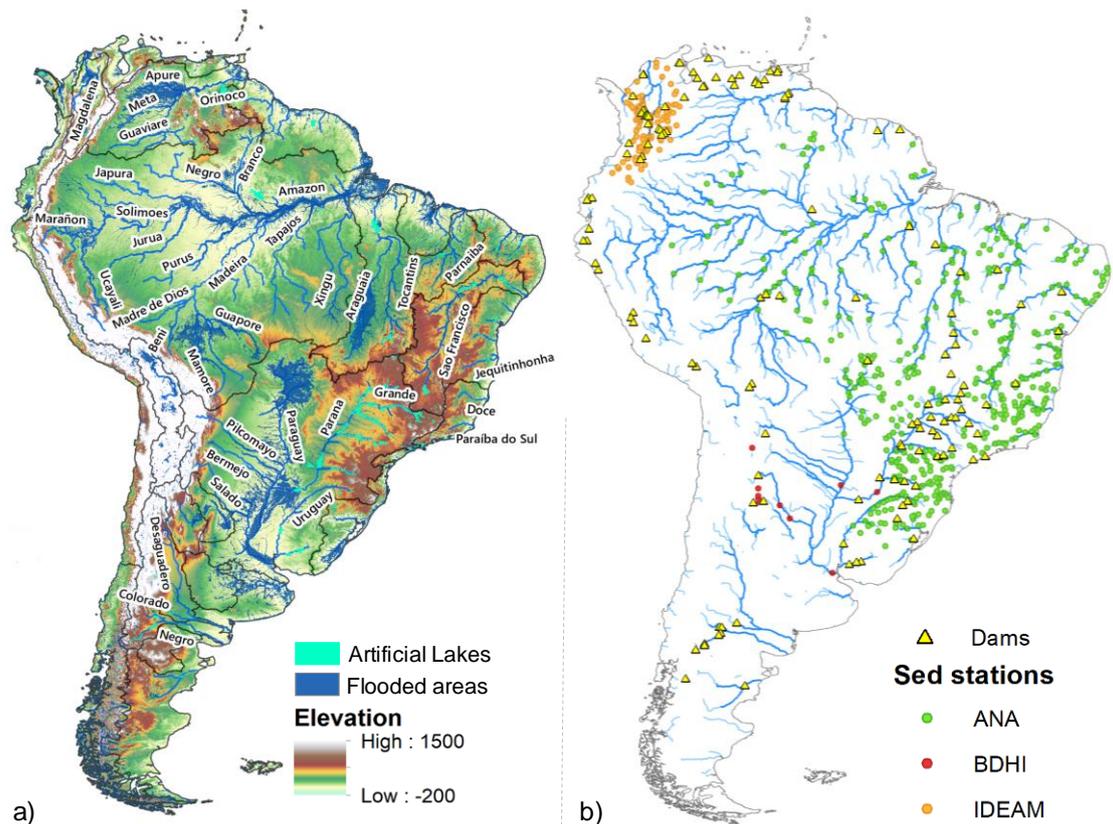


Figura 2-1: América do Sul, mostrando: a) maiores regiões hidrológicas de acordo com as classificações da FAO e a Agência Nacional de Águas (ANA), mapa de relevo baseado no SRTM Bare-Earth (O’Loughlin et al., 2016), incluindo os principais rios, áreas inundadas (Fluet-Chouinard et al., 2015) e lagos artificiais (Lehner et al., 2011); e b) reservatórios da base de dados GRanD v1.3 (>0.1 km³ Lehner et al., 2011 - <http://globaldamwatch.org>) e da ANA (> 30MW), e estações de sedimentos da ANA, Base de Datos Hidrológica Integrada da Argentina (BDHI) e Instituto de Hidrologia, Meteorologia e Estudos Ambientais da Colômbia (IDEAM).

As planícies de inundação têm uma importante função ecossistêmica e retém parte dos sedimentos transportados na AS. No caso do rio Pilcomayo (Figura 2-1-a), a maior parte se deposita nas planícies antes de encontrar o rio Paraná (Latrubesse et al., 2005). Na bacia Amazônica, cerca de 50% dos sedimentos que deixam os Andes se depositam em planícies (Guyot et al., 1989). A retenção de sedimentos também ocorre por meio de fatores antrópicos, como a presença de barragens (Figura 2-1-b), que geram distúrbios nos sistemas fluviais, diminuindo a carga de sedimentos e afetando a geomorfologia e a produtividades das planícies a jusante (Almeida et al., 2015; Grill et al., 2019; Latrubesse et al., 2017, 2005; Restrepo et al., 2006). As maiores taxas de retenção de sedimentos (80% - 100%) em reservatórios da América do Sul foram encontradas nas bacias dos rios São Francisco, Tocantins, Orinoco, La Plata e Negro (Argentina) (Syvitski et al. 2005). Usando amostras superficiais no rio Madeira, Rivera et al. (2019) estimou uma

diminuição de 30% na concentração de sedimentos finos em suspensão após a construção das usinas de Jirau e Santo Antônio. De acordo com Latrubesse et al. (2017), as barragens existentes e aquelas planejadas tem grande potencial para impactar os rios Alto Solimões, Madeira e Tapajós.

2.3 Modelo de sedimentos da América do Sul

Para compreender os fluxos de sedimentos na América do Sul, utilizou-se o modelo de sedimentos MGB-SED (Buarque, 2015; Fagundes et al., 2019, 2020; Föeger, 2019) acoplado ao modelo hidrológico-hidrodinâmico MGB-SA apresentado por Siqueira et al. (2018). A escolha dessa configuração de modelagem se deu por três motivos principais: (i) é o primeiro modelo hidrológico-hidrodinâmico totalmente acoplado e de escala regional aplicado para o domínio continental da América do Sul; (ii) o modelo possui alta resolução temporal (com saídas diárias) e foi validado na maior parte do território com dados *in situ* e estimativas de múltiplas fontes para o período de 1990-2009 (ver o trabalho de Siqueira et al. (2018)), apresentando bom desempenho na estimativa de variáveis hidrológicas; (iii) a performance de modelos de sedimentos pode ser consideravelmente afetada pela performance de modelos hidrológicos (Cohen et al., 2013; Shen et al., 2012); e iv) o modelo utilizado possui desempenho superior aos modelos globais comparados por Siqueira et al. (2018).

2.3.1 Modelo hidrológico-hidrodinâmico MGB-SA

O Modelo Hidrológico de Grandes Bacias (MGB) foi inicialmente desenvolvido por Collischonn et al. (2007) e posteriormente aperfeiçoado para diferentes objetivos (e.g. Fleischmann et al., 2019, 2018; Paiva et al., 2011; Pontes et al., 2017; Siqueira et al., 2018). O modelo é conceitual, semi-distribuído e sua discretização espacial é definida por minibacias, cada qual com seu trecho de rio e planícies de inundação (Pontes et al., 2017). A principal forçante do modelo é a chuva (o modelo não considera derretimento de neve ou gelo), a partir da qual são simulados os diversos processos do ciclo hidrológico, tais como: interceptação, infiltração, armazenamento no solo, evapotranspiração e propagação dos escoamentos superficiais, sub-superficiais e subterrâneo. Os balanços de água do solo e de energia são feitos para cada Unidade de Resposta Hidrológica (URH), que resulta de uma combinação de tipo de solo com cobertura vegetal (Kouwen et al., 1993). Cada minibacia pode ter várias URHs. Os volumes de água superficial, sub-superficial e

subterrâneos são armazenados em reservatórios lineares simples e então propagados para a rede de drenagem.

A seguir é apresentado um breve detalhamento da metodologia utilizada por Siqueira et al. (2018). Utilizou-se neste trabalho a mesma configuração e estrutura do MGB-SA, bem como os dados de entrada utilizados pelos autores. Destaca-se que os autores encontraram uma concordância entre as vazões simuladas e observadas que resultou em um coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe (NSE) > 0.6 em mais de 55% das estações analisadas por eles (ver Figura 2 em Siqueira et al. (2018)).

Na rede de drenagem, a propagação de vazão é realizada utilizando o método de propagação inercial local (Bates et al., 2010; Pontes et al., 2017). A partir da equação da continuidade, estima-se o volume armazenado em cada minibacia e outras variáveis como a área inundada e as profundidades do escoamento e das planícies de inundação. A planície de inundação é representada como um modelo de armazenamento simples e que considera evaporação de águas abertas, sendo o nível d'água assumido constante para toda a minibacia. Ainda são considerados os fluxos verticais de infiltração na planície para solos insaturados (como descrito por Fleischmann et al. 2018) especificamente para as grandes áreas alagáveis do Pantanal.

O modelo MGB-SA também permite realizar a propagação de vazão nos rios com o método de Muskingum-Cunge. Esse método considera um intervalo de tempo que é subdividido em intervalos menores e também divide o comprimento total do rio em subtrechos, que são utilizados para propagar as vazões. O método é capaz de representar a translação e o amortecimento da onda de cheia, que se propaga com uma velocidade c (celeridade) que é superior à velocidade média do escoamento em determinado intervalo de tempo e trecho de rio. Dentre as vantagens está a fácil implementação, baixo custo computacional para processamento e estabilidade numérica. Dentre as desvantagens, o método não considera efeitos de remanso nem a presença de planícies de inundação na propagação do escoamento, que podem ser relevantes em grandes bacias (Getirana e Paiva, 2013).

MGB-SA foi construído usando o mapa de direção de fluxo HydroSHEDS 15arcsec (Lehner et al., 2008), um limiar mínimo de 1.000 km² para definição do início da rede de drenagem e os comprimentos de trecho de rio foram estabelecidos usando uma discretização baseada em vetores de comprimento fixo $\Delta x=15$ km. Utilizou-se o modelo

digital de elevação (MDE) SRTM Bare-Earth v.1 (O’Loughlin et al., 2016), para calcular o *Height Above Nearest Drainage* (HAND) e a partir deste estimar a topografia das planícies de inundação ao nível sub-grade. A geometria hidráulica dos rios foi definida utilizando a base de dados global de (Andreadis et al., 2013), complementada com informações de outros estudos regionais (Beighley e Gummadi, 2011; Paiva et al., 2013, 2011; Pontes, 2016).

Os dados de precipitação utilizados vieram do conjunto de dados global *Multi-Source Weighted Ensemble Precipitation* – MSWEP v1.1 (H. E. Beck et al., 2017). As variáveis climáticas utilizadas para estimativa da evapotranspiração foram temperatura, pressão, radiação e velocidade do vento e foram adquiridas do *Climate Research Unit* (CRU) *Global Climate* v.2 (New et al., 2002) na forma de médias mensais de longo período (1961-1990) com 10’ de resolução. Para representar o solo e sua cobertura os autores adotaram o mapa de URHs feito por Fan et al. (2015) para toda a América do Sul.

Para mais detalhes sobre as abordagens, equações e dados utilizados, uma descrição completa pode ser encontrada em Siqueira et al. (2018).

2.3.2 Modelo de sedimentos MGB-SED

O modelo de sedimentos de grandes bacias (MGB-SED) foi apresentado pela primeira vez de forma completa por Buarque (2015) e foi sendo aperfeiçoado em outros trabalhos (e.g. Fagundes et al., 2020; Fagundes et al., 2019; Föeger, 2019). O modelo proposto é dividido em três módulos (bacia, rio e planície) e permite simular os processos de erosão laminar e entressulcos nas encostas, erosão no leito, transporte dos sedimentos ao longo da rede de drenagem e deposição no canal e nas planícies.

O volume de sedimentos que deixa as encostas em cada minibacia é a principal informação estimada pelo modelo por meio da Equação Universal de Perda de Solo Modificada (MUSLE, Williams, 1975) :

$$Sed = \alpha \cdot (Q_{sur} * q_{peak} * A)^\beta \cdot K \cdot C \cdot P \cdot LS_{2D} \quad (2.1)$$

onde Sed [t/dia] é a produção de sedimentos, Q_{sur} [mm/dia] é o volume específico de escoamento superficial, q_{peak} [m³/s] é a taxa de pico do escoamento superficial, A [ha] é a área da minibacia, K [0,013.t.m².h./m³.t.cm] é o fator de erodibilidade do solo, C [-] é o fator de manejo e cobertura do solo, P [-] é o fator de prática conservacionista, LS_{2D} [-] é

o fator topográfico bidimensional; e α e β são os coeficientes de ajuste da equação (que foram calibrados posteriormente), adotados originalmente por Williams (1975) como 11,8 e 0,56, respectivamente.

O valor de Q_{sur} é estimado pelo modelo hidrológico acoplado (MGB-SA nesse estudo), bem como o valor de q_{peak} (Buarque, 2015). O fator P é estimado a partir do conhecimento das práticas de manejo e conservação do solo, mas tem sido adotado igual a 1 em diversas aplicações em grandes escalas (e.g. Benavidez et al. 2018; Borrelli et al. 2017; Naipal et al. 2015; Phinzi e Ngetar 2019). O fator C é tradicionalmente estimado a partir de experimentos em campo, mas tem sido comumente adotado a partir da literatura para cada tipo de cobertura vegetal, como apresentado por Benavidez et al. (2018) e Phinzi e Ngetar (2019). O modelo MGB-SED estima o fator K a partir da equação que se encontra em Williams (1995), que leva em conta a textura (percentual de silte, argila e areia) e a quantidade de material orgânico do solo. Já o fator LS_{2D} é estimado pelo modelo a partir do DEM (Buarque, 2015).

Para o cálculo da declividade do pixel foi utilizado o método modificado por Pradhan et al. (2006), que se baseia no escalonamento da declividade estimada com a teoria do fractal proposta por Zhang et al. (1999). Essa nova proposta tem o objetivo de ter melhor representatividade das declividades de cada pixel em um DEM com resolução grosseira. Mais detalhes sobre o cálculo do fator LS podem ser conferidos no material suplementar.

Esta abordagem de cálculo da produção de sedimentos pela MUSLE usada no MGB-SED é a mesma usada em outros modelos, como o SWAT (Arnold et al., 1998), CREAMS (Knisel, 1980), PERFECT (Littleboy et al., 1992) e SWIM (Krysanova et al., 1998). Sabemos que essa abordagem é limitada, pois, por exemplo, não considera explicitamente os aportes de sedimentos oriundos de todos os tipos de processos erosivos, como os relacionados com movimentos de massa. Trabalhos como Tan et al. (2018) já conseguiram melhorar as estimativas de um modelo de sedimentos incluindo a representação de deslizamentos de massa superficiais. Todavia, como abordagem inicial e por ter já se apresentada suficiente em outras aplicações de modelagem de grande escala (e.g. Buarque, 2015), ela é a utilizada neste trabalho, tendo ciência das limitações que ela impõe na análise dos resultados obtidos.

Após a quantificação da produção de sedimentos pela MUSLE, o volume gerado é dividido em três classes de tamanhos de partículas (silte, argila e areia), de acordo com o percentual dessas classes no solo, e utilizam-se três reservatórios lineares (um para cada classe) para a propagação dos sedimentos da bacia para a rede de drenagem. Cada fração de sedimentos é então propagada de montante para jusante utilizando as seguintes abordagens: (i) para a fração fina (silte e argila), utiliza-se a equação de transporte unidimensional sem o termo de difusão e os sedimentos são transportados em suspensão, sem haver deposição no canal; (ii) para a areia, considerada como carga de fundo, se utiliza a equação da continuidade dos sedimentos de Exner em conjunto com a equação de capacidade de transporte de Yang (Yang, 1973) para quantificar, a cada passo de tempo, o transporte, considerando erosão ou deposição no leito. Contudo, neste trabalho apenas as cargas de sedimentos em suspensão (silte + argila) foram avaliadas, não havendo alterações geomorfológicas das seções transversais devido aos fluxos de sedimentos.

Quanto às planícies de inundação, considera-se que essas não possuam velocidade longitudinal e que apenas trocas laterais com os rios é permitida. O modelo assume que existe uma mistura completa de sedimentos na planície, com concentrações constantes na vertical para as partículas de silte e argila. Como as partículas finas podem se depositar, as planícies funcionam apenas como áreas de armazenamento, sem ressuspensão das partículas depositadas. A deposição nas planícies é estimada a partir da velocidade de queda das partículas proposta por Wu e Wang (2006). Os sedimentos não depositados são transportados de volta para o canal principal.

Mais detalhes sobre as equações utilizadas no modelo podem ser conferidos no material suplementar. Um resumo do acoplamento entre os dois modelos que resultou no MGB-SED AS, principais dados, processos e saídas é apresentado na Figura 2-2:.

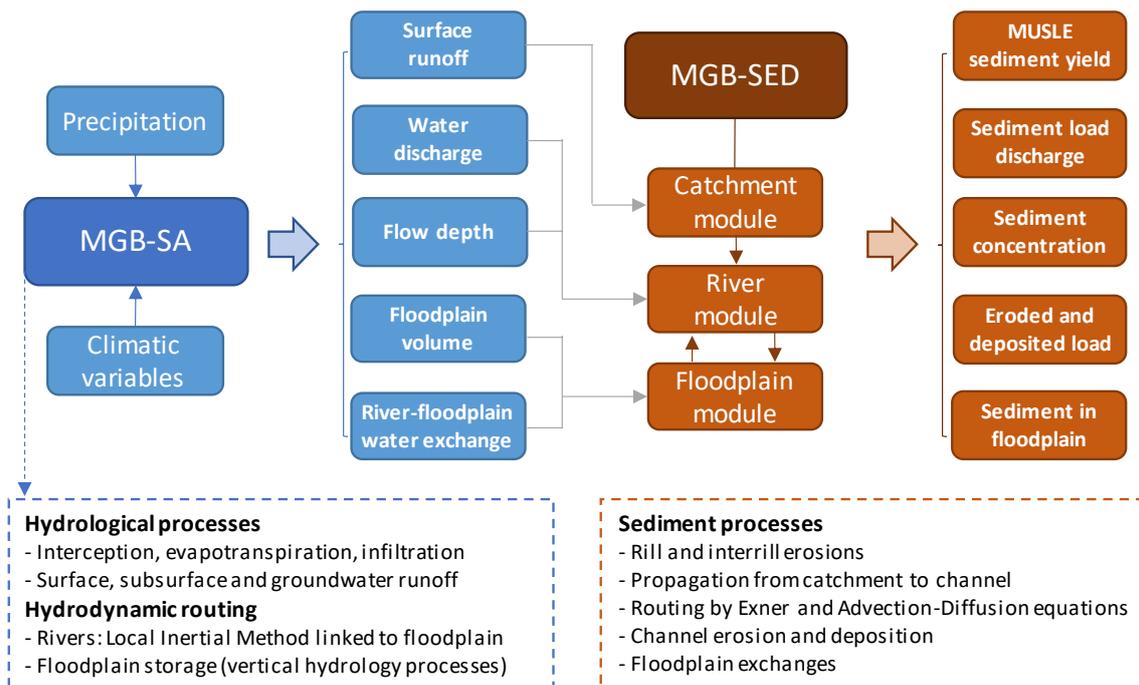


Figura 2-2: estrutura do MGB-SED AS. As partes em azul (marrom) estão relacionadas ao modelo hidrológico (de sedimentos), sua estrutura, principais dados de entrada, processos e principais saídas.

2.3.3 Conjunto de dados de entrada para a simulação

O MGB-SED precisa de dados topográficos, de tipo, composição e cobertura do solo e de escoamento superficial para calcular os volumes de sedimentos diários estimados pela MUSLE que chegam à rede de drenagem. Para calcular o fator K (Figura 2-3-a), utilizou-se percentuais de silte, argila, areia e carbono orgânico para cada tipo de solo a partir dos dados da *Food e Agriculture Organization (FAO) of the United Nations* (FAO/UNESCO, 1974). O fator LS (Figura 2-3-b) teve como principal dado de entrada o Bare-Earth SRTM v.1 (O’Loughlin et al., 2016). O fator C (Figura 2-3-c) foi estimado para cada cobertura de solo identificada nas URHs com base em estudos prévios de literatura (Benavidez et al., 2018; Buarque, 2015; Fagundes et al., 2019), que não realizaram trabalhos experimentais em campo, mas apresentaram compilações de valores de C para diversas coberturas vegetais. Consideramos as mesmas coberturas de solo usadas por Siqueira et al. (2018) (floresta, agricultura, pastagem, área semi-impermeável, várzea e água). Destaca-se, no entanto, que o valor de C para floresta não foi o mesmo em toda a AS (ver Figura S1 – Material suplementar). O fator P foi adotado igual a 1, o que significa que qualquer tipo de prática conservacionista não é considerado, visto que nesta escala não se tem informações detalhadas da distribuição espacial de práticas conservacionistas do solo e nem é possível identificá-las no mapa de uso do solo adotado.

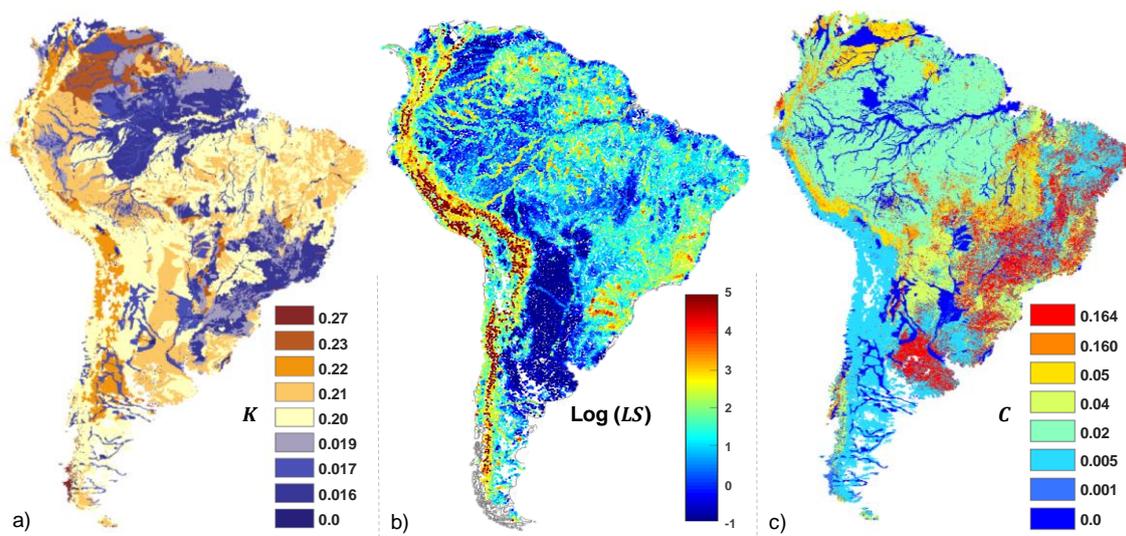


Figura 2-3: Parâmetros da MUSLE adotados para a América do Sul: a) Fator K [0,013.t.m².h./m³.t.cm]; b) Fator $\log(LS)$ [-]; e c) Fator C [-].

Como mencionado, o escoamento superficial diário foi calculado pelo MGB-SA e também foi usado para computar o q_{peak} . Com esses dados, os parâmetros de ajustes do modelo α e β , e outras variáveis simuladas (e.g. vazão e nível nos rios, volume armazenado nas planícies), pode-se realizar a estimativa da erosão e calcular o transporte de sedimentos, usando a mesma discretização espacial do MGB-SA. Os valores dos parâmetros α e β foram modificados como tem sido realizado em diversos trabalhos (ver revisão feita por Sadeghi et al., 2014), inclusive em aplicações prévias com o modelo MGB-SED (e.g. Fagundes et al., 2019).

2.3.4 Desenho experimental

2.3.4.1 Calibração e avaliação do modelo

O período base para as análises e simulações realizadas com o modelo MGB-SED AS foi de 1992-2009, em que os dois primeiros anos foram usados para aquecimento do modelo. Inicialmente um balanço de massa para verificar se o modelo estava gerando algum tipo de erro numérico foi realizado, inserindo ou retirando massa do sistema.

Para conhecer as cargas naturais de sedimentos simuladas que seriam transportadas pelos rios na ausência de barramentos existentes, foi necessário avaliar a performance do modelo MGB-SED AS. Para isso, utilizou-se dados de descarga sólida em suspensão (QSS) de 595 estações de monitoramento (Figura 2-1-b) do Brasil - ANA (450), Colômbia - IDEAM (109) e Argentina – BDHI (36). Os sedimentos em suspensão são medidos usando a concentração média da seção transversal, usando a ISO 4363

(2002) como protocolo de referência. Algumas diferenças podem ser encontradas dependendo da largura e vazão do rio. As principais diferenças são encontradas pelos dados fornecidos pelo IDEAM, no qual amostras superficiais diárias são coletadas e posteriormente correlacionadas com valores da concentração média da sessão transversal (IDEAM, 2007). ANA, BDHI e IDEAM fornecem, no geral, informações trimestrais, mensais e diárias, respectivamente. Além disso, amostras considerando toda a sessão transversal dificilmente são coletadas em eventos de cheias e isso faz com que as séries históricas apresentem um viés, com predominância de dados em eventos do período mais seco. Para realizar a modelagem em escala continental assumiu-se que as incertezas existentes para cada método de coleta não são suficientes para evitar que as comparações com os dados simulados sejam realizadas.

Para aumentar a confiança e consistência do estudo, utilizou-se dados que foram medidos para toda a sessão transversal ou derivados a partir desses dados, como no caso do IDEAM. Tanto os dados observados como os simulados não consideraram os sólidos orgânicos. Não foram encontrados dados de sedimentos livres para aquisição em outros países. Buscando explorar o máximo possível dos dados, foram selecionadas estações com ao menos quatro medições no período de 1992-2009 e com área de drenagem superior a 1000km².

Na calibração (2002-2009) se utilizou 77 estações, com área de drenagem entre 3,045 e 4,700,503 km². As estações para calibração foram selecionadas da seguinte maneira: i) dentro de cada sub-bacia com estações, escolheu-se sempre a estação com maior área de drenagem; ii) caso a estação fosse localizada a jusante de um (ou mais) barramento (apresentados na Figura 2-1), utilizaria aquela a montante do barramento com maior área de drenagem; iii) quando só havia 1 posto em uma sub-bacia, esse foi utilizado para a calibração do modelo.

A calibração se deu em duas etapas: uma calibração automática seguida por uma calibração manual, a fim de aperfeiçoar as estimativas realizadas pelo modelo considerando o método de propagação inercial. Realizou-se a calibração automática usando o algoritmo de otimização MOCOM-UA (Yapo et al., 1998) e com base nas recomendações feitas por Fagundes et al., (2019). O algoritmo MOCOM-UA requer configurar alguns parâmetros e condições iniciais. Utilizou-se uma população de 100 indivíduos; três funções objetivo: coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe (NSE, Nash

e Sutcliffe, 1970), BIAS e erro da declividade da curva de permanência entre 10% e 50% (DCPerm, Kollat et al., 2012); número máximo de interações igual a 500; e três parâmetros calibráveis que foram ajustados para cada sub-bacia: α , β e Υ (Equação 2.2).

$$t = \Upsilon \cdot TKS \quad (2.2)$$

TKS (s) é o parâmetro que indica o tempo de retardo do reservatório linear superficial; t (s) indica o tempo de resposta da chegada dos sedimentos a rede de drenagem (ver material suplementar); Υ [-] é o coeficiente de ajuste entre os dois parâmetros supracitados. Isso significa que o escoamento superficial e o transporte da carga de sedimentos podem ter tempos de viagem diferentes entre as encostas e os canais, e Υ pode aumentar ou diminuir essa diferença. Essa abordagem é utilizada para melhor representar os processos de sedimentos e superar algumas limitações devido a escala de concepção do modelo. As faixas de variação dos valores dos parâmetros α , β e Υ foram, respectivamente, 0,01-25,0; 0,1-0,5 e 0,1-5,0.

Nas bacias sem dados observados, foi feita uma transferência simples de parâmetros das sub-bacias calibradas, levando-se em conta as características físicas e climáticas dessas regiões.

A validação (1992-2009) utilizou os mesmos critérios adotados para a seleção dos postos na calibração, o que resultou na seleção de 56 estações de sedimentos. Uma avaliação da performance global do modelo foi realizada utilizando os 595 postos. Essa foi uma medida conservadora que considera a avaliação do modelo em postos (77) utilizados na calibração no período de 1992 a 2009 e a avaliação do modelo nos demais postos (518) para o mesmo período. Além das métricas já mencionadas, a performance do modelo foi avaliada em termos da correlação de Pearson (r), coeficiente de eficiência de Kling-Gupta (KGE) e o valor relativo da Raiz do Erro Quadrático Médio ($RMSE$).

Os resultados do MGB-SED AS foram comparados às estimativas de estudos regionais existentes na literatura (ver Tabela S1 – material suplementar) A comparação foi realizada com informações de QSS anual média de longo período em 80 locais com áreas superiores a 5.000 km² (ver Tabela S1 e Figura S2, material suplementar). A comparação direta dos resultados do modelo com os resultados dos estudos regionais foi feita a partir da avaliação da diferença relativa entre os valores de QSS anual (Equação 2.3).

$$Diff(\%) = 100 \times \frac{QSS \text{ MGB-SED AS} - QSS \text{ reg. studies}}{QSS \text{ reg. studies}} \quad (2.3)$$

Neste caso, valores positivos de *Diff* significam que o modelo MGB-SED AS gerou valores maiores que os resultados do estudo regional usado na comparação. Já valores negativos de *Diff* significam que o MGB-SED AS gerou valores menores ao valor calculado no estudo regional.

Adicionalmente, as simulações do MGB-SED AS foram comparadas com saídas do modelo de sedimentos global WBMsed (Cohen et al., 2014). Esse modelo foi selecionado por ser o único com informações disponíveis. É um modelo de grade com resolução espacial de 6 arc-min (~11km), que utiliza a equação de Muskingum-Cunge para a propagação diária do escoamento (Wisser et al., 2010). Para as QSS, o modelo estima os valores médios de longo período a partir da equação empírica global BQART (Syvitski e Milliman, 2007) e utiliza a equação Psi (Morehead et al., 2003) para se obter informações diárias. Na versão apresentada por Cohen et al. (2014) os autores representaram as planícies considerando que se o nível de calha cheia é excedido a água fica armazenada na planície até o nível do rio abaixar, quando as águas deixam as planícies e voltam a ser somadas nos fluxos dos rios. Para os sedimentos, toda a carga que alcança as planícies é depositada e não retorna posteriormente para o rio.

Para as comparações com o WBMsed também se utilizou a métrica *Diff*(%) e foram comparados os resultados dos modelos em 51 locais (ver Tabela S2 e Figura S2, material suplementar). A identificação das células da grade do WBMsed foi realizada manualmente e os locais selecionados são os mesmos em que se tinham estações *in situ* utilizadas nesse trabalho e nos estudos regionais, o que permitiu uma comparação entre escalas e estudos. Foram computadas as QSS médias de longo período com ambos os modelos no período de 1993-2009. As saídas do WBMsed podem ser obtidas em <https://sdml.ua.edu/datasets-2/datasets/>.

2.3.4.2 Análises dos fluxos de sedimentos na América do Sul

Um estudo dos padrões das descargas de sedimentos em suspensão foi conduzido usando séries temporais, a partir do modelo calibrado. Para essas mesmas séries, calculou-se as QSS simuladas com os métodos de propagação inercial e Muskingum-Cunge para avaliar o impacto da propagação hidrodinâmica, e da representação das planícies de inundação no transporte e deposição dos sedimentos no continente. Reforça-se que para

cada abordagem, simula-se primeiro o modelo hidrológico-hidrodinâmico e depois o modelo de sedimentos. Para compreender a dinâmica espacial dos fluxos de sedimentos na AS foram calculadas médias de longo período, apresentadas na forma de mapas.

O impacto global da calibração e da propagação hidrodinâmica (inercial) nas estimativas das cargas de sedimentos em suspensão que chegam aos Oceanos também foi avaliado. Para isso, comparou-se as cargas estimadas a partir de uma simulação com propagação hidrodinâmica sem calibração (isto é, atribuindo os valores 11,8 e 0,56 para os parâmetros α e β , respectivamente, conforme proposto originalmente por Williams (1975)) versus uma simulação com as cargas estimadas com os métodos inercial e Muskingun-Cunge usando a versão calibrada do modelo.

Quantificou-se o transporte de sedimentos com base nas saídas do modelo e identificamos os grandes rios e as principais planícies em que ocorrem as maiores taxas de deposição de sedimentos. Para apresentar esses resultados, gerou-se um mapa que apresenta os rios com as maiores vazões (Q), as maiores SSC e as planícies com maiores deposições. Os resultados dos valores de sedimentos em suspensão depositados nas planícies só foram apresentados para aquelas bacias em que o modelo foi calibrado, ou seja, em que não houve transferência de parâmetros. Um exemplo de bacia não calibrada é a do rio Orinoco. Também computamos o balanço anual de sedimentos na foz dos grandes rios e para toda a AS.

2.4 Resultados e Discussão

2.4.1 Validação do modelo

2.4.1.1 Dados simulados \times observações in situ

A análise do balanço de massa (Tabela S3, material suplementar) mostrou que o modelo MGB-SED AS permaneceu estável em toda a simulação, com erros numéricos na ordem de $10^{-3}\%$, majoritariamente oriundos de truncamento de variáveis ao longo dos cálculos.

A QSS simulada foi comparada com valores diários observados e a performance do modelo foi avaliada na Figura 2-4 em termos de r , $BIAS$ e NSE . Outras métricas são apresentadas na Figura S3 do material suplementar. A melhor performance foi encontrada para as bacias Amazonas, Tocantins, Alto São Francisco e Doce.

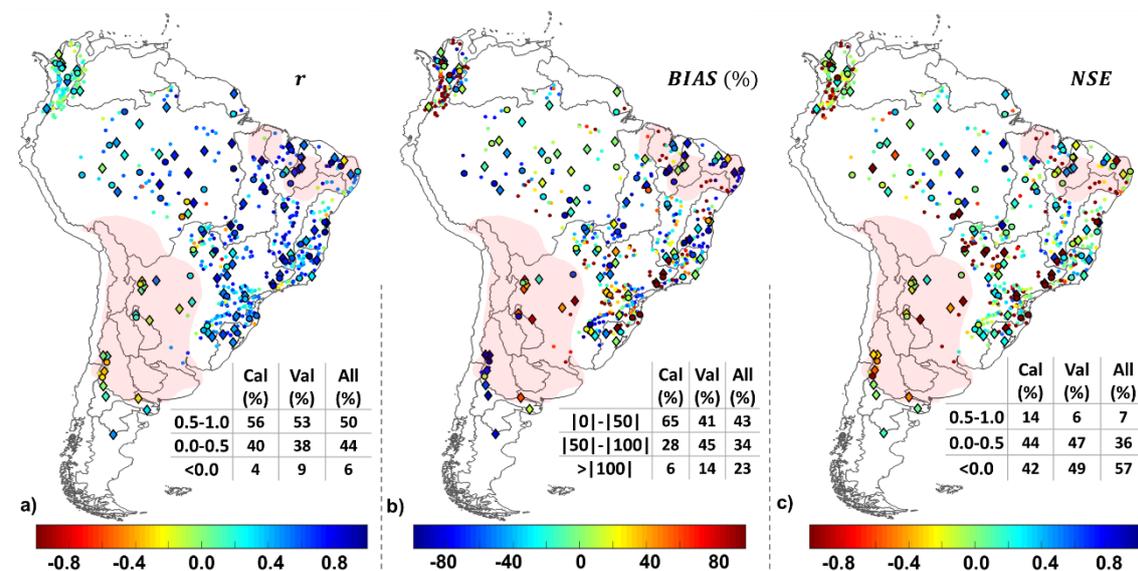


Figura 2-4: Performance do modelo MGB-SED AS na América do Sul em termos de descarga de sedimentos em suspensão: a) correlação (r); b) $BIAS$ (%); e c) coeficiente de eficiência Nash-Sutcliffe (NSE). Diamantes e círculos maiores se referem às estações utilizadas nas etapas de calibração (Cal) e validação (Val), respectivamente. Círculos menores se referem às outras estações utilizadas na avaliação do modelo. As tabelas resumem a porcentagem de estações de sedimentos em cada classe de performance e etapa correspondente. Regiões destacadas em Vermelho representam aquelas em que o modelo hidrológico-hidrodinâmico apresentou baixa performance (ver Siqueira et al., 2018).

A Figura 2-4-a mostra que o modelo apresentou concordância com os dados observados em termos de correlação, com 56% e 53% das estações apresentando valores superiores a 0.5 nas etapas de calibração (Cal) e validação (Val), respectivamente. Em termos de $BIAS$, 94% (Cal) e 86% (Val) das estações apresentaram valores entre -100% e 100% (Figura 2-4-b). Para o NSE , 58% (Cal) e 53% (Val) das estações apresentaram valores positivos (Figura 2-4-c). Algumas subestimativas ($BIAS$ negativo) na bacia Amazônica podem estar relacionadas aos dados observados que podem ter partículas de areia em suspensão, como observado por Santini et al. (2019), o que não é representado pelo modelo. Segundo os autores, a presença de areia nos fluxos de sedimentos em suspensão diminui de montante para jusante. É possível que esse fenômeno também ocorra em outras bacias. Uma análise detalhada dos resultados apresentados na Figura 4 em regiões com muita densidade de postos é apresentado nas figuras S4-S6 do material suplementar.

Na avaliação com todos os postos (All), a Figura 2-4 mostra que o modelo teve um desempenho inferior do que aquele encontrado na calibração. Observou-se que o modelo apresentou melhor desempenho em simular as QSS nos postos usados para a calibração e uma pior performance do modelo (r , $NSE < 0.0$ e $BIAS > |100|$) foi observada

especialmente para três situações. A primeira delas são as regiões em que o modelo hidrológico também apresentou baixa performance (Figura 2-4), caracterizadas por serem regiões com clima árido ou semiárido, regiões em que o derretimento de neve tem um papel importante para geração de escoamento e regiões influenciadas pela orografia (ver mais detalhes em Siqueira et al., 2018). A segunda, rios com a presença de barramentos (não considerados na simulação) que influenciam o transporte de sedimentos, como os rios São Francisco, Jequitinhonha, Tocantins, Paraná, Salado, Madeira, Parnaíba e Doce (ver Figura 2-1 e Figura 2-4). A terceira é aquela em que os postos apresentam pequenas áreas de drenagem, principalmente para o *BIAS*. Neste último caso, a Figura 2-5 apresenta um detalhamento dos resultados da modelagem que relacionam a área de drenagem de cada posto com as métricas *NSE* e *BIAS*. Nota-se que para áreas maiores que 100.000km² a amplitude do *BIAS* é reduzida, com valores entre -67% e 200%, se concentrando principalmente entre -50 e 50% (Figura 2-5-b). Para o *NSE*, a maioria dos valores ficam acima de -0,5 (Figura 2-5-a). Bacias drenando pequenas porções Andinas são muito susceptíveis a deslizamentos de massa, transportando elevadas grandes quantidades de sedimentos para os rios (Restrepo et al., 2006; Martín-Vide et al., 2014). Como mencionado anteriormente, o modelo MGB-SED AS não simula explicitamente esse tipo de processo, apresentando baixa performance nessas regiões (e.g. cabeceiras dos rios Magdalena, Bermejo e Pilcomayo).

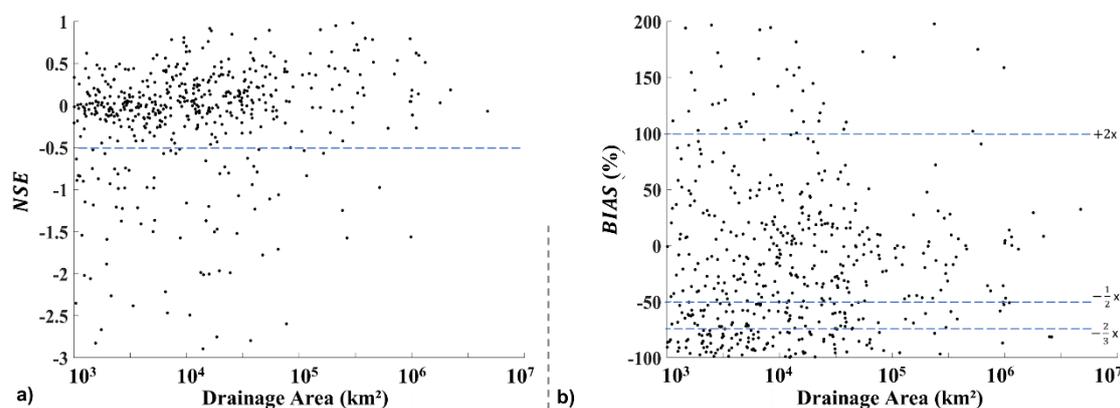


Figura 2-5: *NSE* e *BIAS* (%) calculado entre QSS observada e simulada versus a área de drenagem.

Muitas estações com áreas de drenagem pequenas são encontradas na Colômbia, por exemplo. Os resultados da Figura 2-4 nessa região não apresentam um padrão, com estações ora com *BIAS* e *NSE* positivos, ora com *BIAS* e *NSE* negativos (ver figuras S5-S7, material suplementar). Essas bacias além de áreas pequenas possuem muitas vezes elevadas declividades e eventos com precipitações intensas (Restrepo et al., 2006),

características que são difíceis de serem representadas por um modelo de escala continental. Além disso, os dados de sedimentos provenientes do IDEAM são estimados a partir da relação entre as amostras superficiais e aquelas tomadas para toda a seção transversal. Isso pode ser uma fonte de incertezas que deve ser levada em consideração na interpretação dos resultados.

Na Tabela S5 do material suplementar, apresenta-se uma análise da performance do modelo com diferentes postos para o período em que o modelo foi calibrado (2002-2009) e o não calibrado (1992-2001). A análise mostra que a extrapolação temporal, isto é, a avaliação do modelo nos postos calibrados em outro período, apresenta melhor performance do que quando o modelo é avaliado em postos não utilizados na calibração para o mesmo período.

2.4.1.2 *Dados simulados × outros estudos*

A comparação da QSS anual simulada com a QSS anual estimada por estudos regionais apresentou alta correlação, com $R^2=0,87$ (Figura 2-6-a). 61% das comparações mostraram que as estimativas do MGB-SED AS se encontram dentro de uma faixa de valores compreendidos entre a metade e o dobro dos valores encontrados nos estudos regionais.

A Figura 2-6-a também mostra que existe uma tendência das QSS do MGB-SED AS serem menores que as QSS dos estudos regionais. A Figura 2-6-b apresenta a comparação do *BIAS* (MGB-SED AS e dados *in situ*) versus o *Diff* (MGB-SED AS e estudos regionais). Os resultados dessa figura mostram que a mediana do *BIAS* e do *Diff* foram, respectivamente, -3% e -23%.

Para compreender essas diferenças, menciona-se que: i) nos 80 pontos analisados, além do *BIAS* de -3% (mediana), a mediana do *NSE* foi de 0,11; ii) na estação Altamira, por exemplo, o *BIAS* e *NSE* diários foram, respectivamente, de 0% e 0,78, mas comparado com o estudo de Filizola e Guyot (2009), o MGB-SED AS estimou valores de QSS 55% menores para essa estação; iii) os estudos regionais (Tabela S1 – material suplementar) realizaram estimativas utilizando métodos de regressão entre descargas sólidas e descargas líquidas. Ao combinarmos os três pontos apresentados, percebemos que o MGB-SED AS se ajustou melhor aos dados *in situ* (para a maioria das comparações) do que às estimativas dos estudos regionais. Além disso, os métodos de regressão utilizados nos trabalhos citados são simplificados e consideram alguns pressupostos que

podem fazer com que suas estimativas sejam maiores, como por exemplo: o uso de poucas observações e a maioria sendo no período de vazões baixas SSC para representar a dinâmica temporal dos sedimentos; a Q consegue explicar bem a QSS; o aumento da QSS é sempre crescente com a Q. Contudo, devido ao efeito de histerese, sabe-se que essas premissas muitas vezes não ocorrem na natureza, principalmente para grandes rios, o que é claramente demonstrado para a Amazônia, por exemplo, nos trabalhos de Bourgoin et al. (2007), Filizola et al. (2011) e Fassoni-Andrade e Paiva (2019). Uma discussão mais ampla sobre isso é apresentada juntamente com os resultados da próxima seção.

A pior performance do modelo MGB-SED AS foi na estação Javari (ID=45, Figura S2 e Tabela S1 – material suplementar), em que o *BIAS* e o *Diff* foram, respectivamente, -95% e 92%. A estação Javari tem uma área de drenagem perto de 1×10^4 km² e a calibração do modelo na mesma sub-bacia foi realizada focando na estação Solimões (ID=47, Figura S2 – material suplementar), que tem uma área de drenagem próxima de 1×10^6 km². Situações como essa mostram a dificuldade de se obter um modelo de alta performance com estimativas diárias de QSS para um domínio continental e porque o modelo apresenta melhor performance para estações com grandes áreas de drenagem (Figura 5).

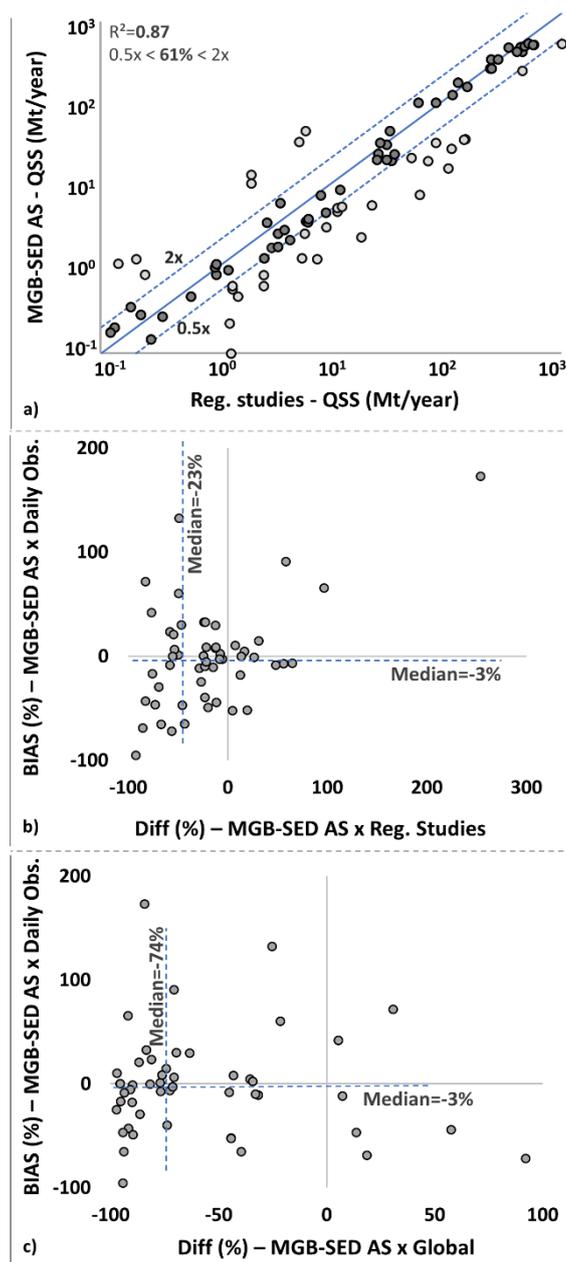


Figura 2-6: Performance do modelo MGB-SED AS versus resultados dos modelos regionais e globais. a) comparação entre a descarga sólida em suspensão (QSS) do MGB-SED AS e a QSS dos estudos regionais; os pontos cinza-claros se referem aos valores quando o MGB-SED AS estimou mais que o dobro ou menos que a metade os valores dos estudos regionais. b) comparação entre o MGB-SED AS e observações diárias de QSS *in situ* (BIAS) versus MGB-SED AS e valores anuais de QSS de estudos regionais (*Diff*). c) comparação entre o MGB-SED AS e observações diárias de QSS *in situ* (BIAS) versus MGB-SED AS e valores anuais de QSS do modelo global WBMsed (Cohen et al., 2014). Na figura b (c): um ponto exatamente na origem $(x,y) = (0,0)$ que ambos os resultados simulados pelo MGB-SED AS e aqueles dos estudos regionais (modelo global) tem uma forte concordância com as observações *in situ*; o ponto $(x,y) = (-100,-100)$ significa que os resultados do modelo MGB-SED AS têm uma péssima performance quando comparados com os dados *in situ* e aqueles dos estudos regionais (modelo global). o ponto $(x,y) = (-100,0)$ significa que o modelo MGB-SED AS tem uma excelente performance quando comparado com os dados observados e que é melhor do que a performance dos estudos regionais (modelo global).

Na Figura 2-6-c uma comparação semelhante àquela com os estudos regionais é apresentada, agora com resultado do modelo global WBMsed (Cohen et al., 2014). A mediana *Diff* entre o MGB-SED AS e o WBMsed foi de -74%. Isso mostra que os valores estimados com o MGB-SED AS são consideravelmente menores do que aqueles estimados pelo WBMsed. Nesse caso, embora o modelo WBMsed não considere apenas a Q para estimar as descargas sólidas, ele tem como base uma equação empírica global, que pode ter limitações visto a heterogeneidade das variáveis ao redor do globo. Destaca-se também que o modelo WBMsed não foi calibrado nem validado por Cohen et al. (2014) na AS.

Após um análise da Figura S2 e da Tabela S2 (material suplementar), nenhum padrão espacial bem definido da métrica *Diff* foi encontrado. O modelo WBMsed mostrou uma tendência de superestimar tanto os resultados do modelo MGB-SED AS quanto as medições *in situ*. Isso pode estar relacionado a diversos aspectos, tais como: i) diferenças nos dados de precipitação usados pelos modelos e as diferentes resoluções dos *grids* usados; ii) diferenças nos métodos de cálculo das declividades, o que pode afetar consideravelmente as taxas de erosão (Garcia-Ruíz et al. 2015); iii) a propagação do escoamento considerando o método Muskingum-Cunge, o que não é adequado para representar efeitos de remanso e as interações dos fluxos com as planícies de inundação em diversas regiões da América do Sul (e.g. Angarita et al., 2018; Bravo et al., 2012; Paiva et al., 2013, 2011; Pontes et al., 2017; Siqueira et al., 2018; Zhao et al., 2017) ; e iv) as QSS estimadas pelo WBMsed não foi nem calibrada e nem validada por Cohen et al. (2014) na AS. Contudo, menciona-se que a complexidade do modelo WBMsed dificulta uma comparação acurada dos fatores que impactam as estimativas dos sedimentos.

As tabelas utilizadas para gerar os gráficos da Figura 2-6 são apresentadas no material suplementar (Tabela S1 e Tabela S2).

2.4.2 Análise dos fluxos de sedimentos na América do Sul

2.4.2.1 Séries temporais

A Figura 2-7 apresenta a comparação entre os valores diários simulados e os dados observados de QSS para diversos grandes rios da América do Sul. As métricas apresentadas foram calculadas considerando apenas os valores nas datas das observações.

Nota-se que, em alguns locais, as medições existentes são limitadas apenas a períodos de baixa vazão, o que possivelmente compromete as médias das séries observadas.

De uma forma geral, o acoplamento com o modelo hidrológico utilizado faz com que o modelo de sedimentos também seja capaz de representar de forma adequada as variações que ocorrem nos valores de QSS em função das precipitações. Por exemplo, a estação Apavi, no rio Magdalena (Figura 2-7-1), apresenta muitos dados observados e, no geral, houve concordância entre os dados simulados e observados ($BIAS=-6\%$ e $NSE=0,29$). Na bacia Amazônica o modelo simulou de forma adequada os sedimentos, o que pode ser visto nas estações Fazenda Vista Alegre (Figura 2-7-3) e Altamira (Figura 2-7-3), com essa última apresentando um $BIAS=0\%$ e um $NSE=0,78$. A estação de Óbidos (Figura 7-2) apresentou um $BIAS$ de 30% , enquanto a estação a montante dessa apresentou um valor próximo a 0% (Figura 4-b). De acordo com Filizola e Guyot, (2009), a estação de Óbidos tem um protocolo particular de medição, em que amostras são coletadas somente na zona superficial, subestimando a concentração de sedimentos em suspensão real (Bouchez et al.,2011). Isso mostra porque os resultados do modelo na estação de Óbidos têm um viés bem diferente daqueles observados nas estações a montante.

A variabilidade da QSS estimada pelo modelo de sedimentos é diretamente afetada pela variabilidade das variáveis hidrológicas estimadas pelo modelo MGB-SA (ver Equação 2.1). O impacto da hidrodinâmica fluvial no transporte de sedimentos pode ser observado nas estações Fazenda Vista Alegre (Figura 2-7-2), Óbidos (Figura 2-7-3), Puerto Pilcomayo (Figura 2-7-8) e Brazo Largo (Figura 2-7-10), em que o efeito de remanso e o armazenamento nas planícies reduziu o transporte de sedimentos em 16% , 13% , 55% e 30% , respectivamente. Em outros locais como nas estações Altamira (Figura 2-7-8) e Paraná (Figura 2-7-9), o transporte de sedimentos foi reduzido em 6% . Essas são regiões em que os rios geralmente têm maiores declividades e o efeito das planícies de inundação nos fluxos de água e sedimentos são menos expressivas. 36% dos rios simulados mostraram armazenamento de sedimentos nas planícies de inundação maiores que 1 t/ano. Mais informações sobre o papel das planícies são apresentadas nas próximas seções.

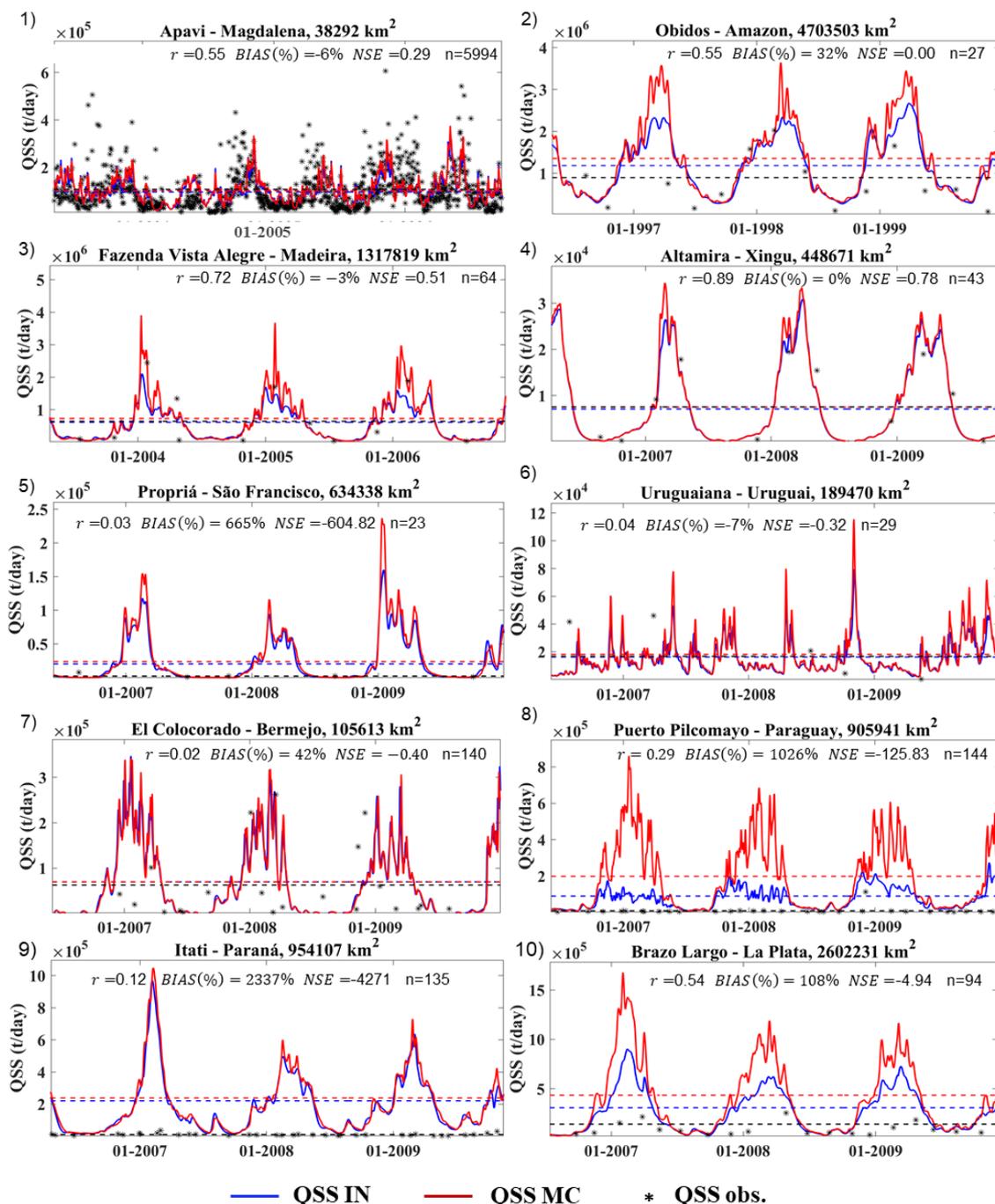


Figura 2-7: Comparação entre dados observados (QSSObs – asteriscos pretos) e descarga de sedimentos em suspensão simulada (QSS) para alguns grandes rios da América do Sul. A performance do modelo é apresentada em termos de correlação (r), $BIAS$ (%) e coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe (NSE) para a modelagem hidrodinâmica. Séries temporais diárias simuladas são apresentadas para os métodos de propagação inercial (QSS IN – linhas azuis) e Muskingum-Cunge (QSS MC – linhas vermelhas). As linhas tracejadas apresentam as respectivas medias de longo período. As localizações das estações são apresentadas na Figura 2-8-a.

Na estação Propriá o $BIAS$ foi de 665% e se observa que os valores observados de QSS são sempre muito baixos (Figura 2-7-5). Nesse caso, assim como em outras estações, como a Paraná ($BIAS = 2337\%$, Figura 2-7-9), esses baixos valores observados estão associados com a retenção de sedimentos em grandes reservatórios a montante da

estação. Destacar esse fenômeno é importante, pois nesses casos a dinâmica temporal observada se mostra inconsistente com a descarga natural de sedimentos nos rios simulada pelo modelo.

A estação Puerto Pilcomayo (Figura 2-7-8), no rio Paraguai, também apresentou baixa performance quando comparada as demais estações apresentadas na Figura 2-7. Isso pode estar relacionado à dificuldade do modelo MGB-SED AS representar a grande deposição de sedimentos que ocorre no rio Pilcomayo (as estações no rio Paraguay a montante da confluência com o rio Pilcomayo tem valores de *BIAS* negativos). Devido a isso e grandes barramentos no rio Paraná, o modelo MGB-SED AS superestima os valores observados de QSS na foz do rio La Plata (Figura 2-7-10)

Foi observado que em muitos locais as estimativas do modelo se distanciaram das observações, o que pode ter sido ocasionado pela ausência de reservatórios na modelagem. No rio São Francisco, a retenção de sedimentos em reservatórios pode se aproximar de 70% (Creech et al., 2015). Syvitski et al. (2005) ao considerarem a presença de reservatórios, estimaram que os fluxos de sedimentos que chegam aos oceanos na América do Sul tiveram redução de cerca 13% ao ano. A expectativa de construção de novos reservatórios na AS e seus impactos nos fluxos de água e sedimentos, principalmente na bacia Amazônica (Latrubesse et al., 2017) tem crescido. Além disso, estudos como o de Dunn et al.(2018) e Dunn et al. (2019) têm mostrado a importância de considerar essas estruturas em simulações que visem quantificar os fluxos de sedimentos no presente e em cenários futuros, pois os grandes e importantes rios ao redor do mundo tem diminuído a sua contribuição de sedimentos para os deltas.

As Figuras S8-S10 mostram o número de dados observados de QSS para cada estação de sedimento.

2.4.2.2 Análises espaciais

Na Figura 2-8-a se apresenta o valor anual médio de longo período da variável calibrada QSS (t/ano). A partir dos resultados simulados, o rio Amazonas é aquele com maior QSS ($4,36 \times 10^8$ t/ano), seguido dos rios Orinoco ($1,37 \times 10^7$ t/ano), La Plata ($1,11 \times 10^8$ t/ano) e Magdalena ($3,26 \times 10^7$ t/ano). O Magdalena transporta uma carga quatro vezes maior, respectivamente, que aquelas transportadas pelos rios São Francisco ($7,46 \times 10^6$ t/ano) e Tocantins ($7,44 \times 10^6$ t/ano), que possuem o dobro de sua área de drenagem. As vazões médias dos rios São Francisco e Tocantins são 56% menor e 88%

maior, respectivamente, que a do rio Magdalena. O rio Doce transporta uma carga em suspensão de $5,04 \times 10^6$ t/ano, equivalente a 70% da carga transportada pelo rio Tocantins, mesmo possuindo uma área de drenagem (vazão) dez (quatorze) vezes menor.

Rios Andinos fluindo para o Oceano Pacífico também exibem altas taxas de transporte de sedimentos (QSS $\sim 10^7$ t/ano), exceto para regiões mais secas como o norte do Chile. Esses rios Andinos apresentam valores de QSS na mesma ordem de grandeza que aqueles encontrados no rio São Francisco e Tocantins (Figura 2-8-a), o que os coloca entre os rios que mais transportam sedimentos na AS, embora possuam áreas de drenagem consideravelmente menores.

A QSS simulada para a maioria das estações de jusante em cada bacia hidrográfica apresentaram concordância com os valores observados (valores de *BIAS*, Figura 2-4). Menciona-se ainda que a Figura 2-8-a representa uma situação potencial do transporte nos rios, visto que não foi considerado a retenção de sedimentos nos reservatórios. Rios como o São Francisco e Paraná, por exemplo, atualmente apresentam águas mais transparentes a jusante dos barramentos.

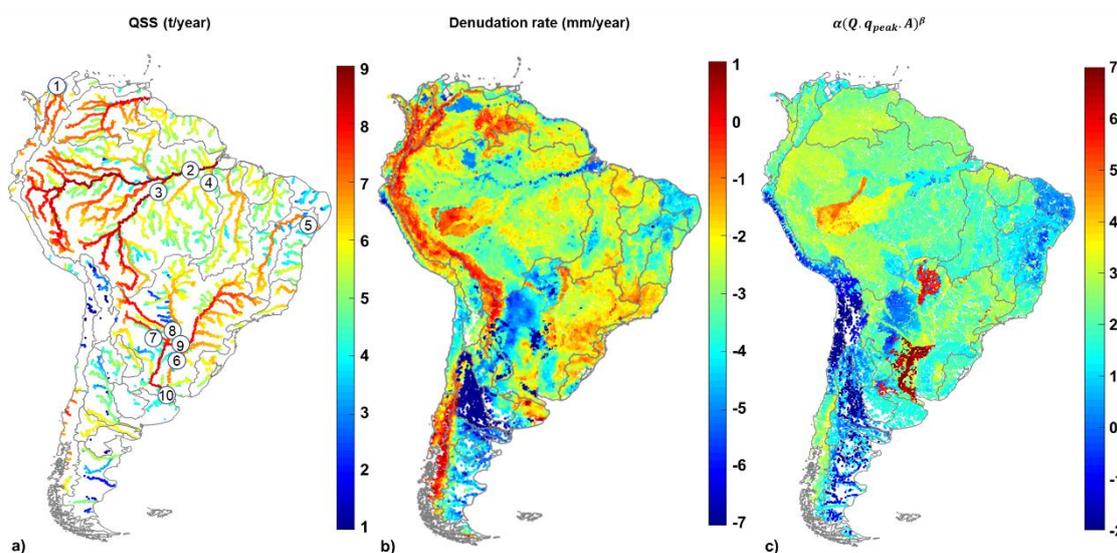


Figura 2-8: Média anual da a) descarga de sedimentos em suspensão (QSS) na América do Sul; b) taxa de denudação (silte+argila+areia); e c) $\alpha(Q \cdot q_{peak} \cdot A)^\beta$. Valores das barras de cores estão em escalas logarítmicas (base 10). Números em a) se referem as estações apresentadas na Figura 2-7.

A Figura 2-8-b apresenta padrões espaciais de taxas de denudação (perda de solo em mm/ano, uma abordagem semelhante àquela apresentada por Aalto et al. (2016); foi usado a densidade dos sedimentos igual $2,65 \text{ t/m}^3$ (Morris e Fan, 1998) para a conversão das unidades). Os valores médios e medianos para a AS foram de 0,05 e 0,002 mm/ano, respectivamente, o que reforça, como apresentado na Figura 2-8-b, que existe grande

variabilidade de valores. A bacia com a maior média de taxa de denudação foi a do Magdalena, com valor de 0,22 mm/ano. Nas bacias dos rios Solimões, Madeira e Juruá esse valor foi de 0,08, 0,04 e 0,11 mm/ano, respectivamente. Nas bacias dos rios Negro, Tapajós e Xingu esses valores foram de 0.006, 0.006 e 0.004, respectivamente.

As altas taxas de denudação calculadas encontradas em regiões das bacias dos rios Magdalena e Amazonas estão associadas principalmente às altas declividades e volumes precipitados na região Andina (ver Guyot et al., 1996; Restrepo et al., 2006). As áreas que mais aportam sedimentos nessas regiões são formadas por solos rasos e rochas que sofrem erosão. As análises realizadas por Restrepo et al. (2006) no período de 1986 a 1996 em mais de 30 estações na bacia do rio Magdalena indicaram uma tendência de aumento da erosão na bacia. Dentre as causas para isso estão bacias com pequenas áreas de drenagem com relevos fortemente acidentados e planícies de inundação estreitas, chuvas intensas e mudança no uso e cobertura do solo. Além disso, em comparação com a bacia Amazônica, a bacia do rio Magdalena é mais influenciada pelo Andes e possui menos regiões planas (Figura 2-1). A bacia do rio Orinoco (0,10 mm/ano) também apresenta valores altos de taxas de denudação.

Além das bacias que drenam porções Andinas, as bacias dos rios Paraíba do Sul, Doce e Paraná também se destacam com elevadas taxas de denudação, com valores médios de 0,02 mm/ano, 0,03 mm/ano e 0,03 mm/ano, respectivamente. Essas bacias possuem relevo fortemente ondulado, solos cobertos principalmente de agricultura e pastagens degradadas e regime de chuvas bem sazonal, com fortes precipitações nos meses de novembro, dezembro e janeiro (para o rio Doce, ver Fagundes et al., 2019). As bacias dos rios Parnaíba e São Francisco, apesar de possuírem relevos mais acidentados estão em uma região semiárida o que gera menores taxas de denudação (0,004 e 0,012, respectivamente).

Essas relações entre a taxa de denudação, declividade (demonstrada indiretamente pelo fator LS) e precipitação (avaliada indiretamente pelo índice de Aridez) são apresentadas na Figura 2-9. Os pontos vermelhos na Figura 2-9-a e Figura 2-9-b correspondem aos rios para os quais o fator LS e o Índice de Aridez estão acima do percentil 95%, respectivamente, o que indica áreas muito declivosas (Figura 2-9-a) e extremamente secas (Figura 2-9-b). A Figura 9 demonstra, em concordância com a Figura 2-3 e a Figura 2-8, que altas taxas de denudação podem ocorrer para altas e baixas

declividades e ocorrem principalmente em áreas úmidas (Índice de Aridez $<10^0$, Figura 2-9-a), enquanto regiões áridas necessariamente apresentam baixíssimas taxas de denudação (Figura 2-9-b).

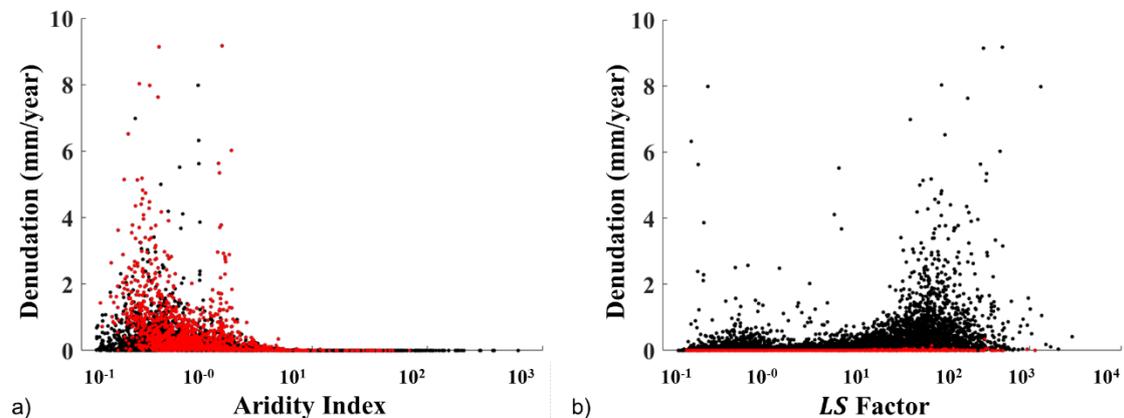


Figura 2-9: taxa de denudação versus: a) Índice de Aridez (pontos vermelhos representam os valores do fator LS acima do percentil 95%); b) fator LS (pontos vermelhos representam os valores do Índice de Aridez acima do percentil 95%).

A Figura 2-9 mostra que não existe um único padrão entre a taxa de denudação, declividade e índice de aridez. Esse fenômeno é esperado, uma vez que o modelo não considera apenas uma variável para a estimativa da erosão ou da carga transportada, mas sim, diversos processos que ocorrem na natureza. García-Ruiz et al. (2015) identificaram a partir de vários estudos em todo o mundo que quase todas as taxas de erosão podem ocorrer para qualquer condição climática. Os autores também ressaltaram que existe um efeito significativo do aumento das taxas de erosão com o aumento da declividade e da precipitação, mas que esse aumento tende a atingir, na média, um limiar quando essas variáveis atingem $\pm 0,2\text{m/m}$ e $\pm 1.400\text{mm/ano}$, respectivamente.

O fator da MUSLE relacionado a capacidade de remover as partículas do solo é o termo $\alpha(Q \cdot q_{peak} \cdot A)^\beta$. Regiões como o nordeste brasileiro, Chaco, Deserto do Atacama e mais ao sul do continente (bacias dos rios Desaguadero, Colorado e Negro), os valores do termo são comparativamente baixos em relação aos resto da AS. Valores elevados são encontrados no Pantanal, na bacia do rio Purus, em parte da bacia do rio Juruá e na parte baixa do rio La Plata (Figura 2-8-c). Percebe-se que alguns padrões espaciais apresentados na Figura 2-8-b estão diretamente relacionados com os padrões apresentados na Figura 2-8-c, mostrando a influência do fator $\alpha(Q \cdot q_{peak} \cdot A)^\beta$ na estimativa da taxa de denudação.

No Pantanal e nos rios Juruá e Purus, mesmo com o valor do fator $\alpha(Q \cdot q_{peak} \cdot A)\beta$ sendo mais elevado, os valores simulados nessa região tiveram tendência de subestimar os valores observados de QSS (Figura 2-4). Assim, acredita-se que esses valores mais heterogêneos podem estar relacionados com os parâmetros calibráveis do modelo hidrológico e com a discretização espacial do modelo realizada por Siqueira et al. (2018), que era mais focada nos processos hidrológicos que nos processos de sedimentos. Também não foi observado um padrão nos mapas dos parâmetros de entrada (Figura 2-3) que justificasse o padrão observado na Figura 2-8-b para as bacias do rio Purus e Juruá. Os altos valores encontrados na bacia do rio La Plata podem estar associados com grandes planícies de inundação, que produz altos valores de escoamento superficial, mas tem uma pequena produção de sedimentos.

2.4.2.3 Relações múltiplas: descarga de água, concentração e deposição de sedimentos

2.4.2.3.1 Visão geral

A Figura 2-10 mostra os rios da AS com maiores valores de Q e SSC segundo os resultados da modelagem. A figura mostra que as maiores concentrações na bacia do rio Amazonas estão localizadas nas cabeceiras do rio Madeira, e os demais que têm suas cabeceiras nos Andes, como já conhecido por trabalhos anteriores (Amsler e Drago, 2009; Cohen et al., 2014; Latrubesse et al., 2005). O padrão encontrado dos trechos de rio com maiores e menores concentrações na Amazônia central se ajustam bem aos resultados encontrados por Fassoni-Andrade e Paiva (2019) utilizando observações por sensoriamento remoto. As maiores diferenças são encontradas no rio Amazonas a jusante da confluência com o rio Tapajós, em que as SSC (Figura 2-10) continuam a diminuir e no trabalho de Fassoni-Andrade e Paiva (2019) foi observado um aumento a jusante da confluência com o rio Xingu. Os autores conjecturaram que essa diferença poderia estar associada à ressuspensão de sedimentos causada por variações de marés na foz do rio Amazonas, que não são representadas na presente versão do modelo MGB-SED AS.

Outros rios que se apresentam com concentrações elevadas são o Magdalena, Bermejo, Pilcomayo, e os rios mais ao sul da América do Sul. Os rios amazônicos que não drenam as porções Andinas apresentam baixas concentrações, como o rio Negro, Tapajós e Xingu (Figura 2-10), e apresentam elevadas vazões ($>9,700 \text{ m}^3/\text{s}$ na média, ver Filizola e Guyot, 2009).

De acordo com as simulações do modelo MGB-SED AS, 2×10^7 t/ano de silte e argila deixam as encostas e alcançam os rios da AS. Deste, cerca de 12% são retidos nas planícies de inundações antes de alcançarem os oceanos sob condições normais (sem barramentos). Esse valor pode ser consideravelmente elevado para algumas regiões. Como relatado por Bourgoïn et al. (2007) e mais recentemente por Rudorff et al. (2018), a eficiência média de retenção para a bacia de inundação que engloba o Lago Grande de Curuai (Baixo rio Amazonas) é de 45%-48%. Para essa região, ventos fortes podem induzir ondas ressuspensando sedimentos finos nas estações secas, onde as planícies de inundação e lagos são rasos (Bourgoïn et al., 2007; Fassoni-Andrade e Paiva, 2019a; Schmidt, 1972), o que significa que menos sedimentos são armazenados definitivamente. Apesar da importância do efeito do vento nessa região, isso não foi considerado no presente estudo. Entretanto, para as planícies da Amazônia central, os valores retidos simulados foram uma ordem ($\sim 10^6$ t/ano) maior que aqueles estimados por Rudorff et al. (2018) apenas para um trecho. Não é possível realizar comparações diretas devido as diferentes abordagens utilizadas nos estudos mencionados.

O efeito da deposição de SS nas planícies é bastante evidente nas partes altas do rio Madeira (Figura 2-10), ocasionando uma forte redução nos valores de SSC de montante para jusante. Por exemplo, Guyot et al. (1996) usando regressões entre dados observados de Q e QSS estimaram uma redução para a QSS e CSS de 54% e 95%, respectivamente, na bacia do rio Mamoré. Em comparação, estimou-se um aumento (redução) de 35% (75%) na QSS (CSS). Como discutido na seção 2.4.1.2, as principais diferenças podem ser associadas aos métodos utilizados para estimar os valores de QSS (análises de regressão \times modelagem de sedimentos), que pode ser o suficiente para encontrar tal diferença nos resultados e padrões.

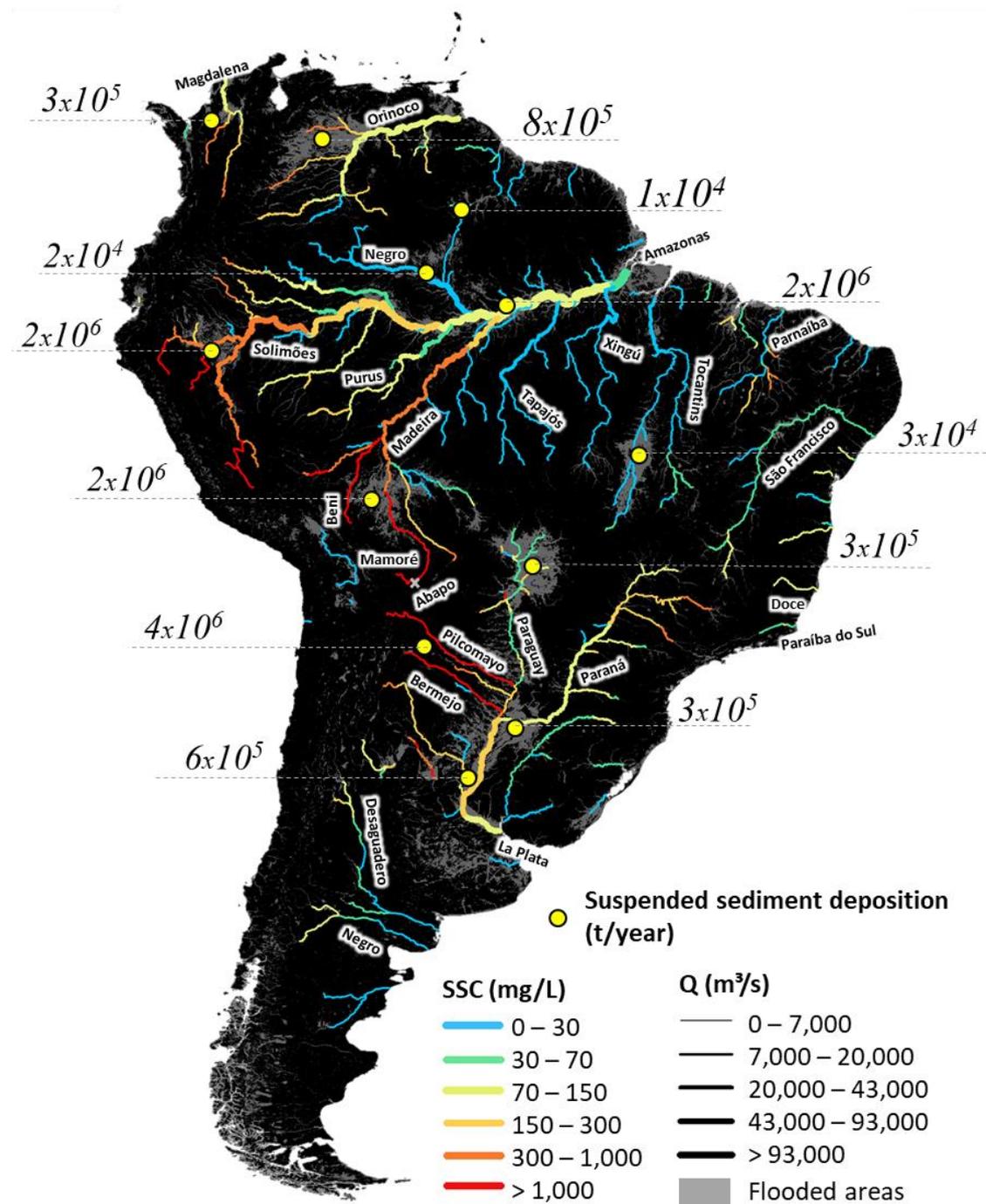


Figura 2-10: média anual da carga de sedimentos em suspensão depositada nas principais planícies de inundação da América do sul; e média diária de longo período da concentração de sedimentos em suspensão (CSS) e vazão (Q) para os grandes rios. As áreas inundadas foram obtidas de Fluet-Chouinard et al. (2015).

A região avaliada no rio Mamoré drena uma grande quantidade de sedimentos que são geradas nos Andes, assim como ocorre com relação ao rio Pilcomayo. O rio Mamoré atravessa regiões com geomorfologia fluvial dinâmica e complexa, com mecanismos de avulsão e assoreamento do leito na planície de inundação Llanos de Moxos. Estimou-se

com o modelo MGB-SED AS que sejam depositados nessa planície cerca de 2×10^6 t/ano de SS (Figura 2-10). O rio Pilcomayo atravessa as planícies do Chaco, inundando essa região e perdendo água para atmosfera por meio de evapotranspiração (Martín-Vide et al., 2014). A bacia do rio Pilcomayo, semelhante a região do rio Mamoré, também apresenta grandes complexidades, como uma grande quantidade de meandros abandonados, processos de avulsão e leitos assoreados (Martín-Vide et al., 2014). No alto Pilcomayo, próximo aos Andes, Martín-Vide et al. (2014) estimaram uma SSC média de 15×10^3 mg/L, enquanto os valores simulados com o MGB-SED AS foram de 28×10^3 mg/L. Para a estação Pilcomayo, Martín-Vide et al. (2014) estimaram uma QSS de 140 Mt/ano, enquanto na mesma estação ($BIAS=-20\%$ e $NSE=0.23$) com o modelo MGB-SED AS estimou-se 96 Mt/ano. Na região do alto Madeira, Guyot et al. (1996) estimaram uma SSC média de 13×10^3 mg/L em Abapo (Figura 2-10), cerca de duas vezes maior que a estimada com o MGB-SED AS (6×10^3 mg/L) e por Buarque (2015), que foi de 5×10^3 mg/L¹ utilizando um modelo regional.

Percebe-se, portanto, que o MGB-SED AS apresentou estimativas menores de SSC no rio Mamoré quando comparado com as estimativas de Guyot et al. (1996). Também foi observado que as estimativas das taxas de denudação nas regiões Andinas Bolivianas foram subestimadas quando comparadas com os resultados apresentados por Aalto et al. (2006). As grandes diferenças encontradas podem estar relacionadas aos seguintes aspectos: i) com os dados disponíveis, houve maior dificuldade em calibrar e avaliar a performance do modelo de escala continental nas regiões do alto Madeira; ii) os processos que ocorrem na região Andina, como fluxos de sedimentos governados por deslizamentos de massa e erosão por voçorocas (Aalto et al., 2006) não são adequadamente representadas na modelagem proposta, como discutido por Buarque (2015), o que mostra que podem existir incertezas significativas na abordagem utilizada para essas regiões. O mesmo pode ocorrer para outras regiões Andinas, como as cabeceiras dos rios Pilcomayo, Bermejo e Magdalena.

O rio Pilcomayo foi o único que apresentou um aumento das concentrações de montante para jusante entre os grandes rios da Figura 2-10. Isso ocorre porque os valores simulados de Q aumentam de montante até o médio Pilcomayo e voltam a diminuir até próximo de sua foz. Martín-Vide et al. (2014) observaram que o aumento da Q não é

¹ Esse valor não está presente no trabalho citado, mas foi fornecido pelo autor mediante solicitação e enviado por comunicação pessoal.

proporcional com a SSC para o rio Pilcomayo. Esse comportamento foi identificado utilizando o MGB-SED AS para o rio Mamoré, o que difere da abordagem utilizada por Guyot et al. (1996), que utilizaram métodos de regressão. Utilizando o modelo MGB-SED, que é semi-distribuído no espaço e que considera diversos processos e variáveis e não apenas a Q para estimar a QSS, Buarque (2015) encontrou um valor de *NSE* de 0,7 na estação Fazenda Vista Alegre (rio Madeira). Isso indica que a relação sugerida em alguns estudos (e.g. Guyot et al., 1996; Latrubesse et al., 2005; Lima et al., 2005; Restrepo et al., 2006), de que a QSS sempre aumenta com a Q, não pode ser sempre aplicada.

A avaliação nas grandes áreas inundadas (Figura 2-10) mostrou que 57% do total de SS retidos nas planícies de inundação são depositados nesses locais. As planícies com maiores quantidades de SS depositados são Banãdo La Estrella (4×10^6 t/ano), Llanos de Moxos (2×10^6 t/ano), Amazônia Central (2×10^6 t/ano) e *wetlands* interfluviais do Peru (2×10^6 t/ano). Em toda a bacia Amazônica, cerca de 1×10^7 toneladas de SS são depositadas anualmente nas suas planícies de inundação, o que corresponde a cerca de 50% do total de SS retidos nas planícies de inundação em toda a América do Sul.

2.4.2.3.2 *Balanço anual de sedimentos*

O impacto da calibração do modelo e da propagação hidrodinâmica na América do Sul também foi avaliado por meio das cargas em suspensão que deixam o continente. Quando se utilizou o modelo hidrodinâmico sem calibração, o valor da QSS que chega aos oceanos foi de $2,86 \times 10^9$ t/ano. Após a calibração, esse valor foi de $1,00 \times 10^9$ t/ano, o que significa que o MGB-SED AS calibrado estimou valores 65% menores. Ao considerar a calibração e utilizar o método de propagação Muskingun-Cunge o valor aumentou em 18% ($1,18 \times 10^9$ t/ano). Syvitski et al. (2005) estimaram que a QSS da AS antes da ocupação humana é, na média, de $2,68 \times 10^9$ t/ano, valor 268% maior que o estimado com o MGB-SED AS calibrado e 6% menor que o modelo sem calibração. Em seu estudo global sobre rios tropicais, Syvitski et al. (2014) destacaram que a maioria dos trabalhos com modelagem usam condições de contorno que não consideram a deposição dos sedimentos nos deltas juntos aos oceanos, o que poderia reduzir o valor dos SS que efetivamente deixam a parte continental. Nesse trabalho, representou-se parcialmente esse efeito, uma vez que o modelo não considera bacias litorâneas e ilhas com $A < 1.000 \text{ km}^2$ nem regiões costeiras submersas.

Estimou-se com o MGB-SED AS que a AS naturalmente (sem considerar barramentos) transportaria em média para os oceanos $3,10 \times 10^{10}$ m³ de água e $2,76 \times 10^7$ t de SS diariamente. Desse total, 57% do volume de água e 43% do volume de sedimentos em suspensão vêm da bacia Amazônica.

A Figura 2-11 apresenta um balanço mensal estimado pela modelagem de sedimentos e descarga líquida para a América do Sul e diversos dos seus principais rios. Além disso, para ampliar o entendimento sobre as diferentes relações existentes entre a Q e a SSC, também se apresenta nessa figura um mapa com o *Delay Index (DI)* calculado entre essas duas variáveis. Valores em tons de vermelho (azul) mostram quantos dias o pico da SSC está adiantado (atrasado) em relação ao pico da Q.

O mapa de *DI* (Figura 2-11) mostra que a ocorrência do pico de CSS anterior ao pico da Q ocorre principalmente em alguns tributários do rio Amazonas, em alguns rios do nordeste brasileiro e em regiões próximas ao deserto do Atacama. Nas bacias dos rios Paraná, São Francisco, Doce, Magdalena, Bermejo e Paraíba do Sul se observa que os valores de *DI* são mais próximos de zero. Uma característica em comum dessas bacias é que possuem regiões com relevo acidentado e relativamente poucas áreas planas, favorecendo o transporte de água e sedimentos.

Nota-se que ao longo do ano os valores de QSS na AS variam entre $3-7 \times 10^7$ t/dia, com maiores valores ocorrendo entre fevereiro e junho (Figura 2-11-d). Já a deposição de SS nas planícies tem maiores valores entre os meses de novembro a abril.

No rio Amazonas, observa-se que o pico do aporte de sedimentos acontece em janeiro, junto com o pico da deposição nas planícies, mas o pico da QSS só ocorre em fevereiro (Figura 2-11-a). A dinâmica do rio Amazonas é influenciada principalmente pelos aportes que recebe de cada rio, que se relaciona com o a alternância dos períodos chuvosos no sul e no norte da bacia (Villar et al., 2008). Ao Sul, tem-se a bacia do rio Madeira com elevada produção de sedimentos (44% de todo o Amazonas) e ocorrência do pico da QSS e Q, respectivamente, em fevereiro e abril. Ao Norte, tem-se o rio Negro com baixa produção de sedimentos (1,5% de todo o Amazonas) e ocorrência do pico da QSS e Q, respectivamente, em junho e julho. Os rios Solimões e Madeira são de fato aqueles que controlam a dinâmica temporal de sedimentos do rio Amazonas na foz. No rio Solimões, a descarga, o aporte para os rios e a deposição dos SS ocorrem concomitantemente em março. Ambos CSS (Figura 10) e QSS diminuem de montante

para jusante na bacia do rio Amazonas até a confluência com o rio Madeira, onde se inicia um novo padrão de aumento dos valores dessas variáveis.

O rio Magdalena apresenta dois picos de Q (Figura 2-11-b), estando os primeiros deslocados em cerca de 2 meses (maio-julho) e os últimos em cerca de 1 mês (novembro-dezembro). Os SS (descarga, aporte e deposição nas planícies) também apresentam dois picos que ocorrem em maio e novembro, concomitantemente com os picos da Q .

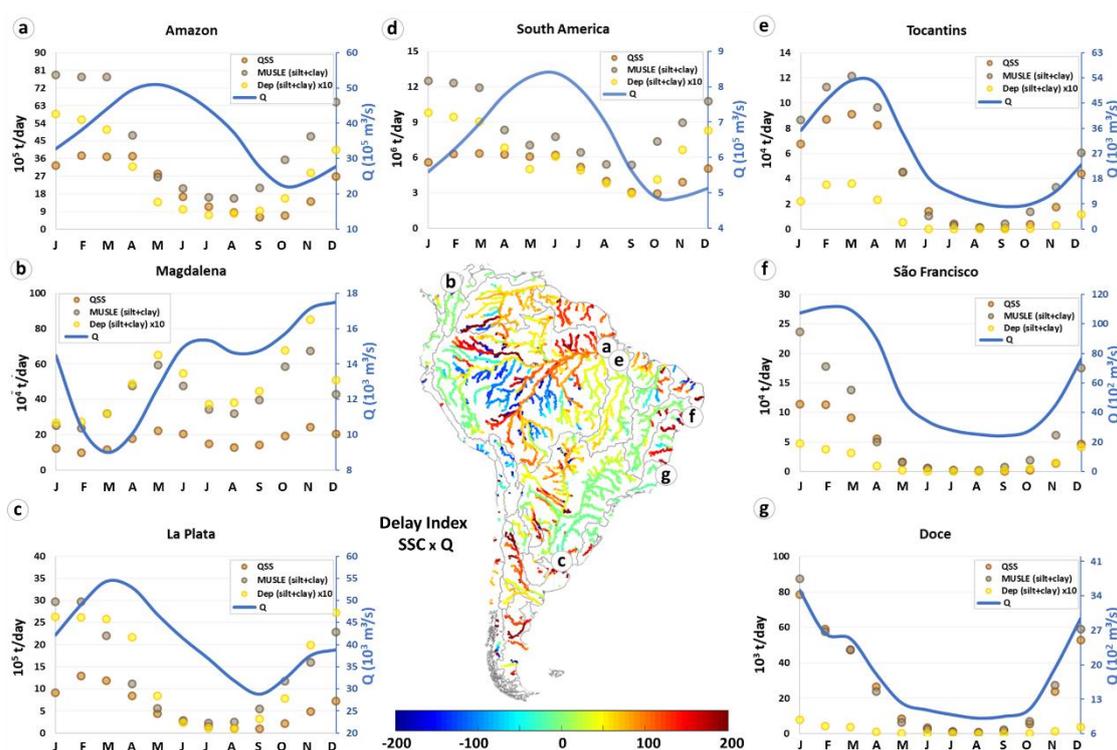


Figura 2-11: Balanço anual de sedimentos da América do Sul e de alguns grandes rios. As figuras a-g mostram a vazão (Q) em linhas azuis, a carga de sedimentos em suspensão estimada com a equação MUSLE em círculos cinzas, a descarga de sedimentos em suspensão (QSS) em círculos marrons e os sedimentos em suspensão depositados nas planícies de inundação (Dep_{fp}) em círculos amarelos. Os valores de Dep_{fp} são uma ordem de grandeza menor que os demais valores de sedimentos, assim, multiplicou-se esses valores em dez vezes para apresentar na figura. O mapa central mostra o *Delay Index*, calculado entre o pico da concentração de sedimentos em suspensão (SSC) e a Q . Valores avermelhados (azulados) mostram quantos dias o pico da SSC está adiantado (atrasado) em relação ao pico da Q .

No rio La Plata o pico da Q e da QSS foram observados em março e fevereiro, respectivamente, enquanto o pico de deposição nas planícies ocorre no mês de abril (Figura 2-11-c). O pico do aporte de SS ocorre no mês de janeiro e cerca de 10% dos sedimentos desses sedimentos são depositados posteriormente em planícies.

As bacias dos rios Tocantins (Figura 2-11-e) e São Francisco (Figura 2-11-f) possuem uma área parecida, estão próximas uma da outra, mas possuem fluxos de sedimentos bem distintos. O rio Tocantins (Figura 2-11-e) possui uma grande planície no rio Araguaia enquanto o rio São Francisco quase não possui planícies (Figura 2-1). Apesar disso, o rio São Francisco apresenta mais carga depositada nas planícies do que o Tocantins. Isso acontece porque o São Francisco transporta uma carga maior com vazões menores, o que favorece a deposição e também porque o rio Araguaia possui uma produção de sedimentos menor em suas cabeceiras (Figura 2-8). Os picos de aporte, deposição nas planícies e transporte de SS ocorrem no mês de janeiro para o São Francisco e em março para o Tocantins.

O rio Doce apresenta uma relação bem direta entre a vazão e os sedimentos, com variações mensais semelhantes (Figura 2-11-g). Os picos da Q e QSS ocorrem em janeiro e apenas cerca de 0,6% dos sedimentos que chegam à rede de drenagem se depositam em planícies, sendo que esse valor pode chegar a zero nos meses da estação seca (maio a setembro).

A Figura 2-11 mostra que nas bacias com maiores áreas de planícies (Magdalena, Amazonas e La Plata), o pico do aporte de SS ocorre concomitantemente com o pico da deposição nas planícies. Nas bacias do rio Doce e do São Francisco, o pico do aporte ocorre junto com o da deposição e da Q. Isso significa que somente para as maiores vazões os SS alcançam se depositam nas planícies dessas bacias. Na bacia do rio Tocantins esse fato pode estar relacionado ao baixo transporte de sedimentos no rio Araguaia, que é o afluente principal e tem as maiores regiões de planícies.

Por fim, é importante reforçar que abordagem desse estudo incluiu uma análise do balanço de massa do modelo, em que as taxas estimadas para a perda de solo são condizentes com os valores de sedimentos que ficam depositados nas planícies e alcançam os oceanos. Assim, esse trabalho contou com a continuidade dos fluxos de sedimentos desde a origem nas encostas durante o processo de erosão até o ponto final em que são depositados ou dispersados nos oceanos.

2.5 Conclusão

Nesta pesquisa foi realizado o acoplamento do modelo de sedimentos MGB-SED com o modelo hidrológico-hidrodinâmico da América do Sul (MGB-SA) para simular processos de sedimentos em escala continental. A partir desse acoplamento foi desenvolvido o que chamamos de MGB-SED AS e foi possível investigar e compreender padrões temporais e espaciais dos fluxos de sedimentos em suspensão na escala continental.

As principais conclusões relacionadas ao processo de desenvolvimento, avaliação do desempenho, e aplicação do modelo para verificação de padrões continentais são:

- O modelo de sedimentos foi capaz de realizar estimativas acuradas em diversos locais, o que foi avaliado com medições *in situ*. A calibração dos parâmetros do modelo MGB-SED AS melhorou as estimativas dos fluxos de sedimentos, reduzindo a exportação de sedimentos em suspensão da AS em condições naturais (sem barramentos) em 65% do valor estimado sem calibração.
- A utilização do método de propagação hidrodinâmica permitiu melhores estimativas dos sedimentos em suspensão, especialmente os picos de QSS simulados em locais com planícies de inundação. Ao utilizar o método de propagação simplificado e sem planícies, as estimativas das cargas anuais aumentaram em 18%.
- Verificou-se que o modelo tende a estimar valores menores de QSS, que são mais compatíveis com os dados observados do que com as estimativas dos estudos regionais e do modelo global avaliado. No entanto, o uso do modelo continental não exclui o uso de modelos em escalas regionais e locais.
- Os rios Amazonas ($4,36 \times 10^8$ t/ano), Orinoco ($1,37 \times 10^8$ t/ano), La Plata ($1,11 \times 10^8$ t/ano) e Magdalena ($3,26 \times 10^7$ t/ano) foram aqueles que apresentaram as maiores produções de sedimentos em suspensão, representando, respectivamente, 44%, 14%, 11% e 3% do total das descargas de sedimentos que chegam aos Oceanos.
- As planícies de inundação exercem um papel importante retendo cerca de 12% ($2,4 \times 10^7$ t/ano) dos sedimentos em suspensão que chegam aos rios.

Cerca de 57% do total depositado ocorrem nas grandes áreas alagadas, com as planícies Banãdo La Estrella (4×10^7 t/ano), Llanos de Moxos (2×10^7 t/ano), Amazônia central (2×10^7 t/ano) e as *wetlands* interfluviais do Peru (2×10^7 t/ano) representando as quatro regiões com maiores taxas de deposição.

- Regiões com maiores declividades e maiores precipitações apresentam maiores SSC, enquanto a QSS tende a ser maior onde as vazões são maiores.
- O aumento da Q nem sempre resulta em aumento da CSS/QSS. Especialmente em rios com grandes planícies de inundação, os picos da Q e da CSS/QSS podem acontecer com até meses de diferença.

Os resultados apresentados neste trabalho, permitiram conhecer a dinâmica espaço-temporal dos fluxos de sedimentos na América do Sul. Alguns mapas que foram gerados apresentam as taxas anuais de denudação, do transporte (descarga e concentração) e deposição (nas planícies) dos sedimentos em suspensão em todo o continente. Também foram gerados gráficos do balanço de sedimentos anual para alguns dos principais rios no que se refere ao transporte de sedimentos. Todas essas informações podem ser úteis para a realização de outros estudos em escala continental, relacionados, por exemplo, a reservatórios, fluxos de peixes, transporte de nutrientes, balanço de carbono e outros estudos relacionados a manutenção do ecossistema e conservação do solo. Além de outros estudos, essas informações podem subsidiar tomadas de decisões, o planejamento e a gestão do uso territorial continental. Estudos como o de Latrubesse et al. (2017) tem indicado um aumento da presença de barramentos na América do Sul. Assim, para se ter melhor conhecimento dos fluxos de sedimentos no presente é necessário que essas estruturas sejam consideradas dentro da modelagem de sedimentos, o que faz parte da continuação dessa pesquisa.

CAPÍTULO 3 - MUDANÇAS INDUZIDAS POR ATIVIDADES HUMANAS NOS FLUXOS DE SEDIMENTOS DA AMÉRICA DO SUL ENTRE 1984 E 2019

Este capítulo corresponde à uma versão traduzida do manuscrito intitulado “*Human-induced changes in South American sediment fluxes from 1984 to 2019*”, submetido e em revisão na revista *Nature* em dezembro de 2021.

3.1 Introdução

Os fluxos de sedimentos exercem um papel essencial fornecendo serviços sociais, econômicos e ambientais. Os fluxos superficiais, ricos em substâncias orgânicas e inorgânicas, suportam uma agricultura saudável e uma fertilização natural (Montanarella et al., 2016), fornecem nutrientes para os ecossistemas aquáticos (Best, 2019) e ajudam a manter a estabilidade estrutural dos rios, linhas de costa, mangues e planícies (Costanza et al., 1997; Ezcurra et al., 2019; Nagel et al., 2022). Contudo, os fluxos de sedimentos têm sido consideravelmente afetados pela aceleração da erosão induzida pelo homem, retenção de sedimentos em reservatórios, e mudanças de longo período nos padrões das precipitações (Ezcurra et al., 2019; Grill et al., 2019; Latrubesse et al., 2017; Quinton et al., 2010).

Nas últimas três décadas, 60% do território da AS experimentou mudanças no uso e cobertura do solo (LULCC, Zalles et al., 2021), com grandes áreas sendo convertidas em pastagens, agricultura e árvores de grande porte. No mesmo período, mais de 100 grandes reservatórios foram construídos (Figura 3-1), com uma capacidade de armazenamento de mais de 400 bilhões de m³. Além disso, diversos eventos de cheias e secas têm sido registrados nos últimos anos (CAI et al., 2020), com tendências de aumento da precipitação na região Amazônica e diminuição na Argentina central e no nordeste brasileiro (Figura 3-1). Essas mudanças em curso podem ocasionar efeitos prejudiciais nos ecossistemas da AS (e.g. planícies de inundação da Amazônia central e Pantanal), alguns dos locais mais ricos do mundo em termos de biodiversidade acima do solo, no solo e aquática (Albert et al., 2021; Barbarossa et al., 2020; Kemppinen et al., 2020). Portanto, é essencial entender a magnitude das mudanças dos fluxos de sedimentos, seus principais *drivers*, e seus papéis na mitigação dos efeitos de degradação dos ecossistemas.

Novas percepções são necessárias para reduzir a lacuna de conhecimentos sobre a dinâmica dos sedimentos fluviais, especialmente para grandes domínios geográficos englobando regiões transfronteiriças como os sistemas de rios da AS.

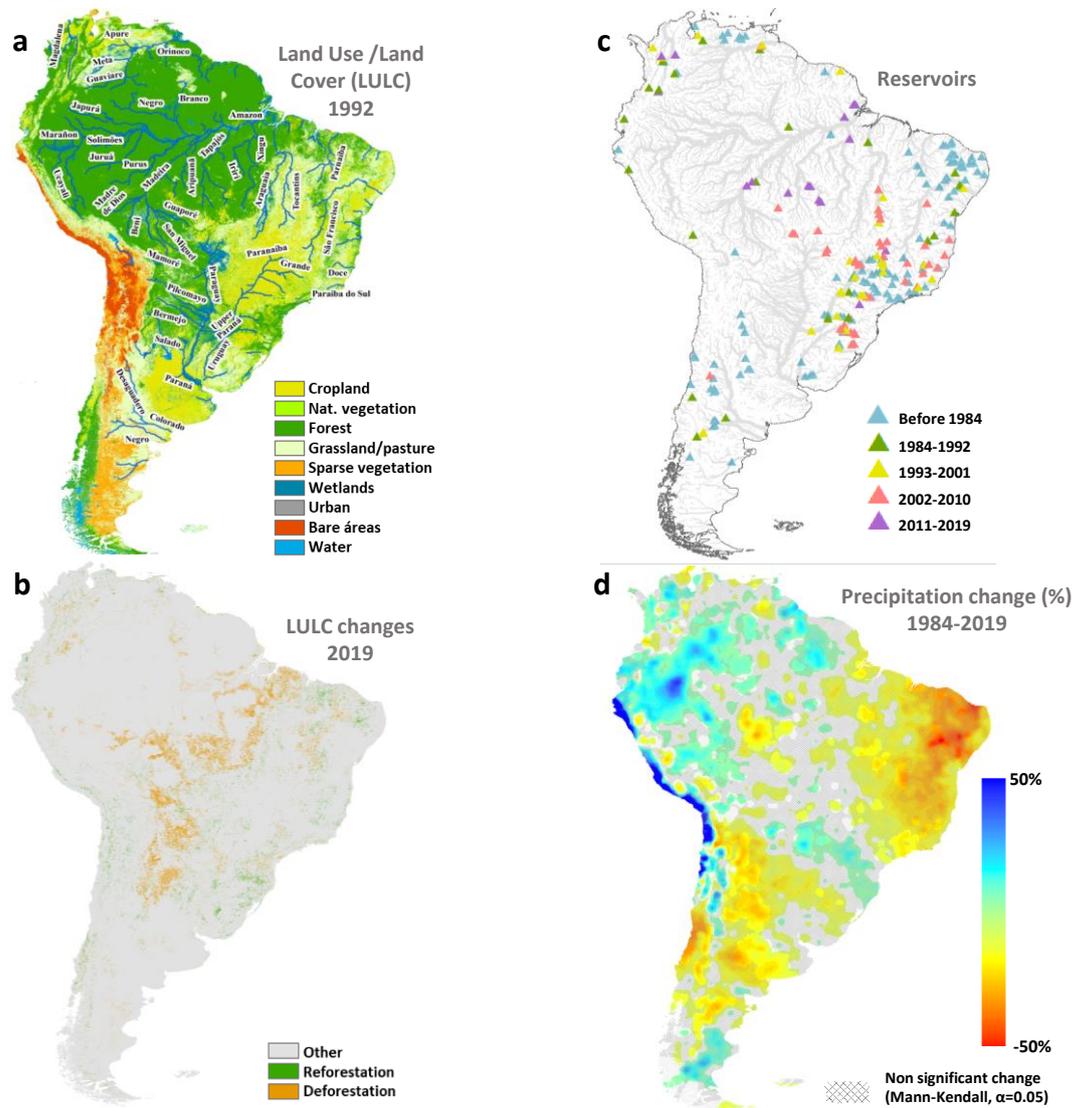


Figura 3-1: **a)** principais mudanças no uso e cobertura do solo entre 1992 e **b)** 2019, usando dados da Agência Espacial Europeia (<http://www.esa-landcover-cci.org/>). **c)** 234 grandes reservatórios (capacidade de armazenamento $> 10^6\text{m}^3$) das bases de Yigzaw (Yigzaw et al., 2018), Agência Nacional de Águas do Brasil e Operador Nacional do Sistema Elétrico do Brasil. **d)** tendências de mudanças da precipitação entre 1984 e 2019 usando precipitações diárias do MSWEP v1.1 (eck al., 2017) até 2014, e a partir de 2015 do GPM (Skofronick-Jackson et al., 2017).

Avaliações dos fluxos de sedimentos em grandes escalas são geralmente realizadas para caracterizar suas dinâmicas espaciais e temporais. Elas normalmente não tentam compreender as contribuições relativas da precipitação, reservatórios e LULCC sobre os fluxos de sedimentos. A partir da literatura, observou-se que a maioria dos estudos estiveram focados em descrever as mudanças nos fluxos de sedimentos

considerando um ou dois desses *drivers* (Almagro et al., 2017; Diodato et al., 2020; Forsberg et al., 2017; Huang et al., 2020; Latrubesse et al., 2017; Syvitski et al., 2009; Vörösmarty et al., 2003; Wei et al., 2019), e poucos forneceram análises detalhadas (Huang et al., 2020; Wei et al., 2019). Alguns estudos realizaram análises integradas com todos os *drivers* mencionados, mas as informações foram fornecidas para locais específicos ou com uma perspectiva mais genérica (Li et al., 2020; Macklin; Lewin, 2019).

Este estudo fornece a primeira análise aprofundada das alterações espaço-temporais nos fluxos de sedimentos da AS nos últimos 36 anos, considerando as mudanças na precipitação, reservatórios e no uso e cobertura do solo (LULC). Adicionalmente, relações entre essas mudanças e os impactos nos ecossistemas são apresentadas. Para alcançar esses objetivos, foram simulados cenários com o modelo de sedimentos de escala continental MGB-SED AS (Fagundes et al., 2021) utilizando precipitações diárias, 8 mapas de LULC e 234 grandes reservatórios. Essas simulações permitiram isolar a contribuição de cada *driver* e também avaliar seus efeitos combinados sobre os fluxos de sedimentos.

3.2 Métodos

Para alcançar o objetivo proposto, utilizou-se o modelo MGB-SED AS que foi apresentado detalhadamente no capítulo 2 na seção 2.3 bem como no material suplementar. Entretanto, nesse capítulo foi introduzido um módulo de reservatórios no modelo que é apresentado a seguir juntamente com outros detalhes importantes sobre o módulo de sedimentos e os demais detalhes utilizados na construção do estudo.

3.2.1 Transporte de sedimentos de leito e velocidade de queda das partículas em suspensão

As partículas de areia, consideradas aqui a carga de leito, são propagadas no modelo MGB-SED AS utilizando a equação da continuidade de Exner e a equação da capacidade de transporte de Meyer-Peter e Müller para quantificar o transporte, erosão e deposição no canal. Para a simulação inicial foi utilizado um diâmetro característico para areias igual a 0,1mm. Contudo, observou-se grande heterogeneidade dos diâmetros característicos em rios com alta declividade quando comparados aos rios com baixa declividade e por isso, desenvolveu-se uma equação empírica para estimar a diâmetro

característico para areias. Após uma busca exaustiva de dados de carga de leito da América do Sul em diversos jornais e repositórios (em Português, Espanhol e Inglês), foi selecionado o diâmetro D50 de 14 trechos de rios (CARVALHO, 2009; Fantin-cruz et al., 2020; Filho, 2016; Latosinski et al., 2017; Paiva, 1988, 2007; Paiva et al., 2011; Rizzardi, 2013; Strasser, 2008; Wiegand, 2009). Foi realizada uma única regressão utilizando o diâmetro D50 e a declividade (Slp , estimada a partir do MDE), gerando a Equação 3.1

$$D_{sand} = 0.4476Slp^{0.0776} \quad (3.1)$$

onde D_{sand} (mm) é o diâmetro característico de areia para um dado trecho de rio.

No módulo de planícies, a troca de sedimentos suspensos entre o rio e as planícies de inundação são computados assumindo que as planícies têm uma velocidade longitudinal igual a zero e uma mistura completa. Essas premissas implicam no fato que as concentrações de silte e argila são uniformes ao longo de um perfil vertical. A deposição de sedimentos é computada utilizando a equação de velocidade de queda das partículas (Equação 3.2, Wu & Wang, 2006). Sedimentos não depositados fluem de volta para o canal principal.

$$\omega_j = \frac{Mv}{Nd} \left[\sqrt{\frac{1}{4} + \left(\frac{4N}{3M^2} D_{*,j}^3 \right)^{\frac{1}{np}}} - \frac{1}{2} \right]^{np} \quad (3.2)$$

onde,

$$M = 53.5e^{-0.65Sp} \quad (3.3)$$

$$N = 5.65e^{-2.5Sp} \quad (3.4)$$

$$np = 0.7 + 0.9Sp \quad (3.5)$$

$$D_{*,j} = d \left[\frac{\left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1 \right) g}{v^2} \right]^{\frac{1}{3}} \quad (3.6)$$

e onde ν é a viscosidade cinemática da água; Sp é o fator de forma de Corey, adotado como 0,7 (WU, 2008); d [m] é o diâmetro nominal representativo da classe de partícula; $D_{*,j}$ é o diâmetro adimensional para o tamanho de partícula j ; ρ_s/ρ é a gravidade específica do sedimento; e g é a aceleração da gravidade adotada como 9,8 m/s².

3.2.2 Módulo de reservatórios

3.2.2.1 Regulação de vazão por reservatórios

O efeito da regulação para um determinado reservatório foi simulado usando uma rotina *offline*, isto é, a propagação hidrodinâmica de um dado trecho de rio de uma minibacia associada a um reservatório foi substituído por uma rotina *level-pool* (reservatório concentrado). Assim, a afluência do reservatório foi estimada como a afluência da minibacia, usando um fluxo uniforme como condição de contorno para as minibacia de montante, com uma média da declividade de água estimada a partir do MDE. A relação nível-armazenamento do reservatório foi obtida a partir das bases de dados nacionais do Agência Nacional de Águas e do Operador Nacional do Sistema Elétrico bem como da base global fornecida por (Yigzaw et al., 2018).

A vazão defluente foi simulada a partir de um esquema de operação simplificado proposto por Shin et al. (2019). Esse esquema foi utilizado, pois, recentemente, Fleischmann et al. (2021) mostraram que essa regra gerou resultados razoáveis para a simulação das defluências de mais de 30 reservatórios na bacia do rio Paraná. Os autores concluíram que apesar de simples e genérica, as estimativas realizadas foram úteis em estudos de mudanças hidrológicas em escala regionais.

O esquema proposto por Shin et al. (2019) é de uma regra baseada na demanda e afluência diárias para reservatórios hidrelétricos, que não possuem retiradas de água do sistema. Uma vez que a maioria dos grandes reservatórios na AS é para a geração de energia, propõe-se aqui expandir e usar essa regra para todos os grandes reservatórios. A defluência estimada é dada pela Equação 3.7 (Shin et al., 2019):

$$Q(i, t) = R_i K_{i,y} I_m + (1 - R_i) I_t \quad (3.7)$$

onde $Q(i, t)$ é a i th defluência em um passo de tempo diário t , R_i é a constante de capacidade de regulação que pode ser calibrada com observações ou calculada a partir da Equação 3.8, e é assumida igual a zero para reservatório a fio d'água ($R_i < 0.1$). I_m e I_t são as afluências medias anuais e diárias, respectivamente, e $K_{i,y}$ é a fração do

armazenamento no início do ano hidrológico (Equação 3.9). O ano hidrológico de cada reservatório é definido como iniciando no mês em que a vazão naturalizada (estimada sem reservatório) diminui para um valor abaixo da média de longo período.

$$R_i = \min(1, \alpha c_i) \quad (3.8)$$

$$K_{i,y} = S_{first,y} / \alpha C_i \quad (3.9)$$

onde o termo c_i é a razão entre a capacidade máxima de armazenamento do reservatório C_i e o afluência média anual ao reservatório ($c_i = C_i / I_m$), $S_{first,y}$ é o armazenamento no início do ano hidrológico y , $\alpha_{res} C_i$ é o armazenamento alvo, e α_{res} é uma constante definido como 0,85 (Hanasaki; Kanae; Oki, 2006). I_m foi calculada a partir de uma simulação prévia de longo período do modelo MGB, que incluiu as mudanças de uso e cobertura, mas não a presença de reservatórios.

Depois de estimar a $Q(i, t)$, o armazenamento do reservatório foi atualizado usando a Equação 3.10, que representa um reservatório concentrado.

$$V_{act}(i, t) = V_{act}(i, t - 1) + (I_t - Q(i, t)) * 86400 \quad (3.10)$$

onde $V_{act}(i, t)$ é o i th volume diário do reservatório no passo de tempo t .

Os reservatórios foram incluídos na simulação e começaram a gerar algum efeito sobre os fluxos de água e sedimentos no ano em que iniciaram sua operação. Foi adotado que os reservatórios estavam cheio no primeiro dia de simulação. Não foi considerado que o volume total do reservatório diminuísse ao longo do tempo devido à deposição de sedimentos.

Como descrito a seguir (equações 3.11-3.14), ajustes adicionais foram necessários para melhorar o esquema operativo e evitar situações irreais, como armazenamento negativo.

Para os reservatórios a fio d'água:

- Se o armazenamento do reservatório estava abaixo de 90% após calcular a $Q(i, t)$ e o $V_{act}(i, t)$, computou-se uma nova vazão (Equação 3.11) e volume (Equação 3.10).

$$Q^1(i, t) = Q(i, t) - \frac{V_{max} - V_{act}(i, t - 1)}{86400} \frac{V_{act}(i, t - 1)}{V_{max}} \quad (3.11)$$

onde $Q^1(i, t)$ é a vazão atualizada para o passo de tempo diário t .

- Se esse esquema resultar em um volume negativo, retomou-se os valores originais estimados pela Equação 3.10 e calculou-se uma nova vazão defluente usando a Equação 3.12

$$Q^1(i, t) = 0.01 \frac{V_{act}(i, t - 1)}{86400} \quad (3.12)$$

- Se a Equação 3.11, em vez disso, resultar em uma descarga negativa, recalculou-se a vazão atualizada como:

$$Q^1(i, t) = Q(i, t) - 0.01 \frac{V_{act}(i, t - 1)}{86400} \quad (3.13)$$

Para os reservatórios que não são a fio d'água:

- Se o armazenamento do reservatório está acima de 98% (quase vertendo) depois de calcular-se a $Q(i, t)$ e atualizar o V_{act} :

$$Q^1(i, t) = Q(i, t) + \frac{V_{act} - 0.98 V_{max}}{(1 - 0.98)V_{max}} (\max(0.0, I_t - Q(i, t))) \quad (3.14)$$

- Se o armazenamento do reservatório está abaixo de 20% depois de calcular-se a $Q(i, t)$ e atualizar o V_{act} , utilizou-se a mesma abordagem apresentada para os reservatórios a fio d'água quando esses possuem menos de 90% de armazenamento.

3.2.2.2 Deposição de sedimentos no reservatório

Para representar a deposição de sedimentos finos (silte e argila) nos reservatórios, utilizou-se a Equação 3.15 (Julien, 2010)

$$C(i, t, j) = Co(i, t, j) e^{\frac{-X_i \omega_j}{h_i u_i}} \quad (3.15)$$

onde $C(i, t, j)$ é a concentração de sedimentos em suspensão a jusante do i -ésimo reservatório no passo de tempo diário t para a classe de partícula (silte ou argila) j ; $Co(i, t, j)$ é a concentração de sedimentos em suspensão a montante do i -ésimo reservatório no passo de tempo diário t para a classe de partícula j ; X_i é o comprimento

longitudinal do i -ésimo reservatório; ω_j é a velocidade de queda (Equação 3.2) para a classe de partícula j ; h_i é a profundidade média do i -ésimo reservatório (Equação 3.16); u_i é a velocidade longitudinal do i -ésimo reservatório (Equação 3.17).

$$h_i = \frac{V_{act}}{Ares_i} \quad (3.16)$$

onde $Ares_i$ é a área superficial do i -ésimo reservatório.

$$u_i = \frac{I_t}{h_i \left(\frac{Ares_i}{X_i} \right)} \quad (3.17)$$

Para os sedimentos grosseiros (areias), assumiu-se que toda a carga de sedimentos chegando no reservatório é depositada.

3.2.3 Dados para a simulação e parametrização do MGB-SED AS

Para compreender as mudanças nos fluxos de sedimentos no período entre 1984-2019, serão utilizados dados diários de chuva da base dados *Multi-Source Weighted Ensemble Precipitation - MSWEP* (Beck et al., 2017) de 1984 a 2014 e da base de dado *NASA Global Precipitation Measurement Mission – GPM* de 2015 a 2019 (Skofronick-Jackson et al., 2017). Para os dados do GPM foi realizado a correção do viés da precipitação para que os valores estivessem mais compatíveis com os dados do MSWEP. Essa correção foi realizada por meio do método quantil-quantil, parametrizado pela função gama. Médias de longo período (normais climatológicas) para a temperatura do ar na superfície, pressão atmosférica, radiação solar incidente, umidade relativa e velocidade do vento serão obtidas do Climate Research Unit (CRU) Global Climate v.2 (New et al., 2002) e serão usadas para calcular a evapotranspiração.

Enquanto no Capítulo 2 foi utilizado o mapa de URH da América do Sul (Fan et al., 2015), para simular as mudanças de LULC utilizou-se oito mapas fornecidos pela Agência Espacial Europeia (*European Space Agency*, <http://www.esa-landcover-cci.org/>) e foram construídos novos mapas de URH para os seguintes anos (períodos simulados): 1992 (1984-1992), 1995 (1993-1995), 1998 (1996-1998), 2001 (1999-2001), 2005 (2002-2005), 2010 (2006-2010), 2015 (2011-2015) e 2019 (2016-2019). Um intervalo curto foi utilizado nos primeiros anos porque de acordo com a literatura (Zalles et al., 2021), as mudanças de LULC observadas nesse período foram maiores que as ocorridas

recentemente. Os mapas têm uma resolução espacial de 300m; utilizou-se a mesma base apresentada por Fan et al., (2015) para representar os tipos de solo (raso e profundo).

Os parâmetros utilizados para calcular a MUSLE foram os mesmos apresentados no Capítulo 2, seção 2.3.3.

Foram utilizados dados de 234 grandes reservatórios (capacidade de armazenamento $> 10^6\text{m}^3$) na América do Sul da base dados do Yigzaw et al. (2018), ANA e ONS. Os reservatórios foram selecionados usando os seguintes critérios: (i) eles estão em operação; (ii) eles possuem informação de cota-área-volume; (iii) eles não estão localizados em minibacias de cabeceira (áreas de drenagem $\sim 1000\text{km}^2$). Usando informações de área e volume, ajustou-se um polinômio de grau quatro para cada reservatório, que foi utilizado para estimar a área superficial diária a partir do volume armazenado diário. Quando os comprimentos longitudinais dos reservatórios não estavam disponíveis, eles foram estimados usando uma análise visual e ferramentas de sistema de informações geográfica a partir de imagens de satélite.

3.2.4 Validação dos módulos de sedimentos e reservatórios

Reservatórios foram validados comparando as vazões de 376 estações *in situ* com os dados simulados o modelo MGB-SED AS com e sem reservatórios. Usando valores observados e simulados calculou-se a métrica Skill Score (SC, Equação 3.18, Figura 3-2) para o coeficiente de eficiência de Nash e Sutcliffe (*NSE*, Nash & Sutcliffe, 1970).

$$SC = \frac{NSE_{reservoir} - NSE}{1 - NSE} \quad (3.18)$$

A validação das vazões para 12 estações localizadas nos principais rios que atravessam o continente é apresentada na Figura 3-3. A validação dos volumes simulados dos reservatórios e das defluências dos reservatórios usando o MGB-SED AS é apresentada na Figura 3-4. Os resultados demonstram a performance razoável do modelo, especialmente em simular a dinâmica dos volumes, o que é uma variável importante no cálculo da retenção de sedimentos nos reservatórios no modelo MGB-SED AS (Equações 3.15, 3.16 e 3.17)

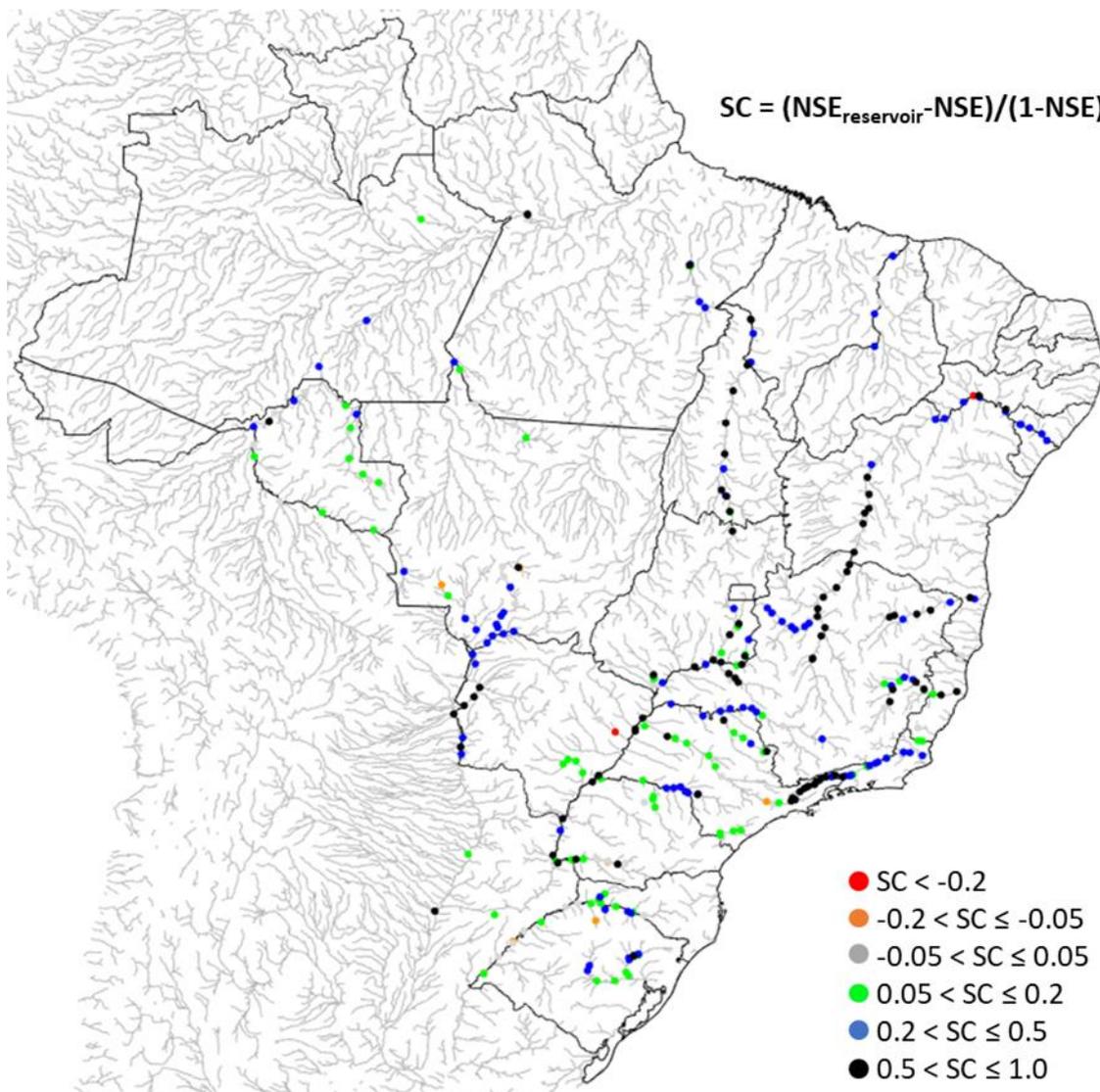


Figura 3-2: Performance do modelo MGB-SED AS na América do Sul em termos de vazão. Comparações entre as vazões simuladas com e sem reservatórios com as vazões observadas da ANA de 376 estações considerando a métrica *Skill Score* (SC) do coeficiente de eficiência de Nash e Sutcliffe (Nash; Sutcliffe, 1970). Pontos em preto, azul e verde apresenta valores das estações que tiveram melhor performance ao considerar os reservatórios. Os pontos em laranja e vermelho apresentam valores quando a performance foi pior ao considerar os reservatórios. Os pontos em cinza mostram que as simulações com reservatórios apresentaram poucas mudanças nos valores das vazões. A mediana do coeficiente de Nash e Sutcliffe aumentou de 0,41 para 0,57 na simulação com reservatórios.

Após incluir os reservatórios e obter resultados simulados satisfatórios quando incluídas as mudanças de LULC, foram realizados alguns ajustes manuais de tentativa e erro nos parâmetros α e β da MUSLE. A performance do modelo para os fluxos de sedimentos foi avaliada em três estágios diferentes: (i) foi utilizado o período de 1992-2009 e o erro relativo *BIAS* (%) para avaliar as descargas de sedimentos em suspensão (QSS) nas mesmas 595 estações utilizadas no Capítulo 2 (Figura 3-5); foram comparadas as descargas simuladas e observadas de sedimentos de leito anual e diárias (Figura 3-5). Os dados de descarga de leito foram adquiridos de estudos locais e regionais (Alarcón et

al., 2003; CNEN/CDTN - Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear & IFNMG/Campus Januária - Instituto Federal do Norte de Minas Gerais, 2020; Gamaro et al., 2011, 2014; Latrubesse et al., 2009; Martins et al., 2009; Martins & Stevaux, 2005; Szupiany et al., 2005) usando outras abordagens (por exemplo, técnicas acústicas para monitorar dunas). Menciona-se que ambos os dados diários e anuais de descarga de leito são extremamente escassos nos rios da AS. Na Figura 3-7 se apresenta um exemplo do efeito dos reservatórios na concentração de sedimentos em suspensão a jusante de grandes reservatórios, comparando duas simulações considerando a presença e ausência dos reservatórios com os dados observados da ANA.

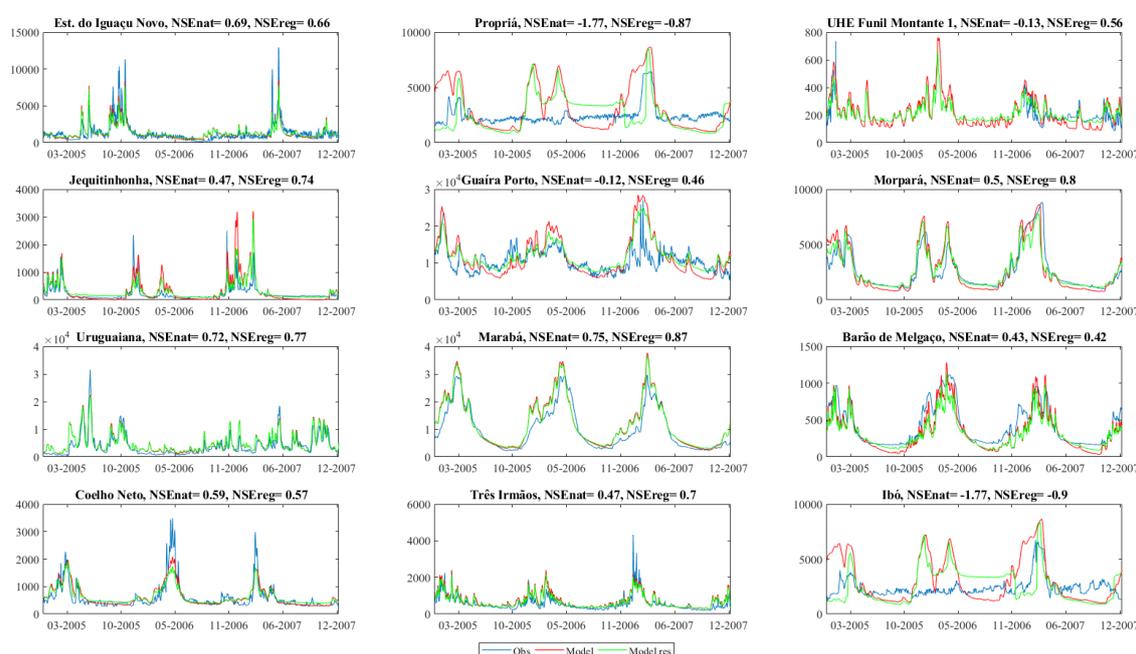


Figura 3-3: Performance do modelo MGB-SED AS para as estações de vazões a jusante dos reservatórios. Comparação entre as observações (*Obs*) e os valores simulados com (*Modelres*) e sem (*Model*) reservatórios. *NSEnat* indica o valor do coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe calculado entre as vazões *Obs* e *Model*. *NSEreg* indica o valor do coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe calculado entre as vazões *Obs* e *Modelres*.

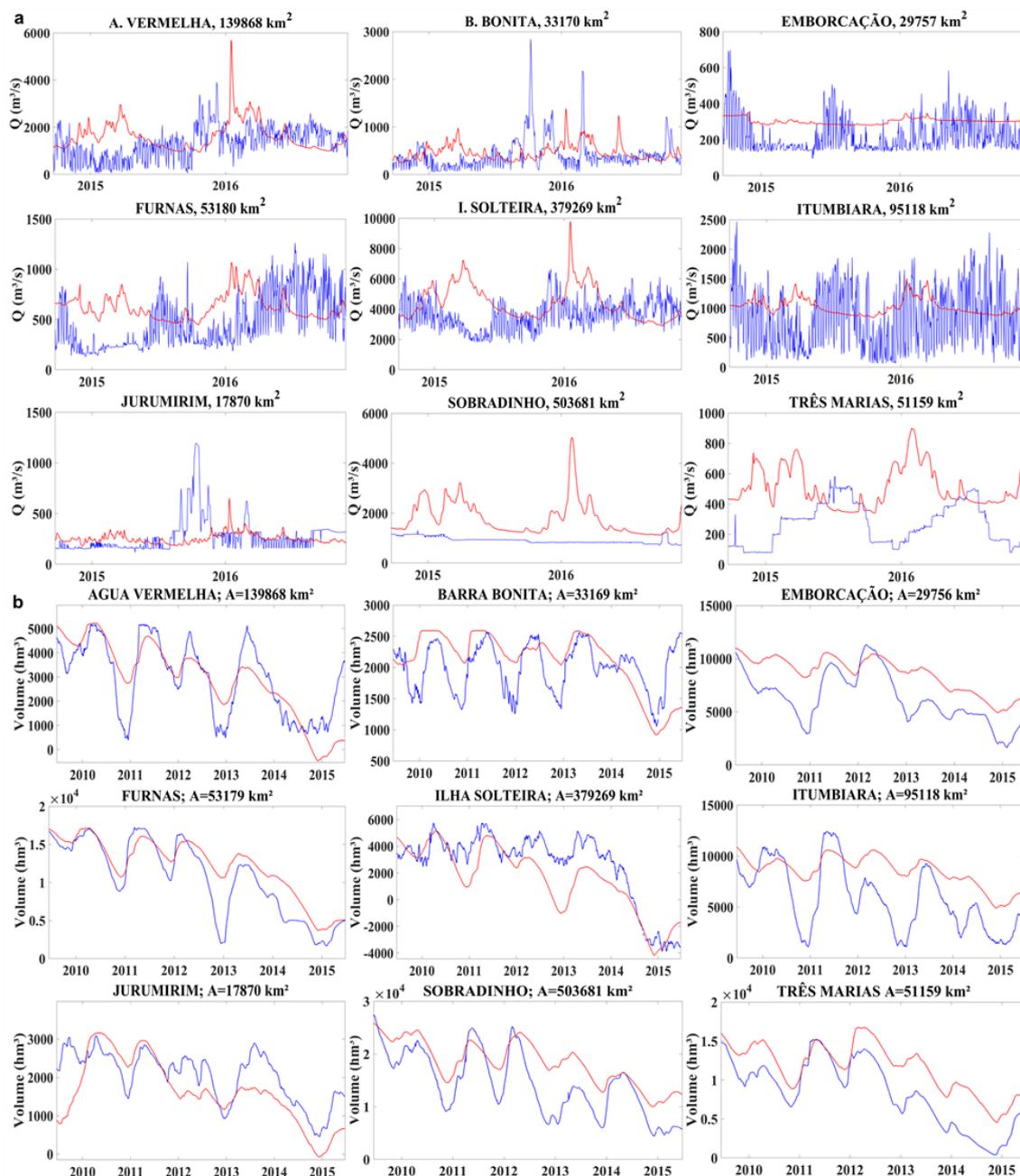


Figura 3-4: a) Comparação das vazões defluentes simuladas (vermelho) e observadas (azul) e b) do volume ativo simulado (vermelho) e observado (azul) para diversos reservatórios brasileiros. Quanto mais regularizado o reservatório e mais complexas são as regras de operação, mais difícil é de representar as descargas e os volumes.

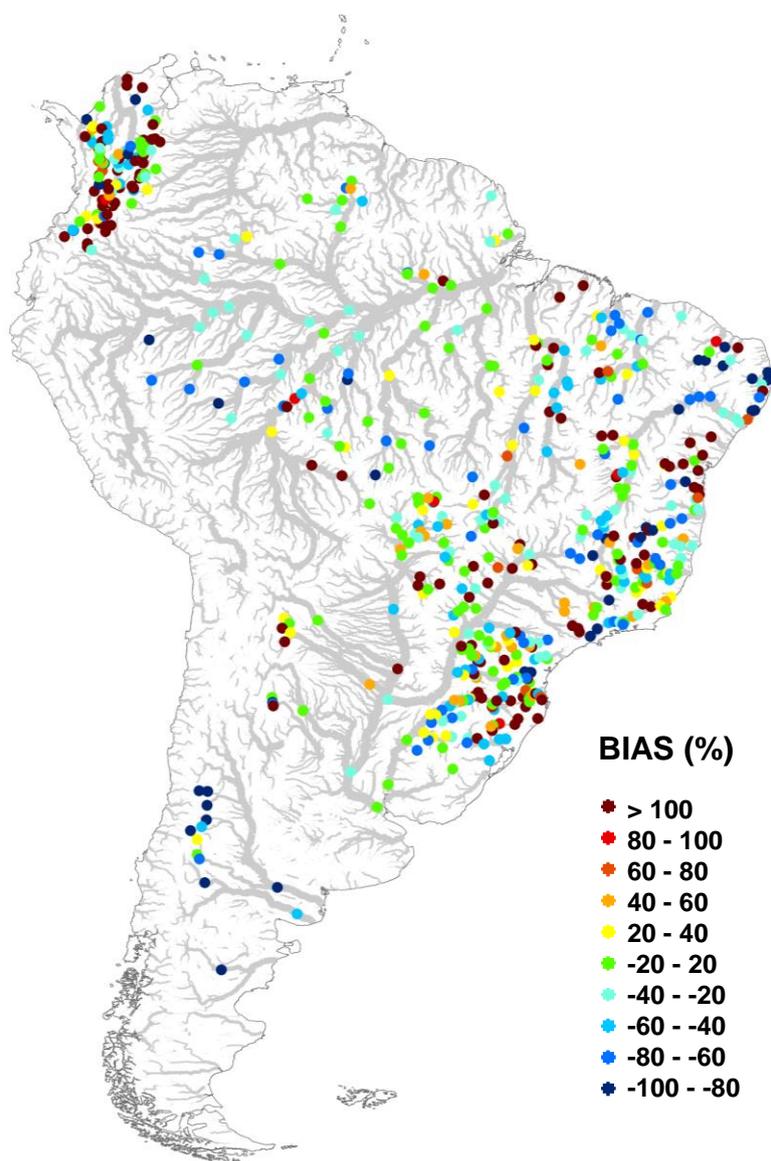


Figura 3-5: Performance do modelo MGB-SED AS na América do Sul em termos da descarga de sedimentos em suspensão (QSS). Erros relativos (BIAS, %) foram computados comparando-se as QSS diárias simuladas e observadas para 595 estações de sedimentos da Agência Nacional de Águas do Brasil, *Base de Datos Hidrológica Integrada da Argentina* (BDHI) e do *Instituto de Hidrologia, Meteorologia e Estudos Ambientais da Colômbia* (IDEAM). Quanto mais próximo de zero, melhor as estimativas do modelo com relação às observações.

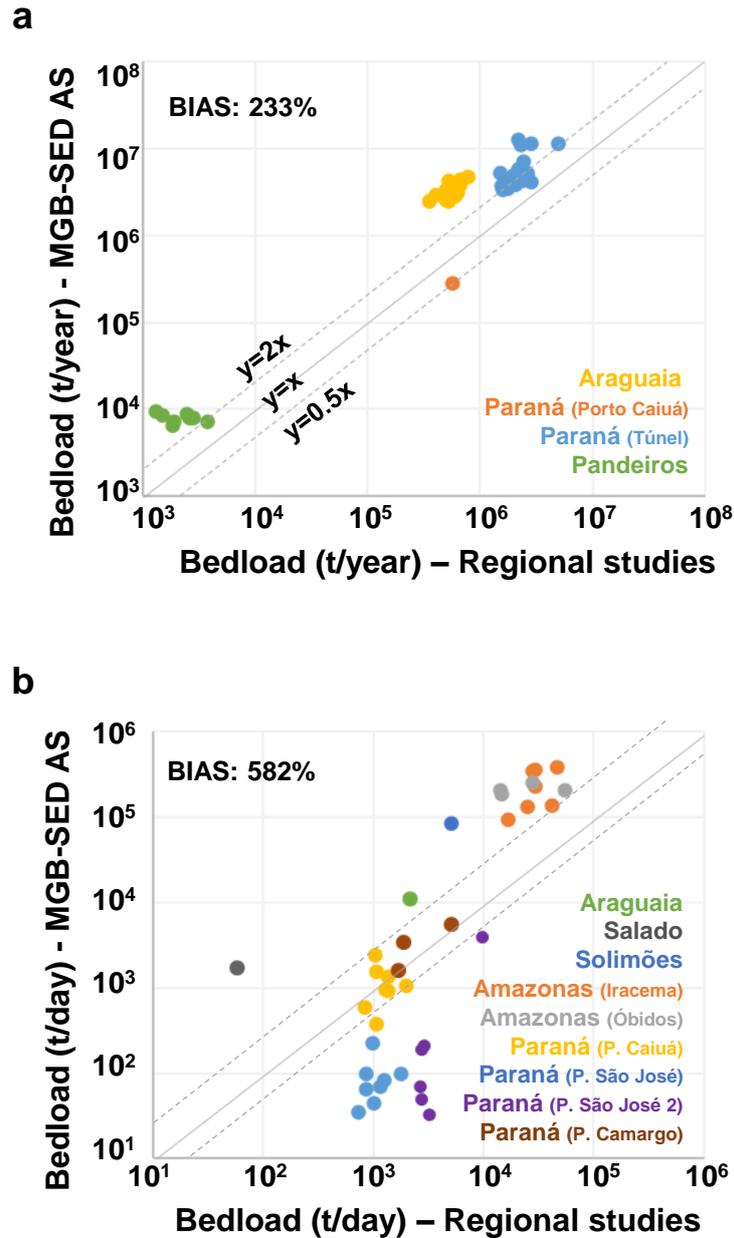


Figura 3-6: Performance do modelo MGB-SED AS na América do Sul em termos da descarga de sedimentos de leito (QSL). Erro relativo (BIAS, %) de 11 estações de descarga de leito são comparados utilizando os valores simulados com o modelo MGB-SED AS e valores estimados por estudos regionais.

a) valores anuais. **b)** valores diários. O BIAS foi computado considerando todos os dados disponíveis como uma única série temporal devido à escassez de dados observados. Quanto mais próximo de zero for o BIAS, mais próximas são as estimativas do modelo com relação as estimativas dos estudos regionais.

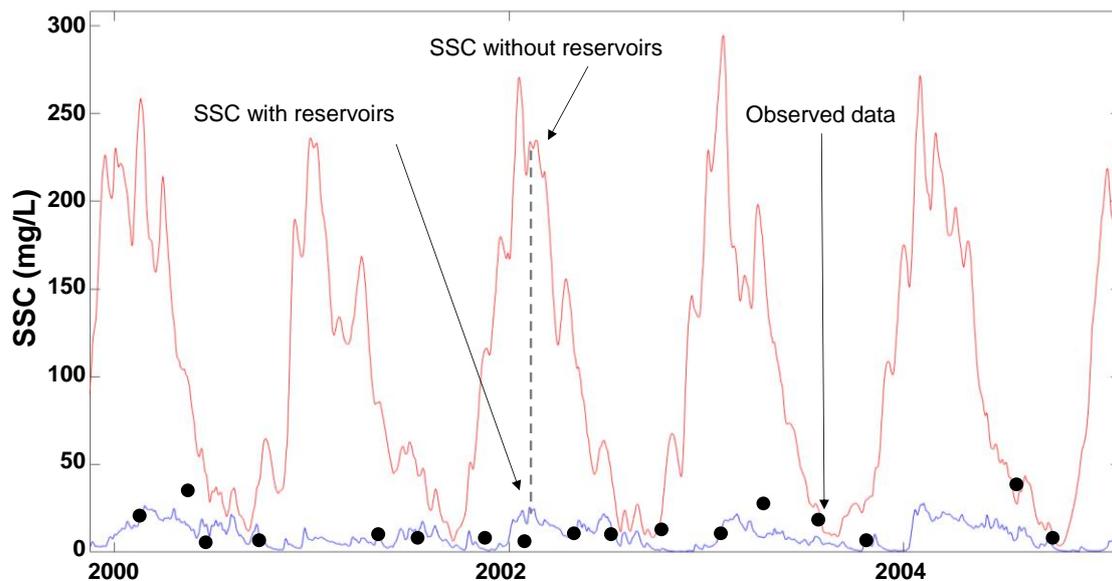


Figura 3-7: Efeitos dos reservatórios na concentração de sedimentos em suspensão (SSC) simulada a jusante de grandes barramentos na estação Propriá ($A_{\text{drenagem}} = 634.338 \text{ km}^2$), rio São Francisco. A SSC simulada é mais próxima dos valores observados quando a simulação foi realizada considerando a presença dos reservatórios.

3.2.5 Análises de longo período das mudanças dos fluxos de sedimentos

Foram realizadas três análises principais para entender como os fluxos de sedimentos mudaram desde 1984. As simulações consideraram que as precipitações se alteram diariamente, os reservatórios iniciaram sua operação no primeiro ano operativo (se isso aconteceu antes de 1984, sua operação iniciou-se junto com o início da simulação), e LULCC. A simulação iniciou-se em 1979 e foram usados cinco anos para aquecer o modelo. Três cenários principais foram então simulados para isolar o efeito de cada *driver* (precipitação, LULC e reservatórios), e uma simulação final foi realizada para entender os efeitos sinérgicos de todos esses *drivers* sobre os fluxos de sedimentos:

- *Cenário de mudanças da precipitação* – mapa de LULC de 1992, módulo de reservatórios desativado e precipitação diária de 1984-2019.
- *Cenário de mudanças com reservatórios* – mapa de 1992, módulo de reservatório ativado, e precipitação diária do ano de 2012. Uma série de precipitações diária de 36 anos foi criada repetindo os dados de 2012. Testou-se vários anos e o ano de 2012 foi escolhido por esse representar a precipitação mediana na América do Sul durante todo o período simulado.

- *Cenário de mudanças de LULC* – todos os mapas de LULC, módulo de reservatórios desativado, precipitação diária do ano de 2012.
- *Cenário dos efeitos combinados* – todos os mapas de LULC, módulo de reservatórios ativado, precipitação diária de 1984 a 2019.

A primeira análise teve como foco as mudanças temporais. A simulação para todo o período (36 anos) foi dividida em quatro períodos de 9 anos (1984–1992, 1993–2001, 2002–2010, 2011–2019). Calculou-se então a descarga total de sedimentos (QST) anualmente para cada cenário e realizou-se a média para todo o período. O período de 1984-1992 foi considerado como o período base e calculou-se as mudanças relativas para os demais períodos (Equação 3.19)

$$\text{Changes (\%)} = 100x \frac{QST_{tf} - QST_{1984-1992}}{QST_{1984-1992}} \quad (3.19)$$

onde tf é o período futuro (1993–2001, 2002–2010 ou 2011–2019).

A segunda análise focou nas mudanças globais utilizando apenas o cenário de efeitos combinados para identifica os rios com alterações significativas. Foi utilizado dois critérios estatísticos para definir mudanças significativas: 1) a mudança de longo período da QST em um dado rio foi acima de 5%; 2) a mudança foi estatisticamente significativa ao nível de 5% usando o teste de Mann-Kendall (teste M-K, Kendall & Gibbons, 1975). A mudança de longo período da QST foi computada usando uma regressão linear (tempo x QST) para todo o período simulado comparando o primeiro e o último ponto da reta ajustada. Utilizou-se essa abordagem ao invés da Equação 3.19 porque observou-se que as séries de QST exibiram comportamentos com alta variabilidade devido a variabilidade interanual da precipitação, o que poderia ser mal interpretado se fossem utilizadas apenas as médias para os 9 anos. Por exemplo, o último período (2011-2019) foi bem seco sobre grande parte do leste da América do Sul, e esse fenômeno poderia ser considerado erroneamente como uma tendência. Para além dos critérios apresentados, os rios foram considerados significativamente afetados quando eles apresentaram mudanças significativas na QST em mais de 40% do rio principal.

A terceira e última análise foi conduzida para identificar os principais *drivers* responsáveis pelas mudanças em cada rio com mudanças significativas. Observou-se que as mudanças nas séries de QST foram mais abruptas quando apenas os reservatórios ou

LULC foram considerados, principalmente porque essas mudanças foram mais progressivas no tempo. Contudo, mudanças na precipitação foram mais variáveis, com alternâncias de períodos secos e úmidos. Assim, para computar as mudanças (%) de longo período apropriadamente para cada driver, foi utilizada a Equação 3.19 para os cenários de mudanças de LULC e nos reservatórios e um ajuste linear para o cenário de precipitação.

Embora as mudanças dos fluxos de sedimentos tenham sido calculadas para diversos rios da AS, a análise realizada foi focada nos principais rios. Esses foram classificados como aqueles com áreas de drenagem maiores que 100.000 km² e QST simulada sem a influência de reservatórios maiores que 1.000.000 t/ano. Esse último critério foi adotado porque ele considera uma condição mais natural para os rios. Mais que um *driver* poderia ser dominante para alguns trechos de rios em alguns grandes rios. Para esses casos, o *driver* dominante foi selecionado baseado em dois critérios: i) se o rio foi parcialmente afetado tanto pela precipitação quanto LULC, o *driver* com a maior abrangência na parte mais a jusante do rio foi selecionado como o dominante; ii) o *driver* reservatórios foi selecionado quando seu efeito foi observado em um trecho de rio que drenasse mais de 50% da área total da bacia.

3.3 Análise continental no tempo e no espaço

As análises realizadas indicaram que 51% dos principais rios da AS têm mostrado mudanças estatisticamente significantes no transporte de sedimentos ao longo dos últimos 36 anos (1984-2019). Em 36% dos grandes rios avaliados (Tabela 3-1), as mudanças foram diretamente provocadas por atividades humanas como o desmatamento e o barramento de rios, enquanto as alterações nas precipitações governaram 15% dessas mudanças. Mudanças absolutas no transporte anual de sedimentos maiores que 10% foram observadas em 14 dos 39 principais rios da AS. O aumento dos fluxos de sedimentos foram mais frequentes nos rios da bacia Amazônica. Em contraste, reduções foram detectadas nas porções nordeste e sudeste do continente (e.g. rios Paraná, Uruguai, Tocantins e São Francisco). O aporte simulado médio de sedimentos dos rios da AS para os oceanos foi de 834 milhões de toneladas por ano (Mt/ano), diminuindo ao longo do período analisado (Figura 3-10). De 2011 a 2019, AS entregou 771 Mt/ano para os oceanos, quase 10% menos que os 849 Mt/ano entregues entre 1984 e 1992. O aporte de

sedimentos para os oceanos Atlântico Sul e Norte foram reduzidas em 26,0% e 1,4%, respectivamente, próximas das reduções no aporte de sedimentos dos rios Paraná (23,0%) e Amazonas (4,7%, Figura 3-8).

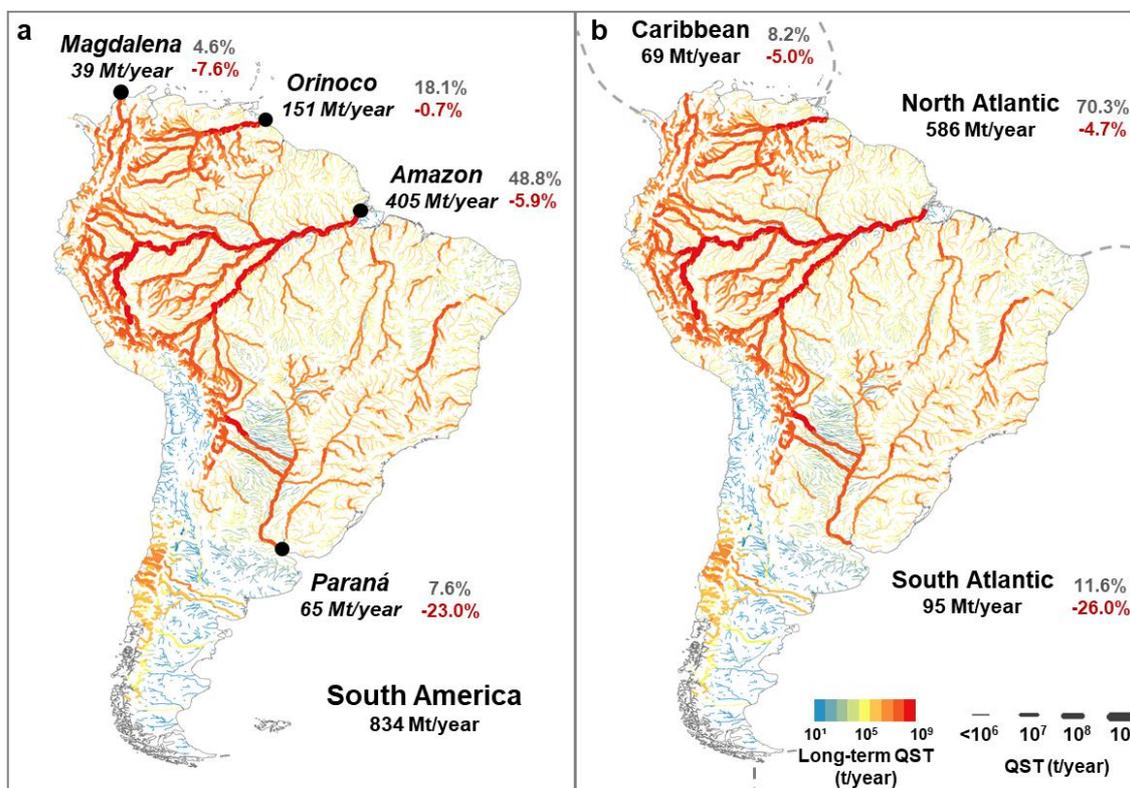


Figura 3-8: Média de longo período da descarga de sedimentos total (QST) simulada e o impacto para o suprimento dos oceanos Caribe, Atlântico Norte e Sul; **a)** Principais rios responsáveis pelo suprimento de sedimentos para os oceanos. **b)** quanto de sedimentos chegando nos oceanos. Os números em cinza indicam o percentual relativo da carga de sedimentos em comparação com o total que alcança os oceanos. Números em vermelho indicam a redução relativa em 2011-2019 em comparação com 1984-1992.

A precipitação foi o principal *driver* responsável pela redução da QST nos rios da AS (Figura 3-10). Por exemplo, estimou-se uma redução de 6,1% no aporte de sedimentos para os oceanos entre 2011-2019 quando somente o efeito da precipitação foi considerado (Figura 3-10-A.4). A natureza variável da precipitação ao longo do tempo mostrou que o *driver* climático tem um impacto abrangente e significativo nos fluxos de sedimentos em grandes partes da AS. Em contraste, LULCC resultou em efeitos locais, mas mais substanciais, com diversos rios apresentando valores de mudanças na QST acima de 80% (Figura 3-10-h). Além disso, os efeitos da LULCC foram progressivos ao longo do tempo, sendo a região do arco do desmatamento na Amazônia a principal área afetada (Figura 3-10). Essa região tem sido desmatada (1.424 ha/ano, INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2021) para a criação de gado, plantação de soja e outras culturas (Song et al., 2018, 2021; Zalles et al., 2021). O efeito de reservatórios foi cumulativo ao

longo dos rios, e quanto maior a capacidade de armazenamento do reservatório, mais retenção de sedimentos. Comparando-se o período atual (2011-2019) com o período base (1984-1992), os represamentos de rios foram responsáveis por reduzir o aporte de sedimentos para os oceanos em 5%. Diversos reservatórios foram construídos para a expansão da rede de energia hidrelétrica brasileira, especialmente após crises energéticas no início do século XXI. Contudo, muitos reservatórios existiam na AS antes de 1984 (Figura 3-1). Assim, estimou-se uma redução de 25% no aporte de sedimentos para os oceanos causada pelos reservatórios em operação no ano de 2019 quando comparado a um cenário natural (sem reservatórios, Figura 3-9).

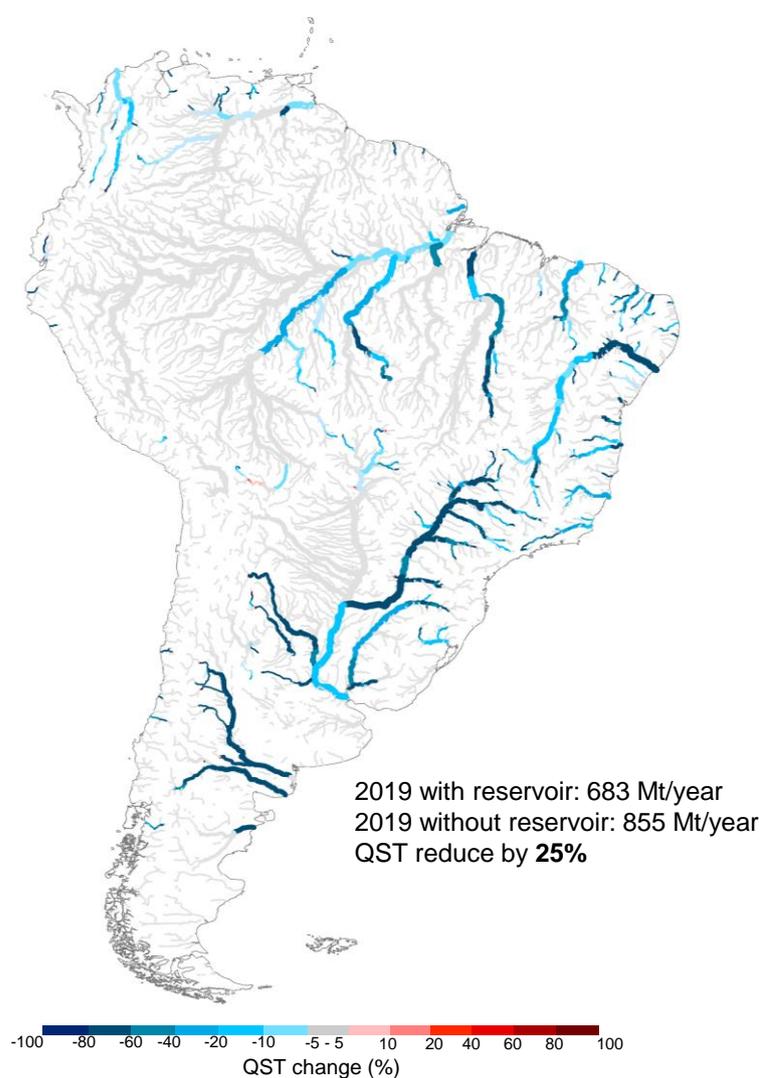


Figura 3-9: Mudança da QST devido ao efeito de reservatórios considerando o ano de 2019. Duas simulações foram realizadas: uma com a presença e outra com a ausência de 234 grandes reservatórios apresentados na Figura 3-1. Essas mudanças indicam não somente o efeito dos reservatórios no período simulado mas também aqueles existentes antes de 1984.

Tabela 3-1: Estimativas de longo período do transporte de sedimentos, principais alterações e drivers dominantes das mudanças para os principais rios da América do Sul. A é a área de drenagem, Q é a vazão, QSS e QST são as descargas de sedimentos em suspensão e total, respectivamente.

Rio	A (km ²)	Q (m ³ /s)	QSS (Mt/year)	QST (Mt/year)	Mudança na QST (%)	Driver Dominante
Amazon	5,927,062	199,798	325.1	405.8	-6	-
Apure	137,051	2,094	16.0	18.1	-6	-
Araguaia	387,051	6,195	6.9	11.0	-6	-
Aripuanã	147,519	4,390	0.6	1.2	18*	LULCC
Beni	119,697	2,200	81.9	83.8	0	-
Bermejo	107,526	464	25.9	27.2	-31*	Precipitation
Branco	191,221	5,832	4.7	7.1	8	-
Colorado	295,416	185	0.2	0.6	-60*	Reservoir
Grande	143,928	2,277	0.5	0.6	-33*	Reservoir
Guaporé	355,220	3,315	3.9	5.4	18*	LULCC
Guaviare	139,337	6,454	10.4	14.3	4*	Precipitation
Irirí	142,686	4,563	0.6	1.1	19*	LULCC
Japurá	270,763	15,255	11.1	20.2	7	-
Juruá	182,140	5,979	29.2	34.5	-26	-
Madeira	1,372,401	28,823	155.3	172.2	-26	-
Madre de Dios	125,756	4,082	74.5	85.3	-2	-
Magdalena	261,343	7,304	28.2	38.9	-8*	LULCC
Mamoré	236,242	3,237	62.0	64.5	-7	-
Marañón	365,659	15,262	138.0	161.0	1	-
Meta	109,518	4,003	27.8	31.9	-7	-
Negro (Amazon)	716,166	34,887	9.2	14.2	10*	Precipitation
Negro (Argentina)	113,495	834	0.2	0.6	-80	-
Orinoco	940,567	33,186	116.9	151.2	-1*	Precipitation
Paraguay	535,249	2,541	6.0	8.5	-9	-
Paraná	2,602,798	21,792	59.2	65.1	-23*	Precipitation
Paranaíba	224,199	3,426	2.2	3.2	-44*	Reservoir
Parnaíba	333,763	962	1.9	3.4	-49	-
Pilcomayo	114,123	21	25.6	25.6	-2	-
Purus	379,473	11,424	24.5	33.8	9	-
Salado	226,464	175	0.3	0.9	-12*	Reservoir
San Miguel	125,840	777	2.5	2.9	7*	LULCC
São Francisco	638,874	2,779	0.9	2.6	-42*	Precipitation
Solimões	2,219,829	90,783	249.9	304.1	1	-
Tapajós	495,396	15,260	3.4	5.8	27*	LULCC
Tocantins	774,414	13,656	5.1	6.5	-46*	Reservoir
Ucayali	353,575	9,689	102.7	119.1	-4	-
Upper Paraná	954,777	15,557	5.1	6.5	-73*	Reservoir
Uruguay	267,152	7,172	4.0	4.0	-49*	Reservoir
Xingu	514,318	13,946	2.5	4.4	1*	LULCC

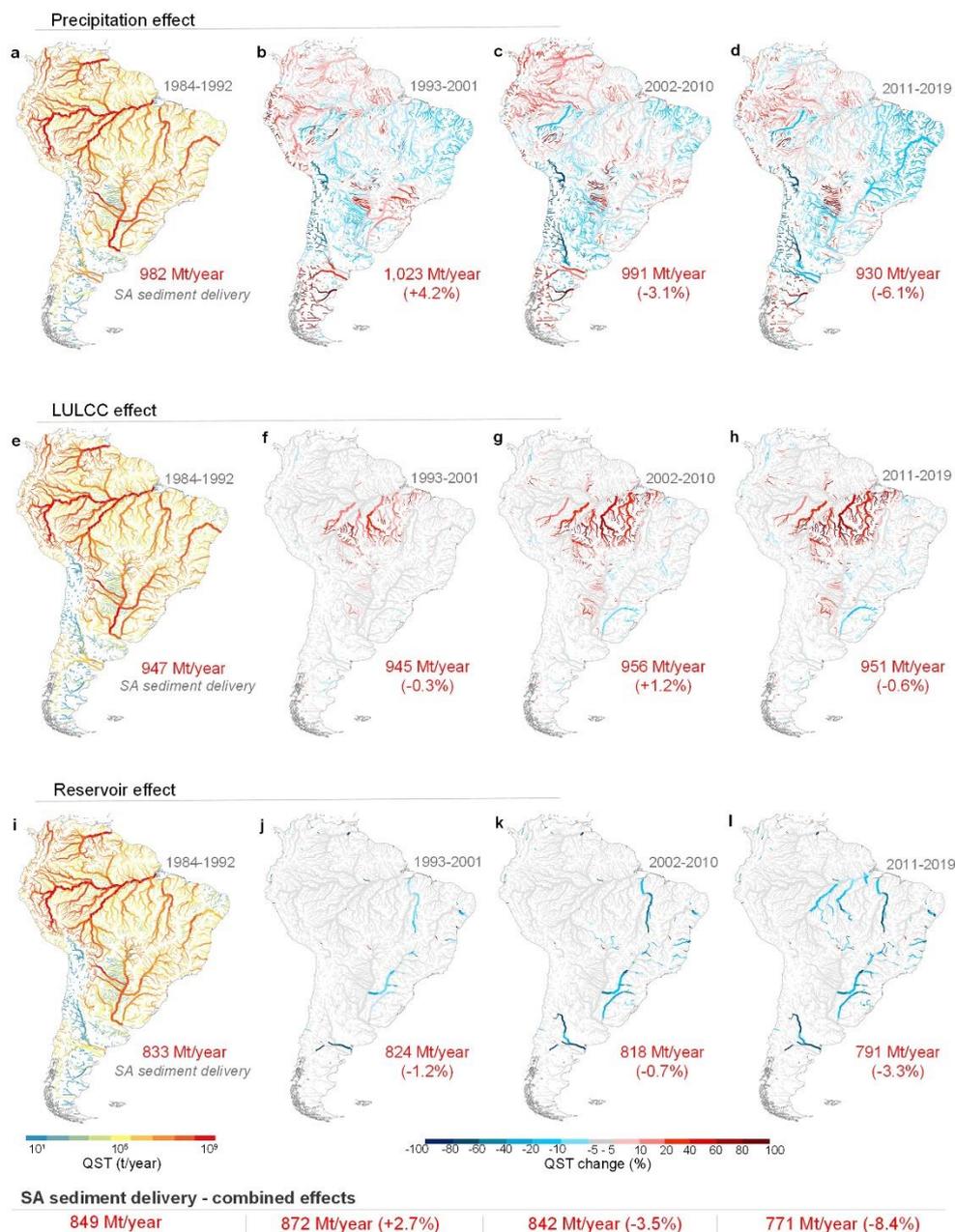


Figura 3-10: Mudanças temporais nos fluxos de sedimentos nos rios da América do Sul entre 1984-2019. Os mapas mostram a descarga total de sedimentos simulados (QST) e suas mudanças (%) considerando os efeitos isolados das mudanças na precipitação (a–d), mudanças no uso e cobertura da terra (LULCC, e–h), e reservatórios existentes (i–l). Os mapas a, e, e i mostram os valores de QST para o período base (1984-1992). Os demais mapas apresentam as mudanças dos fluxos de sedimentos comparadas ao período base. Os números em vermelho indicam o aporte médio de sedimentos da América do Sul (AS) para os oceanos em cada período. Os valores percentuais indicam o aumento ou redução do aporte de sedimentos comparados ao período anterior. Esses valores são apresentados na parte inferior da figura (*SA sediment delivery - combined effects*) para os efeitos combinados de cada *driver*, isto é, quando as simulações foram realizadas considerando o efeito sinérgico da precipitação, LULCC e reservatórios nos fluxos de sedimentos.

Os principais *hotspots* de aumento da QST governados pela LULCC e precipitação foram na região Amazônica (Figura 3-11). Essas perturbações nos fluxos de sedimentos podem requerer mais fertilizantes para a produção de alimentos (Borrelli et

al., 2017), afetar a migração de meandros e gerar prejuízos sociais e econômicos para as comunidades ribeirinhas (Nagel et al., 2022). O aumento dos fluxos de sedimentos na Amazônia também pode ser acompanhado de altas concentrações de mercúrios nos rios (Benefice et al., 2010; Webb et al., 2004; Yokoo et al., 2003), nas áreas alagadas (Roulet et al., 2001) e nos peixes (Lino et al., 2019). Esses aumentos podem estar relacionados às mudanças nas capacidades neurocomportamentais de adultos observados em partes do Brasil, Equador e Bolívia (Benefice et al., 2010; Webb et al., 2004; Yokoo et al., 2003).

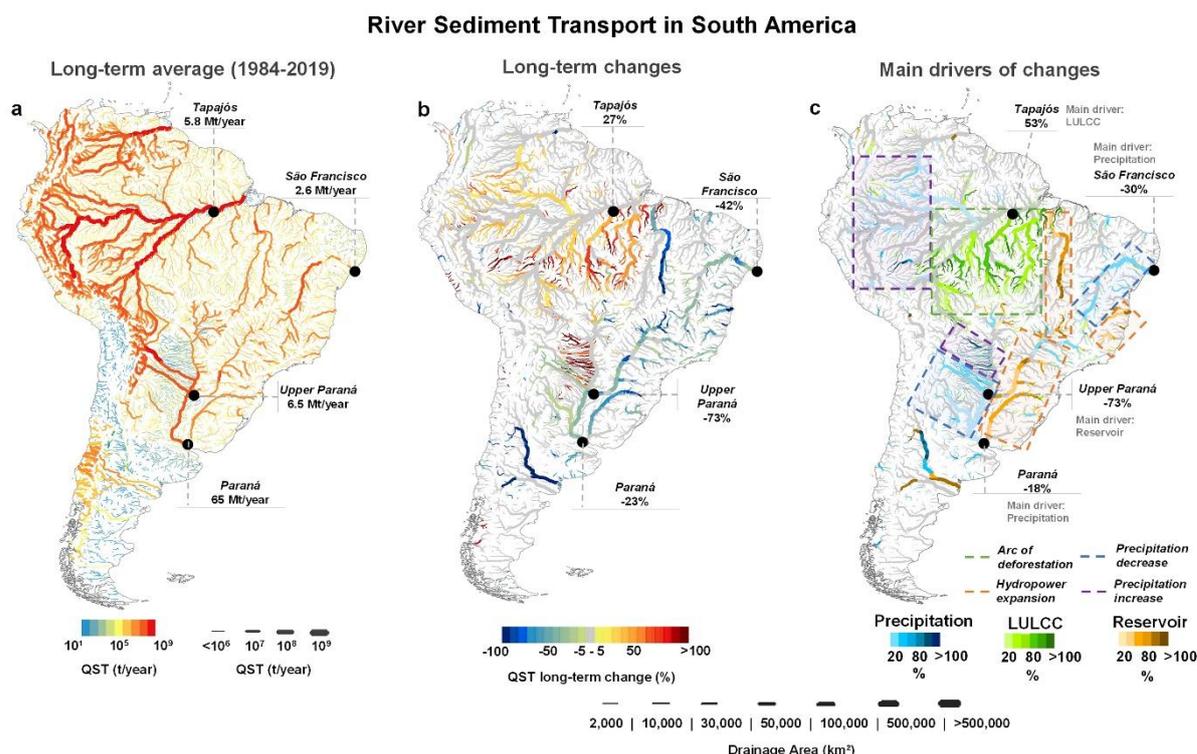


Figura 3-11. Visão geral das tendências, magnitude e principais drivers das mudanças no transporte de sedimentos dos rios da América do Sul entre 1984 e 2019. a) mapa da descarga total de sedimentos (QST) simulada média de longo período considerando as mudanças na precipitação e induzidas pelo homem pelas mudanças de uso e cobertura da terra (LULCC) e construção de reservatórios. b) Mudanças na QST de longo período estatisticamente significativas ao nível de 5% utilizando o teste de Mann Kendall. c) Magnitude das mudanças dos fluxos de sedimentos considerando os drivers principais (precipitação, LULCC ou reservatórios) em cada trecho de rio. Os hotspots de mudanças estão destacados em retângulos. Por exemplo, observa-se que o rio Tapajós transportou 5,8 Mt/ano na média entre 1984-2019, com uma tendência de aumento de 27%, na qual o (principal) driver LULCC foi responsável por um aumento de 53%.

Ao longo do tempo, a implantação de vários reservatórios causou reduções consideráveis na QST (> 50%) nos rios Tocantins, Alto Paraná, Uruguai e Baixo São Francisco (Figura 3-11-c). Implicações ecológicas e geomorfológicas têm sido reportadas para alguns desses rios (Bandeira et al., 2013; Da Silva et al., 2020; Maavara et al., 2015). Um baixo suprimentos de sedimentos a jusante dos reservatórios pode levar à perda da vegetação ripária, afetando a qualidade da água, a biodiversidade local (Naiman et al.,

1993), e outras espécies vegetais em planícies (Swanson e Bohlman, 2021). A redução nos fluxos de sedimentos também pode levar a poucos nutrientes e uma diminuição da produção de peixes como apresentado para os rios São Francisco (Cavali et al., 2020) e Paraná (Maavara et al., 2015). A expansão do setor hidrelétrico brasileiro alcançou recentemente a região Amazônica, resultando em mudanças significativas nos fluxos de sedimentos. Comparando-se a pré e pós construção das usinas de Santo Antônio e Jirau, estimou-se uma redução de 43% na QST do rio Madeira. Essa expressiva mudança afetou o rio Amazonas, que experimentou uma redução de 19% na carga de sedimentos transportados no mesmo período. A região costeira entre as fozes dos rios Amazonas e Orinoco é o maior complexo de praias de lama do planeta (Anthony et al., 2014) e pode ser seriamente afetada por reduções significativas no suprimento de sedimentos pelo rio Amazonas (Forsberg et al., 2017; Latrubesse et al., 2017). Essa redução pode ainda afetar a capacidade de mangues em atuar como sumidouros de carbono. Essas florestas retêm aproximadamente 10-15% do total de carbono sequestrado da atmosfera, enquanto cobrem apenas cerca de 0,5% das áreas de costa global total (Ezcurra et al., 2019).

Com relação aos impactos na QST a partir da diminuição da precipitação, as mudanças mais significativas foram encontradas no rio Bermejo (-31%). Esse rio fornece cerca de 90% da carga de sedimentos do baixo Paraná (Amsler e Drago, 2009), executando um grande papel na manutenção desses ecossistemas (Thorp et al., 2006). Projeções de mudanças climáticas (Figura 3-12) sugerem que o rio Bermejo provavelmente irá experimentar reduções na precipitação e nas vazões médias no futuro. Conseqüentemente, espera-se que o aporte de sedimentos para o rio Paraná seja reduzido, aumentando a vulnerabilidade dos ecossistemas que dependem disso.

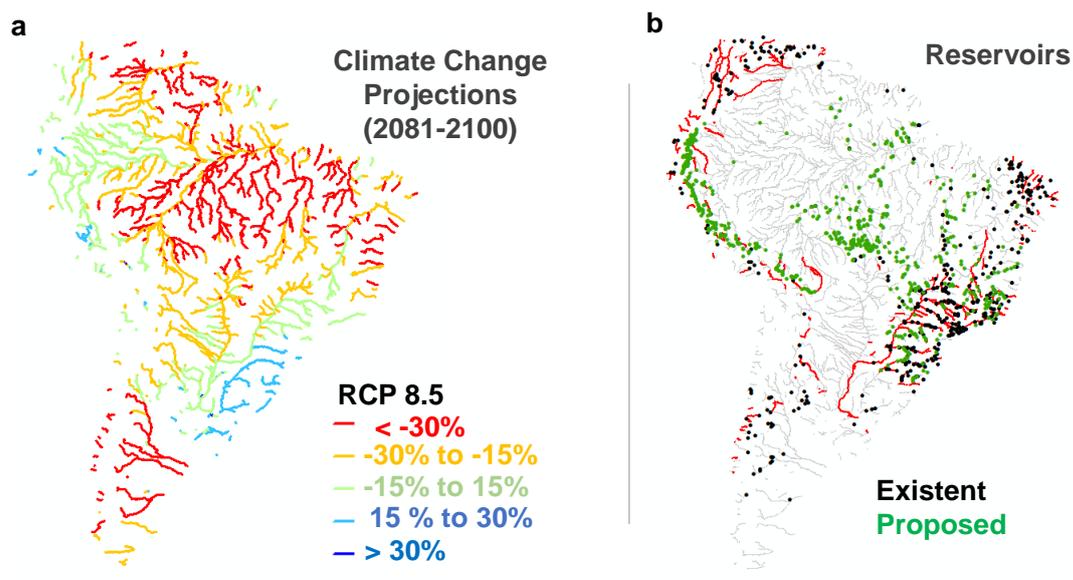


Figura 3-12. Mudanças potenciais na América do Sul. **a)** Mudanças nas vazões nos rios da América do Sul devido as mudanças climáticas projetadas (Brêda et al., 2020). **b)** Reservatórios existentes (dados de Almeida e colaboradores (Almeida et al., 2021) e da base de dados GRAnD - <http://globaldamwatch.org>) e planejados (base de dados FHReD - <http://globaldamwatch.org>).

3.4 Validação e limitações do modelo

Os resultados simulados concordam com estudos regionais anteriores. Por exemplo, as análises realizadas sugerem que os fluxos de sedimentos estão aumentando no Alto Tapajós devido ao desmatamento e o consequente aumento de erosão (Oestreicher et al., 2017), e aumentando em diversas outras regiões da Amazônia devido ao aumento da precipitação (Diodato et al., 2020). Ao mesmo tempo, estimou-se uma redução nos fluxos de sedimentos do rio Bermejo devido a diminuição da precipitação na parte alta da bacia (González e Murgida, 2012), e mais recentemente, no Baixo Madeira e no Baixo Tapajós devido a construção de reservatórios (Grill et al., 2019; Latrubesse et al., 2017).

O modelo proposto foi satisfatoriamente validado em simular a dinâmica dos reservatórios. Utilizando 376 estações de medição localizadas a jusante dos reservatórios, as vazões estimadas foram melhoradas em 40% quando comparadas à simulações sem reservatórios (Figura 3-2). Comparou-se ainda a descarga de sedimentos em suspensão simulada com os dados *in situ* de 595 estações de sedimentos (Figura 3-5 e Figura 3-6). Em 60% das estações, o erro relativo *BIAS* ficou entre -50% e 100%. Notou-se um

melhoramento das estimativas após a inclusão dos reservatórios no modelo, especialmente para os rios São Francisco, Paraná e Tocantins, comparado as simulações realizadas no Capítulo 2. Comparou-se também a descarga de leito simulada diária e anual com as estimativas dos estudos regionais, encontrando-se valores de *BIAS* de 582% e 233%, respectivamente (Figura 3-6). Essas últimas diferenças são razoáveis para análises utilizando dados anuais como aqueles conduzidos nesse estudo.

Estudos sobre sedimentos requerem uma quantidade considerável de dados, frequentemente obtidos via abordagens tradicionais utilizando-se medidas *in situ*. Contudo, ainda na era do *big data* e *big Science*, permanece a grande falta de dados hidrológicos e de sedimentos para os grandes rios do mundo (Best, 2019). Assim, a modelagem de sedimentos se torna uma alternativa para suportar análises espaciais e temporais, mas ainda requer bons dados de entrada e validação dos processos (conclusão obtida a partir do Capítulo 2). Nesse estudo, a principal limitação foi a falta de dados observados necessários para calibrar alguns componentes do modelo, especialmente dados de descarga de leito, que são extremamente raros para grandes escalas. Ainda, Bolívia e Venezuela são regiões com alta produção de sedimentos, mas não foi possível obter informações para esses países. Outras limitações incluem a insuficiência do modelo em representar a erosão de voçorocas e movimentos de massa, que são processos relevantes em algumas regiões (Borrelli et al., 2017).

3.5 Implicações para os ecossistemas, e o gerenciamento da terra e da água

Os reservatórios planejados na AS (Figura 3-12) são particularmente preocupantes, especialmente aqueles no Pantanal e na bacia Amazônica. Mesmo que apenas alguns deles sejam construídos, consequências ambientais irreversíveis podem ocorrer (Latrubesse et al., 2017; Anthony et al., 2014). Sedimentos das regiões altas das bacias são transportados para as planícies pantaneiras e suportam as dinâmicas geomorfológicas, habitats para a vida selvagem, e a produtividade biológica. Contudo, reservatórios existentes têm reduzido o aporte de sedimentos em cerca de 20% para esses ambientes (Fantin-Cruz et al., 2020, e Figura 3-11). Além disso, reservatórios Andinos podem alterar drasticamente as entradas de nutrientes e sedimentos nos rios e planícies amazônicas e no oceano Atlântico Norte. Um estudo anterior mostrou que seis barragens

planejadas, que drenam 7% de toda a área da bacia Amazônica, poderia reduzir o aporte de sedimentos de toda a bacia em 64% (Forsberg et al., 2017).

Tanto o aumento das mudanças na QST devido a LULCC ou mudanças nas precipitações na AS requerem medidas que visem minimizar seus impactos. A partir dos resultados desse estudo, os *hotspots* desses aumentos incluem a região Amazônica, onde esforços devem estar focados em reduzir o desmatamento. No entanto, os biomas brasileiros Cerrado, Caatinga, Mata Atlântica e Pampa foram severamente degradados no passado e também se beneficiaram enormemente de práticas de controle da erosão. Os resultados apresentados nesse estudo podem auxiliar no delineamento de estratégias para a restauração dos ecossistemas através da identificação das principais áreas que devem ser recuperadas (Zalles et al., 2021), através de políticas tais como o pagamento por serviços ambientais, por exemplo (Latrubesse et al., 2019; Song et al., 2018). A agricultura sustentável deve ser encorajada, fornecendo práticas que almejam a redução da erosão do solo e o melhoramento da qualidade dos ecossistemas terrestres e aquáticos (Borrelli et al., 2017). Com relação aos impactos por mercúrio associados ao desmatamento, considere que (i) a população ribeirinha amazônica possui um consumo *per capita* de peixe acima de 94 kg/ano, o que é quase 6 vezes mais que a média mundial (Isaac e De Almeida, 2011), e (ii) que os resultados mostraram que o aumento da QST atingiu taxas maiores que 80%. Assim, a criação de programas e ações para monitorar peixes e evitar prejuízos à saúde da população, tais como fornecer soluções e melhores dietas alternativas (Benefice et al., 2010), também é importante.

Embora os reservatórios causem diversos impactos negativos sobre os fluxos de sedimentos e ecossistemas, eles também têm contribuído mundialmente para a segurança de água e energia, auxiliando o desenvolvimento social e econômico (Hogeboom et al., 2018; Tilmant et al., 2014). Em 2018, reservatórios utilizados para a geração de energia, irrigação, abastecimento urbano e industrial, proteção contra cheias, criação de peixes e recreação foram avaliados em US\$265 bilhões por ano (Hogeboom et al., 2018). Por esses fatores, *trade-offs* e a adoção de práticas sustentáveis na gestão da operação de reservatórios são essenciais (Best, 2019), principalmente para grandes áreas que requerem novos reservatórios, tais como a Amazônia e o Pantanal (Randle et al., 2021). Tais práticas permitiram a passagem de sedimentos através dos reservatórios para fornecer benefícios ambientais (Randle et al., 2021) e minimizar os impactos ambientais.

As mudanças nos fluxos de sedimentos na AS geradas a partir das atividades humanas como o desmatamento e o barramento de rios são uma consequência das demandas da população local e de outros países (Song et al., 2021). Tanto o aumento quanto a redução dos fluxos de sedimentos podem ser problemáticos para o meio ambiente e a sociedade porque cada ecossistema é único. Espécies nativas e a população humana estão adaptadas aos ambientes que os cercam. Esse trabalho é o primeiro a fornecer uma análise completa e consistente dos efeitos sinérgicos da LULLC, represamento de rios e mudanças nas precipitações sobre os fluxos de sedimentos para todo o continente Sul-Americano entre 1984-2019.

Os resultados da modelagem forneceram informações sem precedentes sobre o status da dinâmica de sedimentos na AS e uma maneira de desenvolver estratégias e políticas transfronteiriças baseadas em evidências relacionadas à dinâmica dos sedimentos a nível continental e a conservação e a restauração dos ecossistemas. Essa compreensão da evolução das mudanças dos fluxos de sedimentos através do espaço e tempo pode ajudar a mitigar os impactos sobre as pessoas e a natureza, uma vez que as regiões mais sensíveis e afetadas foram identificadas. Além do mais, os resultados e dados fornecidos nesse estudo podem ser úteis para investigações futuras a respeito dos fluxos de carbono, transporte de nutrientes, produtividade biológica, segurança alimentar e energética, e outros estudos relacionados a manutenção dos ecossistemas e conservação do solo.

CAPÍTULO 4 – EFEITOS DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS NOS FLUXOS DE SEDIMENTOS DA AMÉRICA DO SUL.

4.1 Introdução

Mudanças climáticas é um tema que vem sendo discutido amplamente em todo o mundo. De acordo com Flato et al. (2013), até o final do século pode ocorrer um aumento médio de temperatura de 1,5°C bem como mudanças nos volumes precipitados e em sua distribuição espacial em todo o globo. Na América do Sul (AS), as mudanças esperadas na precipitação e em outras variáveis hidrológicas foram recentemente exploradas por Brêda et al. (2020), que utilizaram um subconjunto de 25 modelos climáticos globais, no âmbito do conjunto de projeções do CMIP5, para suas análises.

De acordo com Brêda et al. (2020), as duas principais regiões com redução da precipitação (e conseqüentemente do escoamento superficial) são o norte-nordeste e o sudoeste da AS, o que abrange especialmente as bacias dos rios Orinoco, Amazonas e Tocantins e a parte oeste da Patagônia. Já um aumento da precipitação média foi observado na porção norte dos Andes (noroeste da AS) e nos Pampas (sudeste da AS). Na análise dos autores, a bacia amazônica sofreria uma redução da disponibilidade hídrica tanto pela redução da precipitação como pelo aumento da evapotranspiração (que aumentaria com o aumento esperado da temperatura). No nordeste da AS, os autores projetaram que parte das bacias do rio Parnaíba e São Francisco experimentariam um processo de redução da precipitação média e da evapotranspiração, em que essa última redução seria o suficiente para provocar um aumento do escoamento superficial médio. Almagro et al. (2017) utilizaram os modelos climáticos globais HadGEM2-ES e MIROC5 e notaram que existe uma concordância em que ambos apontam para um decréscimo médio nos valores de erosividade da chuva em todas as regiões do Brasil até o final do século, exceto a região sul.

Uma vez que a precipitação está entre os principais fatores que governam a erosão (García-Ruiz et al., 2015), alterações dos valores médios dessa variável também afetarão os fluxos de sedimentos. Com isso, todos os processos relacionados aos sedimentos poderão ser impactados, tais como a manutenção de ecossistemas (Barbarossa et al., 2020; Döll e Zhang, 2010; Latrubesse et al., 2017), os ciclos biogeoquímicos (e.g. Beusen et al., 2005; Doetterl et al., 2012; Galy et al., 2015; Ito, 2007; Kuhn et al., 2009; Lal, 2003;

Müller-Nedebock e Chaplot, 2015; Naipal et al., 2018; Tan et al., 2017; Van Oost et al., 2007; Willenbring e Von Blanckenburg, 2010), a estabilidade dos deltas dos rios (Best, 2019; Dunn et al., 2019; Kondolf et al., 2018) e a redução da vida útil de reservatórios devido ao assoreamento (e.g. Creech et al., 2015; Latrubesse et al., 2017; Rivera et al., 2019; Syvitski et al., 2005). Feagin et al. (2005) ainda mostrou que o aumento do nível do mar pode afetar a erosão e o ecossistema costeiro, algo que já vem acontecendo (Weston, 2014) e que pode ser ampliado com a instalação de mais barramentos ao redor do mundo (e.g. Yigzaw et al., 2018; Zarfl et al., 2015). É importante destacar ainda que as alterações nos valores das vazões não necessariamente provocarão uma mudança proporcional nos fluxos de sedimentos. Tian et al. (2019) estimaram para a região do Platô Qinghai–Tibet, que as mudanças climáticas provocariam uma redução maior nas descargas de sedimentos (12% - 48 %) do que para as vazões (5% - 15%).

Utilizando a RUSLE (Revised Universal Soil Loss Equation), Yang et al. (2003) mostraram pela primeira vez estimativas globais das taxas de erosão considerando mudanças climáticas. Eles estimaram que a taxa de erosão na AS aumentaria de 1980 (8.5 t/ha.ano) para 2090 (10.3 t/ha.ano). Para a bacia Amazônica os autores estimaram, para o mesmo período, um aumento de 24% da taxa de erosão. Contudo, em um trabalho mais recente utilizando o modelo global WBMsed, Dunn et al. (2019) consideraram quatro projeções de mudanças climáticas, com dados mais atualizados (CMIP5) e estimaram que na bacia Amazônica haveria uma redução de 10% nas descargas de sedimentos comparando o período de 1990-2019 com o período de 2070-2099. As conclusões de Dunn et al. (2019) são mais próximas daquelas encontradas por Brêda et al. (2020), que indicam uma redução das precipitações na maior parte da bacia Amazônica.

Os trabalhos de Yang et al. (2003) e de Dunn et al. (2019) foram os únicos encontrados na literatura que ao mesmo tempo abordam os temas modelagem de sedimentos e mudanças climáticas para escalas globais. Em escala continental, nenhum trabalho foi encontrado. O trabalho de Dunn et al. (2019) utiliza a versão do modelo WBMsed apresentada por Cohen et al. (2014), que foi pouco validada, esteve focada em estimativas de longo período e apresentou uma metodologia simplificada na representação de processos hidrológicos-hidrodinâmicos e de sedimentos e sem ter uma representação explícita de reservatórios. Já o trabalho de Yang utiliza dados muito antigos e só avalia mudanças na erosão do solo e não nas outras componentes dos fluxos de sedimentos.

Nesse sentido, o objetivo desse capítulo foi avaliar os impactos das mudanças climáticas sobre os fluxos de sedimentos na América do Sul utilizando um modelo continental que possua melhor representação dos processos hidrossedimentológicos e considere explicitamente a presença de reservatórios. Com isso, busca-se compreender quais regiões da AS serão mais afetadas pelas mudanças climáticas no que tange a erosão, transporte e deposição de sedimentos.

4.2 Metodologia

Para simular os fluxos de sedimentos considerando as projeções futuras de mudanças climáticas foram utilizados o modelo apresentado no Capítulo 3. A fim de avaliar apenas a influência climática sobre os fluxos de sedimentos, foram feitas duas considerações para as novas simulações: i) todos os 234 reservatórios incluídos no modelo iniciaram sua operação juntamente com o início da simulação; ii) considerou-se o mapa de uso do solo da ESA (European Space Agency, <http://www.esa-landcover-cci.org/>) de 1992 para todo o período simulado.

Os dados de mudanças climáticas foram adquiridos do modelo regional Eta, com correções de viés fornecidos por juntamente com os dados utilizados por Brêda (2021). O Eta é um modelo atmosférico que vem sendo desenvolvido pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) para a América do Sul e central, com a finalidade de ter maior relevância regional que os modelos globais. O modelo possui uma resolução horizontal de 20km e 38 níveis verticais. Foram utilizados quatro modelos climáticos globais (GCMs) aninhados com o modelo Eta, como proposto por Chou et al. (2014): BESM (Nobre et al., 2013), CanESM2 (Chylek et al., 2011), HadGEM2-ES (Collins et al., 2011) e MIROC5 (Watanabe et al., 2010). Os GCMs fornecem dados de temperatura na superfície do mar, condições de contorno laterais das variáveis de estado e condições de umidade e temperatura do solo. Foi avaliado apenas um cenário de emissões de gases do efeito estufa do CMIP5 (Taylor et al., 2012), o RCP4.5 (Thomson et al., 2011), que representa um cenário de mudanças intermediárias.

Os dados do Eta foram utilizados no passado (1961-1995) e futuro (2021-2055) a fim de se realizar comparações das mudanças que poderão ocorrer nos fluxos de água e sedimentos. A escolha de simular o passado até a ano de 1995 levou em consideração que a partir dos anos 2000 ocorreram mudanças mais significativas na temperatura. Assim,

optou-se por avaliar um futuro próximo (35 anos pela frente) em comparação com um passado um pouco mais distante. Com as novas informações da atmosfera, é possível obter as variáveis necessárias como dados de entrada do modelo MGB-SED AS, como a precipitação e os dados de clima: temperatura da superfície do ar, radiação solar incidente, humidade relativa, velocidade do vento, pressão atmosférica.

A partir dos resultados simulados, foram avaliadas as mudanças na erosão, transporte e deposição dos sedimentos nas planícies de inundação. Isso foi realizado a partir das variáveis calculadas que representam esses processos, como por exemplo, a produção de sedimentos estimada com a MUSLE que será utilizado como um *proxy* da erosão e a descarga de sedimentos total (QST) como representante do transporte.

A partir dos resultados simulados com os quatro modelos, dois passos foram tomados a fim de calcular as mudanças nos fluxos de sedimentos e a significância estatística das mesmas:

- 1) Computou-se para cada um dos quatro modelos a média e o desvio padrão de cada variável estudada no passado e no futuro. Com esses valores, aplicou-se o teste estatístico *t de Student* para as médias utilizando $\alpha=10\%$. Nesse teste, avaliou-se então se as médias futuras eram diferentes das médias do passado. Em outras palavras, pode-se dizer que se comparou se a variabilidade existente na série do futuro era semelhante a série do passado. Assim, se no teste o valor estimado de *t* fosse maior que o valor teórico, rejeitou-se a hipótese nula H_0 de que as médias são iguais em favor da hipótese alternativa H_1 de que as médias são diferentes. Se em 3 ou 4 dos modelos o teste estatístico foi significativo para a variável estudada, então considerou-se que de fato houve alteração significativa devido as mudanças climáticas. Isso foi realizado para cada minibacia.
- 2) Verificou-se, para as minibacias que apresentaram mudança estatística significativa no passo anterior, se a mudança no valor médio da variável estudada era positiva ou negativa em cada um dos quatro modelos, comparando o valor do futuro com o passado. Se havia concordância que a mudança no sinal era positiva ou negativa em 3 ou 4 modelos, então considerou que houve alteração estatisticamente significativa e essa mudança convergia para ser positiva ou negativa.

Foram então realizados mapas que pudessem ajudar a compreender a dinâmica dos processos e alterações nos fluxos de sedimentos sob as projeções climáticas futuras. Os resultados foram sempre apresentados em termos percentuais, visto que por se tratar de simulações hipotéticas (mantendo constante o efeito de reservatórios e uso e cobertura do solo) valores absolutos poderiam não representar adequadamente a realidade passada e a esperada para o futuro. Além disso, para computar os valores médios significativos de escoamento superficial, produção de sedimentos estimada pela MUSLE e a deposição de sedimentos em suspensão nas planícies nas bacias hidrográficas, e o aporte de sedimentos para os oceanos, considerou-se apenas a variação dos valores significativos no futuro com relação ao passado dividido pelos valores do passado. Assim, nessas estimativas, pressupôs-se que os demais valores não significativos tiveram uma variação nula.

4.3 Resultados e Discussão

Antes de introduzir os resultados e análises obtidas com os modelos climáticos, na Figura 4-1 se apresenta a distribuição espacial da precipitação anual média para a América do Sul entre 1961 e 1995. Essa figura irá auxiliar na compreensão dos resultados que serão apresentados na sequência. Destaca-se nessa figura os volumes altos de precipitação ao norte do continente, e as regiões áridas e semiáridas, que incluem o nordeste do Brasil, e sudoeste do continente (oeste Argentino, norte do Chile, oeste do Peru e sul da Bolívia).

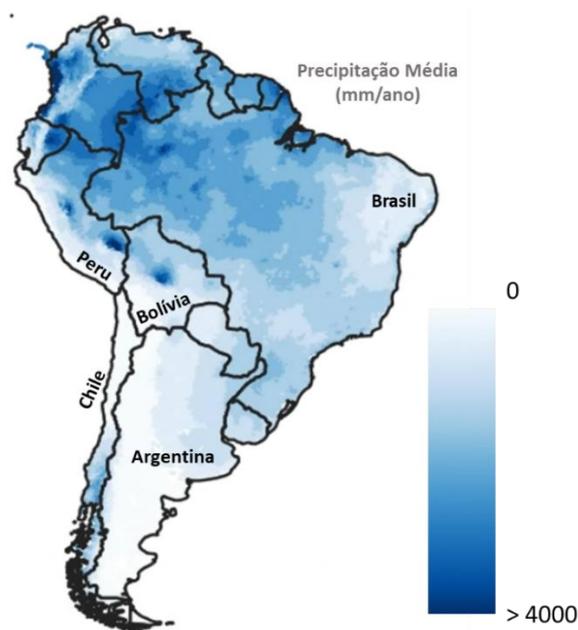


Figura 4-1: Precipitação anual média (mm/ano) na América do Sul entre 1961 e 1995.

Os resultados encontrados com os modelos regionais Eta-BESM, Eta-CanESM2, Eta-HadGEM2-ES e Eta-MIROC5 mostraram que as mudanças climáticas podem ser responsáveis por mudanças significativas nos fluxos de água e sedimentos na América do Sul (Figura 4-2), o que também foi observado por Brêda (2021). Numa perspectiva geral, estimou-se que, para o escoamento superficial anual (R), a vazão média diária (Q), a concentração de sedimentos em suspensão (CSS) média diária, a produção de sedimentos anual (E), a descarga sólida total anual (QST), e a deposição anual de sedimentos em suspensão nas planícies (SSp), haverá uma redução na região centro-norte e um aumento na região centro-sul da AS e um aumento no oeste da Amazônia.

A Figura 4-2-B mostra que o impacto da redução no R produzirá um impacto direto sobre a Q, com reduções na maior parte dos rios da AS. A redução das precipitações nas cabeceiras dos rios Paraná e Paraguai serão o suficiente para reduzir as vazões no baixo Paraná até próximo da foz. Contudo, quando olhamos para as mudanças significativas na Q, observamos que um trecho menor em cada um desses rios será afetado. Além desses dois rios, observa-se uma redução significativa da vazão na foz do São Francisco (-36%, Tabela 4-1), Tocantins (-34%), Purus (-24%), Xingu (-34%), Amazonas (-17%), Doce (-43%) e Paraíba do Sul (-22%). Esse valor de redução no rio Doce é semelhante àquele encontrado por Dela Costa (2021) considerando o cenário RCP 4.5 e os modelos regionais do Eta para o período de 2015 a 2040. Utilizando 25 modelos globais, Brêda et al. (2020) estimou reduções médias na Q, considerando o cenário RCP 4.5 para o final do século (2081-2100) de 16% para o rio Orinoco, 40% para o rio Xingu, 27% para o rio Tapajós, 14%, 15% e 19% para os rios Madeira, Amazonas e Tocantins. É importante salientar que além do período e modelos climáticos utilizados, o modelo hidrológico-hidrodinâmico utilizado nesse estudo também difere daquele usado por Brêda et al. (2020), que não considerou a presença de reservatórios em suas simulações.

Enquanto poucos rios apresentaram mudanças significativas para a Q, o mesmo não foi observado para a QST (Figura 4-2-F e Tabela 4-1). As maiores reduções de QST foram observadas nos rios Doce (-54%), Tocantins (-49%) e Xingu (-34%), enquanto os maiores aumentos foram observados nos rios Alto Paraná (409%), Juruá (46%) e Uruguai (40%). Além desses rios, mudanças significativas foram observadas para os rios Amazonas, Tapajós, Solimões e Magdalena. Embora as mudanças não tenham sido consideradas significativas a partir da metodologia empregada, os rios Paraguai e Paraná apresentaram uma mudança mediana na QST de 98% e 97%, respectivamente. Observa-

se ainda mudanças significativas em alguns afluentes da margem esquerda do rio Amazonas, como o Japurá e também nos afluentes da margem direita do Alto Paraná, como os rios Grande, Iguaçu, Paranapanema.

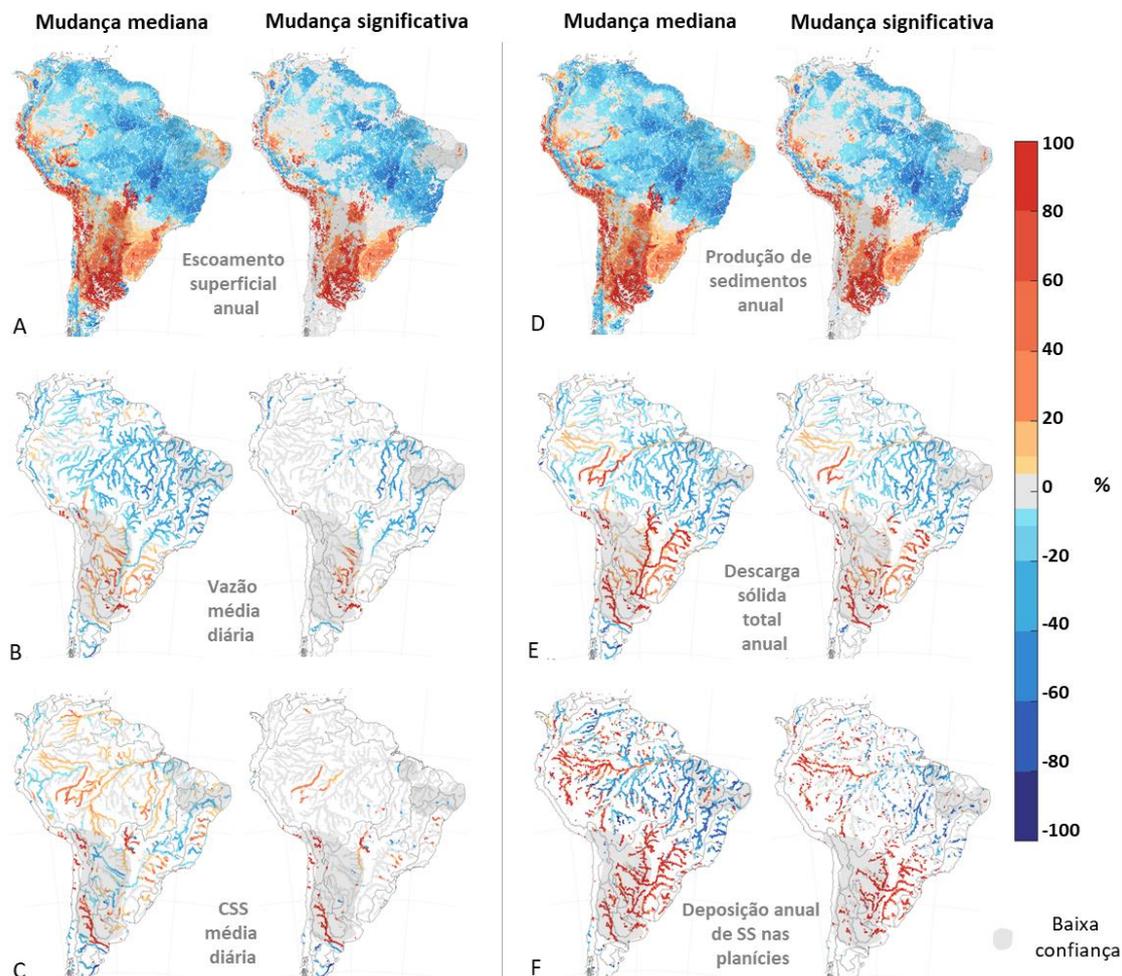


Figura 4-2: Impactos projetados para a América do Sul devido às mudanças climáticas com os modelos regionais Eta-BESM, Eta-CanESM2, Eta-HadGEM2-ES e Eta-MIROC5, considerando o cenário RCP 4.5 para o período entre 2021 e 2055, para as variáveis hidrossedimentológicas: A) escoamento superficial anual; B) vazão média diária; C) concentração de sedimentos em suspensão (CSS) média diária; D) produção de sedimentos anual estimada com a MUSLE; E) descarga sólida total anual; e F) deposição anual de sedimentos em suspensão (SS) nas planícies. Todos os valores nos mapas são apresentados em termos percentuais comparando as projeções futuras (2021-2055) com valores do passado (1961-1995). A mudança mediana foi estimada a partir da comparação entre os valores estimados do futuro e do passado.

A mudança significativa foi estimada ao se considerar que 3 ou 4 modelos apresentaram mudança estatística da média ao nível de significância $\alpha=10\%$ e 3 ou 4 modelos apresentaram concordância de aumento ou redução no valor da variável estudada. O intervalo de baixa confiança é aquele em que o modelo hidrológico-hidrodinâmico apresentado por Siqueira et al. (2018) apresentou baixa performance.

O trabalho de Brêda (2021), bem como o de Sorribas et al. (2016), ao simular cenários futuros de mudanças climáticas para o final do século, mostrou que existe uma tendência de aumento das precipitações intensas com aumento das cheias para boa parte do oeste Amazônico, o que foi relatado por Diodato et al. (2020) como algo que já vem

acontecendo nos últimos anos. Esse aumento de carga de sedimentos nos rios Andinos pode afetar diretamente a migração de meandros nessa região, acelerando esse processo. De acordo com Constantine et al. (2014), rios com elevadas cargas de sedimentos, que é o caso dos rios Andinos, experimentam uma taxa de migração de meandros muito superior aos rios que transportam poucos sedimentos. Juntamente com esse processo, também aumenta o processo de *cutoff* dos meandros, em que esses são abandonados. Ademais, Constantine et al. (2014) concluíram que o aceleração da migração de meandros e a formação de áreas de armazenamento de sedimentos devido aos meandros abandonados, o suprimento de sedimentos são os fatores governantes da remodelação das planícies de inundações Amazônicas. Ainda, as alterações no transporte de sedimentos estão associadas às mudanças que poderão ocorrer no transporte de nutrientes, que tem sido uma fonte de grande importância nos rios amazônicos para a manutenção da biodiversidade aquática e o sustento de comunidades tradicionais (Heilpern et al. 2021)

Além do oeste Amazônico, Brêda (2021) também observou o aumento das precipitações intensas e aumento de cheias na região centro-sul do continente. Esses padrões são os principais elementos associados ao aumento previsto da SSp nessas regiões (Figura 4-3-F). Na Figura 4-3-F muitos locais aparecem com aumento acima de 100% o que na verdade significa que muitas regiões em que não havia nenhuma deposição de SS começou a ter alguma.

Para entender melhor a magnitude das mudanças na SSp, computou-se o aumento ou redução média para algumas bacias considerando as séries simuladas do futuro e do passado. Por exemplo, estimou-se que nas bacias dos rios Paraná e Amazonas haverá um aumento significativo de 52% e 17%, respectivamente, enquanto nas bacias dos rios Doce e São Francisco haverá uma redução significativa de 50% e 36%, respectivamente. Destaca-se que essas duas últimas possuem poucas planícies de inundação. A redução das cheias também provocará diminuição considerável na SSp na região da Ilha do Bananal, no rio Araguaia, contribuindo para uma redução significativa média de 42% em toda a bacia do rio Tocantins.

Tabela 4-1: Alteração percentual devido às projeções climáticas nas variáveis hidrossedimentológicas: descarga sólida total anual (QST), produção de sedimentos anual estimada com a MUSLE (E), deposição anual de sedimentos em suspensão nas planícies (SSp), vazão média diária (Q) e escoamento superficial anual (R). Valores em vermelho (azul) representam aumento (redução) da variável estudada para os principais rios da América do Sul. A mudança mediana (% med.) foi estimada a partir da comparação entre os valores estimados do futuro e do passado. A mudança significativa (% sig.) foi estimada ao se considerar que 3 ou 4 modelos apresentaram mudança estatística da média ao nível de significância $\alpha=10\%$ e 3 ou 4 modelos apresentaram concordância de aumento ou redução no valor da variável estudada. Os valores de QST e Q foram obtidos diretamente na foz de cada rio. Os valores de E, SSp e R foram estimados como sendo os valores médios de cada bacia hidrográfica e por isso os valores de % med. e % sig. divergem para essas últimas variáveis.

Rio	QST		E		SSp		Q		R	
	% med.	% sig								
<i>Amazônia Central</i>	15	15	-21	-15	19	22	-17	-17	-22	-17
<i>Amazonas</i>	15	15	12	3	16	17	-17	-17	26	9
<i>Xingu</i>	-34	-34	-30	-29	-42	-33	-34	-34	-32	-31
<i>Tapajós</i>	-14	-14	-16	-16	-25	-20	-21	-	-16	-16
<i>Madeira</i>	0	-	3	3	13	16	-17	-	-9	-8
<i>Purus</i>	57	-	85	9	5	13	-24	-24	43	4
<i>Juruá</i>	46	46	26	22	30	27	-14	-	22	15
<i>Solimões</i>	19	19	-5	-5	34	21	-7	-	0	0
<i>Negro</i>	-6	-	-6	-4	-11	-2	-9	-	-10	-8
<i>Orinoco</i>	-3	-	-6	-3	-6	1	-12	-	-11	-9
<i>Magdalena</i>	-18	-18	-29	-27	-32	-26	-17	-	-16	-14
<i>Tocantins Foz</i>	-49	-49	-30	-28	-45	-42	-34	-34	-31	-29
<i>São Francisco</i>	-14	-	-30	-29	-51	-36	-36	-36	-28	-27
<i>Parnaíba</i>	-7	-	-14	-8	-26	-1	-21	-	-9	-5
<i>Doce</i>	-54	-54	-51	-50	-59	-50	-43	-43	-45	-45
<i>Paraíba do Sul</i>	-23	-23	-21	-20	10	23	-22	-22	-18	-17
<i>Paraguai</i>	98	-	259	157	223	52	-3	-	-7	1
<i>Alto Paraná</i>	409	409	38	43	114	108	-10	-	64	35
<i>Uruguai</i>	40	40	24	24	64	64	15	-	23	23
<i>Baixo Paraná</i>	97	-	20	20	402	27	-2	-	51	49
<i>Paraná total</i>	97	-	218	136	225	52	-2	-	-6	1
<i>Média (+)</i>	89	91	76	46	96	34	-	-	33	15
<i>Média (-)</i>	-20	-27	-22	-20	-33	-26	-24	-28	-19	-19
<i>Média total</i>	32	27	20	9	41	11	-16	-28	-1	-4

Uma diferença entre o sinal da mudança na Q e QST foi observada para alguns rios (Figura 4-3), como o Solimões, Amazonas, Alto Paraná, Paraguai e Paraná. Observou-se nesses rios uma projeção de aumento da QST ao mesmo tempo em que se estima que ocorrerá uma redução da Q. No entanto, o único rio que apresentou uma mudança significativa para ambas as variáveis foi o Amazonas.

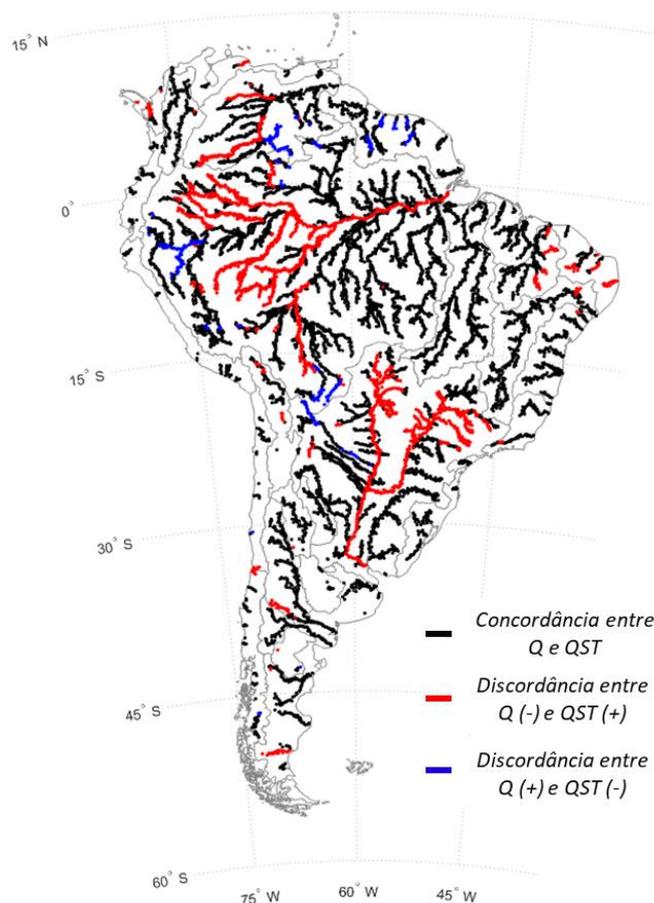


Figura 4-3: Comparação entre o sinal (+ positivo e – negativo) das mudanças na vazão (Q) e descarga sólida total (QST) devido às projeções climáticas estimadas pelos modelos regionais Eta-BESM, Eta-CanESM2, Eta-HadGEM2-ES e Eta-MIROC5 considerando o cenário RCP 4.5 para o período entre 2021 e 2055.

Essa inversão de sinais pode ser explicada ao observarmos as conclusões de Brêda (2021) e alguns aspectos na Figura 4-2: i) redução da precipitação, aumento da temperatura e da evapotranspiração que contribuirá para a redução da vazão em diversos; e ii) aumento das precipitações intensas, provocando aumentos significativos do escoamento superficial (Figura 4-3-A) e da erosão do solo (Figura 4-3-D, tendo a produção de sedimentos calculada pela MUSLE como um *proxy*) na região Andina e nas cabeceiras dos rios Juruá, Purus, Paraguai e Paraná. O aumento da Q e QST no alto Solimões, aumento da QST no rio Japurá e a tendência de redução da Q nos rios Negro Madeira, Tapajós e Xingu (não significativas para esse estudo e significativa no estudo de Brêda et al (2020)) podem fazer com que haja uma diferente composição nas águas da bacia Amazônica no futuro, não apenas em termos de sedimentos, mas também de nutrientes, podendo afetar a biodiversidade e as comunidades aquáticas. A diferença nos sinais também é o que explica as mudanças na CSS. Na Figura 4-3-C se observa que poucos rios apresentaram mudanças significativas na CSS, e isso ocorre especialmente

para os rios em que há uma redução da Q e aumento da QST. Na maioria dos rios, o aumento ou redução de ambas as variáveis fazem com que a CSS não tenha tantas mudanças.

As mudanças nos fluxos de sedimentos (erosão, transporte e deposição) podem afetar consideravelmente os ecossistemas como apresentado no Capítulo 3. Nesse capítulo, estimou-se que existe grande tendência de aumento de erosão em grande parte da região sul da AS, que inclui países como a Argentina, Bolívia e Paraguai, que já vem sofrendo aumentos consideráveis de erosão nos últimos anos devido ao desmatamento (Borrelli et al., 2017, Zalles et al., 2021). Assim como nesse estudo, Colman et al. (2019), usando os modelos Eta, também identificaram aumento das erosões nas porções altas do Pantanal, o que pode levar a sérios problemas de assoreamento das planícies Pantaneiras, gerando problemas sociais e econômicos, além de afetar o habitat de diversas espécies (Albert et al., 2021; Barbarossa et al., 2020; Kempainen et al., 2020; Fantin-Cruz et al., 2020). Ao mesmo tempo, a redução das cheias irá provocar redução de sedimentos e consequentemente de nutrientes em outras planícies, como é o caso da Ilha do Bananal no rio Tocantins, podendo também afetar as comunidades aquáticas que dependem dessas substâncias para o seu desenvolvimento.

As alterações no transporte, como por exemplo, o aumento que poderá ocorrer no alto Paraná, também poderão afetar o assoreamento dos inúmeros reservatórios utilizados para a produção de energia e abastecimento urbano nessa região (ver Capítulo 3). Acrescenta-se ainda que as mudanças nas descargas sólidas poderão afetar outras estruturas morfológicas e habitats tanto na região fluvial como costeira, incluindo aumento de erosão ou da deposição, a depender se haverá aumento ou diminuição dos sedimentos transportados. Na Figura 4-4 se apresenta as estimativas previstas para alterações na QST para os principais rios da AS e oceanos. Estimou-se que ocorrerão alterações significativas no aporte de sedimentos para o Caribe (-5%) e para os oceanos Atlântico Norte (13%) e Atlântico Sul (-1%).

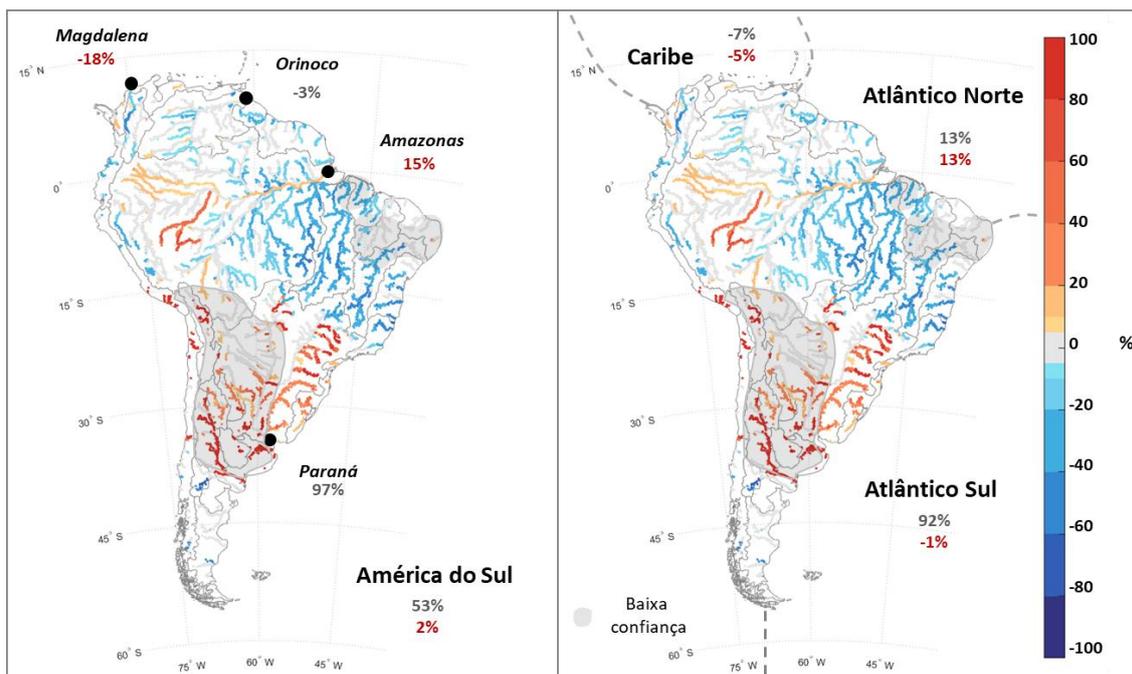


Figura 4-4: Estimativa de alteração da descarga sólida total para os principais rios da América do Sul e oceanos a partir das projeções climáticas estimadas pelos modelos regionais Eta-BESM, Eta-CanESM2, Eta-HadGEM2-ES e Eta-MIROC5 considerando o cenário RCP 4.5 para o período entre 2021 e 2055. Valores em cinza representam alterações medianas e em vermelho alterações significativas. A mudança mediana foi estimada a partir da comparação entre os valores estimados do futuro e do passado. A mudança significativa foi estimada ao se considerar que 3 ou 4 modelos apresentaram mudança estatística da média ao nível de significância $\alpha=10\%$ e 3 ou 4 modelos apresentaram concordância de aumento ou redução no valor da variável estudada. O intervalo de baixa confiança é aquele em que o modelo hidrológico-hidrodinâmico apresentado por Siqueira et al. (2018) apresentou baixa performance.

Em termos de comparação, no Capítulo 2 identificou-se que os rios Amazonas (436 Mt/ano), Orinoco (137 M t/ano), La Plata (ou Paraná, 111 Mt/ano) e Magdalena (33 Mt/ano) foram aqueles que apresentaram as maiores descargas de sedimentos em suspensão, representando, respectivamente, 44%, 14%, 11% e 3% do total das descargas de sedimentos que chegam aos Oceanos. No Capítulo 3, observou-se a partir da Figura 3-8 que a QST nesses mesmos rios reduziu em aproximadamente 6%, 1%, 23%, e 8%, o que também é apresentado na Tabela 4-2. No presente capítulo, observa-se a partir da Tabela 4-2 que algumas mudanças na QST não se mantêm. Enquanto no Capítulo 3 a presença de reservatórios e a redução das precipitações provocaram a redução da QST em todos esses rios, as simulações futuras (considerando apenas as projeções climáticas e desconsiderando a implantação de novos reservatórios e potenciais mudanças na uso e cobertura do solo), mostram que a redução da QST continuará a ocorrer nos rios Magdalena (-18%, Figura 4-4 e Tabela 4-2) e Orinoco (-3%, porém não significativo) enquanto haverá aumento nos rios Amazonas (15%) e Paraná (97%, porém não significativo). O aporte de sedimento da AS para os oceanos irá aumentar de forma significativa em apenas 2%. A Tabela 4-2 mostra que as análises realizadas para o

passado e futuro indicam que o rio Orinoco (e sua bacia hidrográfica) é o mais resiliente entre os grandes rios da AS em termos de alterações dos fluxos de sedimentos.

Tabela 4-2: Comparação da QST para os principais rios da América do Sul (AS) considerando as mudanças recentes (1984-2019) apresentadas no Capítulo 3 e a mudanças previstas devido as projeções climáticas para o futuro recente (2021-2055)

	1984-2019			2021-2055
	QST (Mt/ano)	% em relação à AS	Δ QST	Δ QST
<i>Amazonas</i>	407	49	-6%	15%
<i>Orinoco</i>	148	18	-1%	-3%
<i>Paraná</i>	65	8	-23%	97%
<i>Magdalena</i>	39	5	-8%	-18%
<i>AS</i>	834	-	-8%	2%

Na Figura 4-5 é apresentada uma comparação entre a erosão, transporte e deposição nas planícies para cada minibacia utilizada no modelo. As variáveis utilizadas para construir a figura foram a produção de sedimentos estimada pela MUSLE, a QST e a SSp. São apresentados apenas os valores para as variáveis que apresentaram alterações significativas. Foi computado para cada minibacia, qual variável sofreu maior alteração percentual. Com isso, observa-se que a deposição nas planícies foi o principal processo afetado, com cerca de 41% das minibacias apresentando alterações predominantes para esse processo, especialmente para as minibacias com maiores áreas de drenagem (Figura 4-6). Cabe destacar que, embora a deposição tenha sido o processo mais influenciado dentro da análise realizada, não necessariamente ela é o fator governante. Por exemplo, muitas minibacias que não tinham deposição começaram a ter e o valor estimado de alteração foi altíssimo, tendendo ao infinito. Assim, ela é apenas o processo que foi mais alterado, mas a origem de sua alteração pode estar relacionada à grandes mudanças nas cargas erodidas e transportadas, mas que causaram maior valor percentual de mudança na deposição. Assim, a Figura 4-5 e Figura 4-6 não deve ser analisada sem este olhar crítico. Além disso, 29% das minibacias apresentaram predominância de alteração no transporte, destacando-se os afluentes da margem direita do alto Paraná, e alguns rios do oeste da Amazônia, que deverão apresentar aumento da QST. Com relação à erosão, em 30% das minibacias ocorreu predominância de alteração desse processo, sendo que essas alterações são caracterizadas principalmente por reduções, como é visto nas bacias dos rios Orinoco, Amazonas, Tocantins, Doce e Paraíba do Sul.

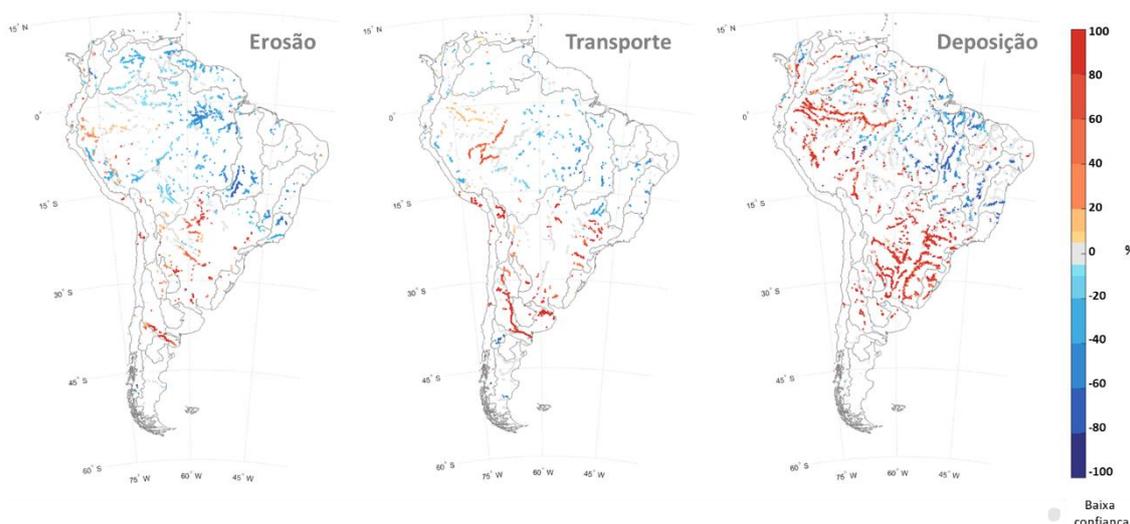


Figura 4-5: Comparação dos processos relacionados aos fluxos de sedimentos que mais sofreram modificações significativas na América do Sul devido as projeções climáticas estimadas pelos modelos regionais Eta-BESM, Eta-CanESM2, Eta-HadGEM2-ES e Eta-MIROC5 considerando o cenário RCP 4.5 para o período entre 2021 e 2055. A palavra erosão é utilizada aqui como um proxy da produção de sedimentos estimada pela MUSLE. A deposição só inclui a deposição de sedimentos em suspensão nas planícies de inundação. Estão apresentados na figura apenas as minibacias com mais de 10.000 km² de área de drenagem.

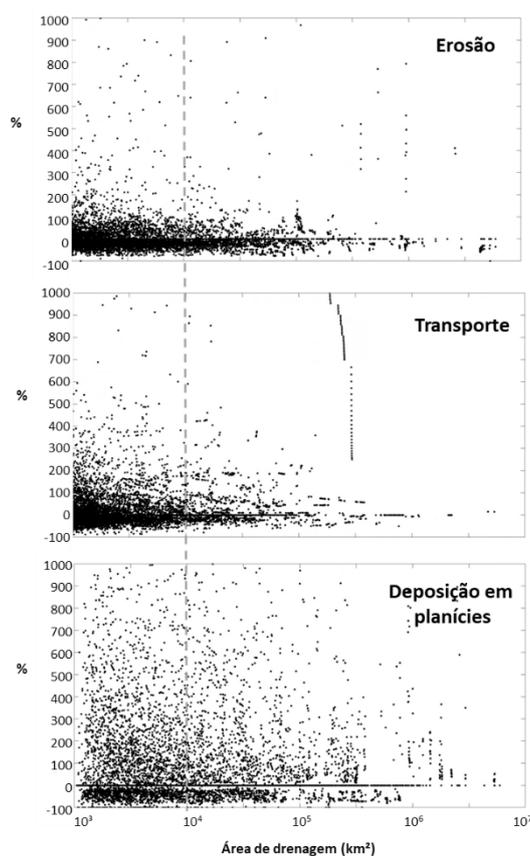


Figura 4-6: Comparação entre o percentual de alteração e área de drenagem para cada minibacia relacionado aos processos que mais sofreram modificações significativas na América do Sul devido as projeções climáticas estimadas pelos modelos regionais Eta-BESM, Eta-CanESM2, Eta-HadGEM2-ES e Eta-MIROC5 considerando o cenário RCP 4.5 para o período entre 2021 e 2055. A palavra erosão é utilizada aqui como um proxy da produção de sedimentos estimada pela MUSLE. A deposição só inclui a deposição de sedimentos em suspensão nas planícies de inundação.

Por fim, sabe-se que os resultados apresentados estão imbuídos de incertezas associadas tanto à estrutura do modelo (conforme apresentado nos Capítulos 2 e 3) como também aos dados fornecidos pelos modelos climáticos (Almagro et al., 2020). Apesar dessas incertezas, observa-se que os resultados encontrados estão, no geral, em concordância com estudos anteriores (e.g. Sorribas et al., 2016; Colman et al., 2019; Brêda et al., 2020; Brêda, 2021; Dela Costa, 2021), tanto no que diz respeito a estudos recente que vem observando mudanças nos fluxos de água e sedimentos na AS, como os estudos que apresentam projeções futuras. Além disso, ao se utilizar critérios rigorosos para definir quais mudanças eram, de fato, significativas, buscou-se aumentar a confiança dos resultados e análises apresentadas.

4.4 Conclusões

Os efeitos das mudanças climáticas têm sido percebidos ao longo dos últimos anos e seus impactos têm sido discutidos em diversas áreas. No contexto desse trabalho, avaliou-se o impacto das projeções futuras (2021-2055) sobre os fluxos de sedimentos na América do Sul utilizando os modelos climáticos regionais Eta-BESM, Eta-CanESM2, Eta-HadGEM2-ES e Eta-MIROC5 para o cenário de emissões de gases do efeito estufa RCP 4.5 e o modelo MGB-SED AS. As seguintes variáveis hidrossedimentológicas foram avaliadas: escoamento superficial anual (R), a vazão média diária (Q), a concentração de sedimentos em suspensão (CSS) média diária, a produção de sedimentos anual (E), a descarga sólida total anual (QST), e a deposição anual de sedimentos em suspensão nas planícies (SSp). A partir dos resultados encontrados, as principais conclusões obtidas foram:

- Numa perspectiva geral, estimou-se que, para as variáveis estudadas, haverá uma redução na região centro-norte e um aumento na região centro-sul da AS e um aumento no oeste da Amazônia.
- As maiores reduções significativas de QST foram estimadas para os rios Doce (-54%), Tocantins (-49%) e Xingu (-34%), enquanto os maiores aumentos foram estimados nos rios Alto Paraná (409%), Juruá (46%) e Uruguai (40%).
- Para as maiores bacias hidrográficas da América do Sul (Tabela 4-1), estimou-se que haverá um aumento médio significativo de 32% na QST,

de 9% na E, de 11% na SSfp. Por outro lado, estimou-se que haverá uma redução média significativa de -28% no valor de Q e -4% no R.

- Espera-se que, nas planícies de inundação das bacias hidrográficas dos rios Amazonas e Paraná, exista um aumento significativo na SSfp de 17% e 52%, respectivamente. Por outro lado, uma redução significativa média de 42% na SSfp é esperada na bacia do rio Tocantins, especialmente por reduções na deposição nas planícies na Ilha do Bananal.
- O aumento da vazão Q e QST no alto Solimões, aumento da QST no rio Japurá e a tendência de redução da Q nos rios Negro Madeira, Tapajós e Xingu podem fazer com que haja uma diferente composição nas águas da bacia Amazônica no futuro.
- Estimou-se que ocorrerão alterações significativas no aporte de sedimentos para o Caribe (-5%) e para os oceanos Atlântico Norte (13%) e Atlântico Sul (-1%). Considerando todo o aporte vindo da AS, está previsto um aumento de 2% das cargas de sedimentos para os Oceanos.
- Dentre os quatro rios da AS com maior transporte de sedimentos para os oceanos estão o Amazonas, o Orinoco, o Paraná e o Magdalena. Comparações entre os resultados desse estudo com aqueles do Capítulo 3 mostraram que o rio Orinoco (e sua bacia hidrográfica) é o mais resiliente em termos de alterações dos fluxos de sedimentos.

Todas essas mudanças previstas nos fluxos de sedimentos na AS apresentam grandes potenciais para afetar o desenvolvimento ambiental, social e econômico do continente. Essas alterações podem aumentar o assoreamento de rios e reservatórios ao mesmo tempo que poderá diminuir a disponibilidade hídrica e afetar sistemas de abastecimentos humano. Além disso, ecossistemas e populações ribeirinhas podem sofrer com as mudanças geomorfológicas nos rios e nas planícies de inundação. O aumento das erosões também pode prejudicar o desenvolvimento agrícola, que irão carecer cada vez mais de técnicas sofisticadas para a conservação do solo. Ter em mente essas potenciais mudanças pode suportar diversas decisões relacionadas ao planejamento e gestão dos recursos naturais na AS.

CAPÍTULO 5 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

Nessa Tese, foram apresentados e discutidos os resultados das estimativas dos fluxos de sedimentos na América do Sul a partir de modelagem matemática. Para isso, foi desenvolvido o modelo hidrológico-hidrodinâmico de sedimentos para escala continental MGB-SED AS, que foi calibrado e validado, sendo capaz de fornecer estimativas acuradas para grande parte do continente.

No Capítulo 2, mostrou-se que a AS exporta para os oceanos cerca de 1 Gt/ano de sedimentos em suspensão em condições naturais (sem barramentos), sendo os rios Amazonas, Orinoco, La Plata e Magdalena os principais responsáveis. Das cargas de sedimentos em suspensão que chegam aos rios, 12% ficam posteriormente depositadas em planícies de inundação. Do total depositado, cerca de 57% ocorrem nas grandes áreas alagadas como as planícies Banãdo La Estrella, Llanos de Moxos, Amazônia central e as *wetlands* interfluviais do Peru.

Ainda no Capítulo 2, observou-se que o processo de calibração com dados *in situ* foi de suma importância, apresentando valores significativamente menores do que quando comparado ao modelo sem calibração. Ao se comparar os resultados do MGB-SED AS com estimativas de um modelo global sem calibração, verificou-se que esse último apresentou tendência de superestimar a QSS.

A qualidade da performance obtida com a modelagem também é decorrente da utilização do método de propagação hidrodinâmica, que permitiu que, especialmente os picos de QSS fossem simulados de forma mais adequada em regiões influenciadas por planícies de inundação. A modelagem também permitiu identificar que o aumento da vazão nem sempre resulta em aumento da CSS/QSS. Especialmente em rios com grandes planícies de inundação, os picos da vazão e da CSS/QSS podem acontecer com até meses de diferença.

No Capítulo 3, os resultados mostraram que 51% dos principais rios da AS experimentaram mudanças significativas no transporte de sedimentos entre 1984 e 2019, sendo 36% devido ao desmatamento na Amazônia e ao barramento dos rios e 15% devido às mudanças nas precipitações. Além disso, estimou-se uma redução de 10% no aporte médio de sedimentos para os oceanos, estando esse valor associado principalmente com

as usinas hidrelétricas implantadas nesse período no rio Madeira e no rio Paraná e às reduções de precipitações no rio Bermejo.

Os resultados do Capítulo 3 mostraram que o aumento do transporte de sedimentos devido ao desmatamento e aumento de precipitações em regiões da Amazônia tem grande potencial para afetar a saúde das populações ribeirinhas e os ecossistemas aquáticos. Mostrou-se que as reduções das precipitações no rio Bermejo podem se agravar, diminuindo o aporte de sedimentos para as planícies do rio Paraná, afetando as comunidades que dependem desses ambientes e modificando sua geomorfologia fluvial. Além disso, a implantação de reservatórios tem reduzido o aporte de sedimentos para os oceanos, induzindo a erosão costeira, o que pode gerar um grande impacto em ecossistemas peculiares, como as praias de lama entre as fozes dos rios Amazonas e Orinoco.

No Capítulo 4, avaliou-se os impactos das mudanças climáticas sobre os fluxos de sedimento na América do Sul entre 2021-2055 utilizando quatro modelos climáticos regionais. A partir dos resultados, projeta-se para as variáveis hidrossedimentológicas uma redução na região centro-norte, e um aumento na região centro-sul da AS e no oeste da Amazônia. Assim, por exemplo, espera-se reduções significativas da descarga sólida total (QST) em rios como o Doce, Tocantins e Xingu, e aumento nos rios Paraná, Juruá e Uruguai.

Os resultados do Capítulo 4 também permitiram identificar que as mudanças (aumento) nas descargas líquidas e sólidas na região oeste da Amazônia e a redução na região leste e sul poderão resultar em um novo padrão e uma nova composição das águas da bacia Amazônica. Além disso, as comparações de mudanças nos fluxos de sedimentos no Capítulo 2 e 3 indicam que dentro os maiores rios da América do Sul, o rio Orinoco é o mais resiliente diante das mudanças que vem ocorrendo no continente.

Assim, essa Tese se propôs a discutir como os fluxos de sedimentos na América do Sul ocorrem e quais os seus padrões, identificando quais são as principais regiões produtoras de sedimentos, as que ocorrem mais deposição, e os principais rios em termos de transporte. Além disso, a modelagem permitiu entender como essa dinâmica natural tem sido perturbada pelas ações antrópicas e variações das precipitações. Na prática, o presente trabalho pode auxiliar gestores e tomadores de decisões no planejamento ambiental, econômico e na implantação e manutenção da infraestrutura continental. As

informações geradas servem para calcular estimativas da vida útil de reservatórios, planejar hidrovias, gerenciar bacias hidrográficas e priorizar/fortalecer uma agricultura mais sustentável nas regiões que se apresentam com maiores taxas de erosão. Por exemplo, as projeções futuras indicam aumento do transporte de sedimentos na bacia do rio Paraná, que hoje conta com um elevado número de reservatórios que podem sofrer cada vez mais com o assoreamento.

Por fim, espera-se que os conhecimentos adquiridos sirvam de suporte para outros estudos relacionados ao tema e por isso, a seguir são apresentadas algumas ideias de trabalhos futuros:

- Desenvolver um novo modelo, com uma discretização espacial que diferencie as zonas de geração, transporte e deposição dos sedimentos. Isso poderia auxiliar o processo de calibração e a melhorar as estimativas do modelo.
- Implementar novas bases de dados, como de solo, e incluir novas abordagens para representar processos como erosão por voçoroca e movimentos de massa, importantes nas regiões Andinas.
- Melhorar a representação das classes de partículas, pois foi considerada que a carga em suspensão era apenas silte e argila, mas muitos rios possuem uma fração importante da carga de areia em suspensão.
- Analisar quais as chuvas que mais geram sedimentos e analisar o impacto que o aumento de chuvas intensas pode gerar na dinâmica dos fluxos de sedimentos.
- Avaliar de forma mais detalhada o impacto da propagação hidrodinâmica, considerando cada bacia hidrográfica ao invés de apenas o aporte total para os oceanos.
- Avaliar o impacto de se considerar a redução do volume dos reservatórios devido a deposição dos sedimentos nos fluxos de água e sedimentos a jusante deles.
- Avaliar os impactos das mudanças climáticas considerando dados do CMIP 6 e diversos modelos climáticos globais.

REFERÊNCIAS

- Aalto, R., Dunne, T., Guyot, J. L. (2006). Geomorphic controls on Andean denudation rates. *The Journal of geology*, 114(1), 85-99.
- Aguiar, A. P. D., Vieira, I. C. G., Assis, T. O., Dalla-Nora, E. L., Toledo, P. M., Oliveira Santos-Junior, R. A., Batistella, M., Coelho, A. S., Savaget, E. K., Aragão, L. E. O. C., Nobre, C. A., & Ometto, J. P. H. (2016). Land use change emission scenarios: Anticipating a forest transition process in the Brazilian Amazon. *Global Change Biology*, 22(5), 1821–1840. <https://doi.org/10.1111/gcb.13134>
- Alarcón, J. J., Szupiany, R., Montagnini, M. D., Gaudin, H., Prendes, H. H., & Amsler, M. L. (2003). Evaluación del transporte de sedimentos en el tramo medio del Río Paraná. *Primer Simposio Regional Sobre Hidráulica de Ríos*. <https://www.researchgate.net/publication/285298995>
- Albert, J. S., Destouni, G., Duke-Sylvester, S. M., Magurran, A. E., Oberdorff, T., Reis, R. E., Winemiller, K. O., & Ripple, W. J. (2021). Scientists' warning to humanity on the freshwater biodiversity crisis. *Ambio*, 50(1), 85–94. <https://doi.org/10.1007/s13280-020-01318-8>
- Alewell, C., Borrelli, P., Meusburger, K., & Panagos, P. (2019). Using the USLE: Chances, challenges and limitations of soil erosion modelling. *International Soil and Water Conservation Research*, 7, 203–225. <https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2019.05.004>
- Almagro, A., Oliveira, P. T. S., Nearing, M. A., & Hagemann, S. (2017). Projected climate change impacts in rainfall erosivity over Brazil. *Scientific Reports*, 7(1), 1–12. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-08298-y>
- Almagro, A., Oliveira, P. T. S., Rosolem, R., Hagemann, S., & Nobre, C. A. (2020). Performance evaluation of Eta/HadGEM2-ES and Eta/MIROC5 precipitation simulations over Brazil. *Atmospheric Research*, 244. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2020.105053>
- Almeida, R. M., Tranvik, L., Huszar, V. L. M., Sobek, S., Mendonça, R., Barros, N., Boemer, G., Arantes, J.D., Jr., & Roland, F. (2015). Phosphorus transport by the largest Amazon tributary (Madeira River, Brazil) and its sensitivity to precipitation and damming. *Inland Waters*, 5, 275–282.

- Amsler, M. L., & Drago, E. C. (2009). A review of the suspended sediment budget at the confluence of the Paraná and Paraguay Rivers. *Hydrological Processes: An International Journal*, 23(22), 3230–3235. <https://doi.org/10.1002/hyp>
- Amsler, M., & Prendes, H. (2000). El Río Paraná en su Tramo Medio. In *Transporte de sedimentos y procesos fluviales asociados* (pp. 233–306).
- Andreadis, K. M., Schumann, G. J. P., & Pavelsky, T. (2013). A simple global river bankfull width and depth database. *Water Resources Research*.
- Angarita, H., Wickel, A. J., Sieber, J., Chavarro, J., Maldonado-Ocampo, J. A., Herrera-R, G. A., Delgado, J., & Purkey, D. (2018). Basin-scale impacts of hydropower development on the Mompós Depression wetlands, Colombia. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(5), 2839–2865. <https://doi.org/10.5194/hess-22-2839-2018>
- Anthony, E. J., Gardel, A., & Gratiot, N. (2014). Fluvial sediment supply, mud banks, cheniers and the morphodynamics of the coast of South America between the Amazon and Orinoco river mouths. *Geological Society Special Publication*, 388(1), 533–560. <https://doi.org/10.1144/SP388.8>
- Aragão, L. E. O. C. (2012). The rainforest 's water pump. *Nature*, 489, 217–218.
- Arnold, J. G., Srinivasan, R., Muttiah, R. S., & Williams, J. R. (1998). Large area hydrologic modeling and assessment part I: model development. In *Journal of the American Water Resources Association* (Vol. 34, Issue 1, pp. 73–89). <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1998.tb05961.x>
- Bandeira, J. V., Farias, E. de G. G., Lorenzetti, J. A., & Salim, L. H. (2013). Resposta morfológica da foz do rio São Francisco, devido à retenção de sedimentos nos reservatórios. *Vetor*, 23(1), 5–17.
- Barbarossa, V., Schmitt, R. J. P., Huijbregts, M. A. J., Zarfl, C., King, H., & Schipper, A. M. (2020). Impacts of current and future large dams on the geographic range connectivity of freshwater fish worldwide. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 117(7), 3648–3655. <https://doi.org/10.1073/pnas.1912776117>

- Bates, P. D., Horritt, M. S., & Fewtrell, T. J. (2010). A simple inertial formulation of the shallow water equations for efficient two-dimensional flood inundation modelling. *Journal of Hydrology*, *387*(1–2), 33–45. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.03.027>
- Bates, P. D., Neal, J., Sampson, C., Smith, A., & Trigg, M. (2018). Progress Toward Hyperresolution Models of Global Flood Hazard. *Risk Modeling for Hazards and Disasters*, 211–232. <https://doi.org/doi.org/10.1016/B978-0-12-804071-3.00009-4>
- Beck, H. E., van Dijk, A. I. J. M., de Roo, A., Dutra, E., Fink, G., Orth, R., & Schellekens, J. (2017). Global evaluation of runoff from 10 state-of-the-art hydrological models. *Hydrology and Earth System Sciences*, *21*, 2881–2903.
- Beighley, R. E., & Gummadi, V. (2011). Developing channel and floodplain dimensions with limited data: A case study in the Amazon Basin. *Earth Surface Processes and Landforms*, *36*, 1059–1071.
- Benavidez, R., Jackson, B., Maxwell, D., & Norton, K. (2018). A review of the (Revised) Universal Soil Loss Equation ((R)USLE): With a view to increasing its global applicability and improving soil loss estimates. *Hydrology and Earth System Sciences*, *22*(11), 6059–6086. <https://doi.org/10.5194/hess-22-6059-2018>
- Benefice, E., Luna-Monroy, S., & Lopez-Rodriguez, R. (2010). Fishing activity, health characteristics and mercury exposure of Amerindian women living alongside the Beni River (Amazonian Bolivia). *International Journal of Hygiene and Environmental Health*, *213*(6), 458–464. <https://doi.org/10.1016/j.ijheh.2010.08.010>
- Best, J. (2019). Anthropogenic stresses on the world's big rivers. *Nature Geoscience*, *12*(1), 7–21. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0262-x>
- Beusen, A. H. W., Dekkers, A. L. M., Bouwman, A. F., Ludwig, W., & Harrison, J. (2005). Estimation of global river transport of sediments and associated particulate C, N, and P. *Global Biogeochemical Cycles*, *19*(4). <https://doi.org/10.1029/2005GB002453>
- Bierkens, M. F. P. (2015). Global hydrology 2015: State, trends, and directions. *Water Resources Research*, *51*, 4923–4947. <https://doi.org/10.1002/2015WR017173>.Received
- Borrelli, P., Robinson, D. A., Fleischer, L. R., Lugato, E., Ballabio, C., Alewell, C., Meusburger, K., Modugno, S., Schütt, B., Ferro, V., Bagarello, V., Oost, K. van,

- Montanarella, L., & Panagos, P. (2017). An assessment of the global impact of 21st century land use change on soil erosion. *Nature Communications*, 8(1), 1–13. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-02142-7>
- Bourgoin, L. M., Bonnet, M. P., Martinez, J. M., Kosuth, P., Cochonneau, G., Moreira-Turcq, P., Guyot, J. L., Vauchel, P., Filizola, N., & Seyler, P. (2007). Temporal dynamics of water and sediment exchanges between the Curuaí floodplain and the Amazon River, Brazil. *Journal of Hydrology*, 335(1–2), 140–156. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.11.023>
- Bravo, J. M., Allasia, D., Paz, a. R., Collischonn, W., & Tucci, C. E. M. (2012). Coupled Hydrologic-Hydraulic Modeling of the Upper Paraguay River Basin. *Journal of Hydrologic Engineering*, 17(5), 635–646. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0000494](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000494)
- Brêda, J. P. L. F., Paiva, R. C. D., Collischon, W., Bravo, J. M., Siqueira, V. A., & Steinke, E. B. (2020). Climate change impacts on South American water balance from a continental-scale hydrological model driven by CMIP5 projections. *Climatic Change*. <https://doi.org/10.1007/s10584-020-02667-9>
- Brêda, J.P.L.F., 2021. Impactos das mudanças climáticas sobre os recursos hídricos da América do Sul através de projeções do CMIP5. *Tese de doutorado*: Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Buarque, D. C. (2015). *Simulação da geração e do transporte de sedimentos em grandes bacias: estudo de caso do rio Madeira*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Cai, W., McPhaden, M. J., Grimm, A. M., Rodrigues, R. R., Taschetto, A. S., Garreaud, R. D., Dewitte, B., Poveda, G., Ham, Y. G., Santoso, A., Ng, B., Anderson, W., Wang, G., Geng, T., Jo, H. S., Marengo, J. A., Alves, L. M., Osman, M., Li, S., ... Vera, C. (2020). Climate impacts of the El Niño–Southern Oscillation on South America. In *Nature Reviews Earth and Environment* (Vol. 1, Issue 4, pp. 215–231). Springer Nature. <https://doi.org/10.1038/s43017-020-0040-3>

- Campagnoli, F. (2006). The production of the sediment of the South America continent: propose of mapping of the erosion rates based on geological and geomorphological aspects. In *Revista Brasileira de Geomorfologia* (Vol. 7, Issue 1, pp. 03–08).
- Carvalho, T. M. (2009). Avaliação do transporte de carga sedimentar no médio rio Araguaia. *Geosul*, 24(47), 147–160.
- Cavali, J., Mojica, A. B., & Filho, J. V. D. (2020). Percepção dos pescadores sobre as mudanças no baixo rio São Francisco. In E. C. Soares, J. V. Silva, & R. Navas (Eds.), *O Baixo São Francisco: Características Ambientais e Sociais* (Vol. 1). Edufal.
- Chylek P, Li J, Dubey MK, Wang M, Lesins G. 2011. Observed and model simulated 20th century Arctic temperature variability: Canadian Earth System Model CanESM2. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 11(8): 22893–22907. <https://doi.org/10.5194/acpd-11-22893-2011>.
- Chou, S.C., Lyra, A., Mourão, C., Dereczynski, C., Pilotto, I., Gomes, J., Bustamante, J., Tavares, P., Silva, A., Rodrigues, D., Campos, D., Chagas, D., Sueiro, G., Siqueira, G., Nobre, P., Marengo, J., 2014. Evaluation of the Eta Simulations Nested in Three Global Climate Models. *Am. J. Clim. Chang.* 03, 438–454. <https://doi.org/10.4236/ajcc.2014.35039>
- CNEN/CDTN - Centro de Desenvolvimento da Tecnologia Nuclear, & IFNMG/Campus Januária - Instituto Federal do Norte de Minas Gerais. (2020). *Caracterização Qualitativa e Quantitativa de Parâmetros Hídricos e Sedimentológicos da Rede de Drenagem do Rio Pandeiros*.
- Cohen, S., Kettner, A. J., & Syvitski, J. P. M. (2014). Global suspended sediment and water discharge dynamics between 1960 and 2010: Continental trends and intra-basin sensitivity. *Global and Planetary Change*, 115, 44–58. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.01.011>
- Collins WJ, Bellouin N, Gedney N, Halloran P, Hinton T, Hughes J, Jones CD. 2011. Model Development Development and evaluation of an Earth-System model – HadGEM2. , 1051–1075. <https://doi.org/10.5194/gmd-4-1051-2011>.

- Collischonn, W., Allasia, D., da Silva, B. C., & Tucci, C. E. M. (2007). The MGB-IPH model for large-scale rainfall-runoff modelling. *Hydrological Sciences Journal*, *52*(5), 878–895. <https://doi.org/10.1623/hysj.52.5.878>
- Colman, C. B., Oliveira, P. T. S., Almagro, A., Soares-Filho, B. S., & Rodrigues, D. B. B. (2019). Effects of Climate and Land-Cover Changes on Soil Erosion in Brazilian Pantanal. *Sustainability (Switzerland)*, *11*(24). <https://doi.org/10.3390/su11247053>
- Constantine, J. A., Dunne, T., Ahmed, J., Legleiter, C., & Lazarus, E. D. (2014). Sediment supply as a driver of river meandering and floodplain evolution in the Amazon Basin. *Nature Geoscience*, *7*(12), 899–903. <https://doi.org/10.1038/ngeo2282>
- Costanza, R., de Groot, R., Farberll, S., Grassot, M., Hannon, B., Limburg, K., Naeem, S., O, R. v, Paruelo, J., Raskin, R. G., & Suttonlllll, P. (1997). The value of the world's ecosystem services and natural capital. *Nature*, *387*, 253–260. <https://doi.org/https://doi.org/10.1038/387253a0>
- Creech, C. T., Siqueira, R. B., Selegean, J. P., & Miller, C. (2015). Anthropogenic impacts to the sediment budget of São Francisco River navigation channel using SWAT. *International Journal of Agricultural and Biological Engineering*, *8*(3), 1–20. <https://doi.org/10.3965/j.ijabe.20150803.1372>
- da Silva, I. G., Pelicice, F. M., & Rodrigues, L. C. (2020). Loss of phytoplankton functional and taxonomic diversity induced by river regulation in a large tropical river. *Hydrobiologia*, *847*(16), 3471–3485. <https://doi.org/10.1007/s10750-020-04355-2>
- Dearing, J. A., & Jones, R. T. (2003). Coupling temporal and spatial dimensions of global sediment flux through lake and marine sediment records. *Global and Planetary Change*, *39*(1–2), 147–168. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(03\)00022-5](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(03)00022-5)
- Dela Costa, F. de P. (2021). Impacto das mudanças climáticas na vazão e na dinâmica de sedimentos em grandes bacias hidrográficas: estudo de caso da bacia do rio Doce. *Dissertação de Mestrado: Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental – Universidade Federal do Espírito Santo*.
- Diodato, N., Filizola, N., Borrelli, P., Panagos, P., & Bellocchi, G. (2020). The rise of climate-driven sediment discharge in the amazonian river basin. *Atmosphere*, *11*(2). <https://doi.org/10.3390/atmos11020208>

- Doetterl, S., Van Oost, K., & Six, J. (2012). Towards constraining the magnitude of global agricultural sediment and soil organic carbon fluxes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37(6), 642–655. <https://doi.org/10.1002/esp.3198>
- Döll, P., Zhang, J., 2010. Impact of climate change on freshwater ecosystems: A global-scale analysis of ecologically relevant river flow alterations. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14, 783–799. <https://doi.org/10.5194/hess-14-783-2010>
- Dunn, F. E., Darby, S. E., Nicholls, R. J., Cohen, S., Zarfl, C., & Fekete, B. M. (2019). Projections of declining fluvial sediment delivery to major deltas worldwide in response to climate change and anthropogenic stress. *Environmental Research Letters*, 14(8), 084034. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab304e>
- Dunn, F. E., Nicholls, R. J., Darby, S. E., Cohen, S., Zarfl, C., & Fekete, B. M. (2018). Projections of historical and 21st century fluvial sediment delivery to the Ganges-Brahmaputra-Meghna, Mahanadi, and Volta deltas. *Science of the Total Environment*, 642, 105–116. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.06.006>
- Ezcurra, E., Barrios, E., Ezcurra, P., Ezcurra, A., Vanderplank, S., Vidal, O., Villanueva-Almanza, L., & Aburto-Oropeza, O. (2019). A natural experiment reveals the impact of hydroelectric dams on the estuaries of tropical rivers. *Sci. Adv*, 5(3), 9875–9888. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aau9875>
- Fagundes, H. de O., Fan, F. M., & Paiva, R. C. D. (2019). Automatic calibration of a large-scale sediment model using suspended sediment concentration, water quality, and remote sensing data. *Brazilian Journal of Water Resources*, 24, 1–18. <https://doi.org/10.1590/2318-0331.241920180127>
- Fagundes, H. O., Fan, F. M., Paiva, R. C. D., Siqueira, V. A., Buarque, D. C., Kornowski, L. W., Laipelt, L., & Collischonn, W. (2021). Sediment Flows in South America Supported by Daily Hydrologic-Hydrodynamic Modeling. *Water Resources Research*, 57(2). <https://doi.org/10.1029/2020WR027884>
- Fagundes, H. O., Paiva, R. C. D., Fan, F. M., Buarque, D. C., & Fassoni-Andrade, A. C. (2020). Sediment modeling of a large-scale basin supported by remote sensing and in-situ observations. *Catena*, 190(February), 104535. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104535>

- Fan, F. M., Buarque, D. C., Pontes, P. R. M., & Collischonn, W. (2015). Um Mapa de Unidades de Resposta Hidrológica para a América do Sul. *XXI Simpósio Brasileiro e Recursos Hídricos*, 1–8.
- Fan, F. M., Siqueira, V. A., Fleischmann, A. S., Brêda, J. P. F., de Paiva, R. C. D., Pontes, P. R. M., & Collischonn, W. (2021). On the discretization of river networks for large scale hydrologic-hydrodynamic models. *Revista Brasileira de Recursos Hidricos*, 26. <https://doi.org/10.1590/2318-0331.262120200070>
- Fantin-Cruz, I., de Oliveira, M. D., Campos, J. A., de Campos, M. M., de Souza Ribeiro, L., Mingoti, R., de Souza, M. L., Pedrollo, O., & Hamilton, S. K. (2020). Further Development of Small Hydropower Facilities Will Significantly Reduce Sediment Transport to the Pantanal Wetland of Brazil. *Frontiers in Environmental Science*, 8. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2020.577748>
- FAO/UNESCO. (1974). *FAO/UNESCO Soil Map of the World | Food and Agriculture Organization of the United Nations*. FAO/UNESCO Soil Map of the World.
- Fassoni-Andrade, A. C., & Paiva, R. C. D. de. (2019). Mapping spatial-temporal sediment dynamics of river-floodplains in the Amazon. *Remote Sensing of Environment*, 221, 94–107. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.10.038>
- Feagin, R.A., Sherman, D.J., Grant, W.E., 2005. Coastal erosion, global sea-level rise, and the loss of sand dune plant habitats. *Front. Ecol. Environ.* 3, 359–364. [https://doi.org/10.1890/1540-9295\(2005\)003\[0359:CEGSRA\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1890/1540-9295(2005)003[0359:CEGSRA]2.0.CO;2)
- Filho, O. S. (2016). *Monitoramento hidrossedimentométrico e avaliação de métodos de cálculo de descarga sólida total no rio Vacacaí Mirim*.
- Filizola, N., & Guyot, J. L. (2009). Suspended sediment yields in the Amazon basin: an assessment using the Brazilian national data set. *Hydrological Processes*, 23, 3207–3215. <https://doi.org/10.1002/hyp.7394> Suspended
- Filizola, N., & Guyot, J. L. (2011). Fluxo de sedimentos em suspensão nos rios da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, 41(4), 566–576.

- Filizola, N., Guyot, J.-L., Wittmann, H., Martinez, J.-M., & de, E. (2011). The Significance of Suspended Sediment Transport Determination on the Amazonian Hydrological Scenario. *Sediment Transport in Aquatic Environments*. <https://doi.org/10.5772/19948>
- Flato, G., Marotzke, J., Abiodun, B., Braconnot, P., Chou, S.C., Collins, W., Cox, P., Driouech, F., Emori, S., Eyring, V., Forest, C., Gleckler, P., Guilyardi, E., Jakob, C., Kattsov, V., Reason, C., Rummukainen, M., 2013. Evaluation of Climate Models. *Clim. Chang.* 2013 Phys. Sci. Basis. Contrib. Work. Gr. I to Fifth Assess. Rep. Intergov. Panel Clim. Chang. 741–866. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324>
- Fleischmann, A. S., Brêda, J. P. F., Passaia, O. A., Wongchuig, S. C., Fan, F. M., Paiva, R. C. D., Marques, G. F., & Collischonn, W. (2021). Regional scale hydrodynamic modeling of the river-floodplain-reservoir continuum. *Journal of Hydrology*, 596. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126114>
- Fleischmann, A., Collischonn, W., Paiva, R., & Tucci, C. E. (2019). Modeling the role of reservoirs versus floodplains on large-scale river hydrodynamics. *Natural Hazards*, 99(2), 1075–1104. <https://doi.org/10.1007/s11069-019-03797-9>
- Fleischmann, A., Paiva, R., & Collischonn, W. (2019). Can regional to continental river hydrodynamic models be locally relevant? A cross-scale comparison. *Journal of Hydrology X*, 3, 100027. <https://doi.org/10.1016/j.hydroa.2019.100027>
- Fleischmann, A., Siqueira, V., Paris, A., Collischonn, W., Paiva, R., Pontes, P., Crétaux, J. F., Bergé-Nguyen, M., Biancamaria, S., Gosset, M., Calmant, S., & Tanimoun, B. (2018). Modelling hydrologic and hydrodynamic processes in basins with large semi-arid wetlands. *Journal of Hydrology*, 561, 943–959. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.04.041>
- Fluet-Chouinard, E., Lehner, B., Rebelo, L. M., Papa, F., & Hamilton, S. K. (2015). Development of a global inundation map at high spatial resolution from topographic downscaling of coarse-scale remote sensing data. *Remote Sensing of Environment*, 158, 348–361. <https://doi.org/dx.doi.org/10.1016/j.rse.2014.10.015>
- Föeger, L. B. (2019). Modelagem Hidrossedimentológica de Grandes Bacias com Propagação Inercial de Vazão: estudo de caso da baía do rio Madeira. *Dissertação de Mestrado*:

Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental – Universidade Federal do Espírito Santo.

- Forsberg, B. R., Melack, J. M., Dunne, T., Barthem, R. B., Goulding, M., Paiva, R. C. D., Sorribas, M. v., Silva, U. L., & Weisser, S. (2017). The potential impact of new Andean dams on Amazon fluvial ecosystems. In *PLoS ONE* (Vol. 12, Issue 8). <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0182254>
- Galy, V., Peucker-Ehrenbrink, B., & Eglinton, T. (2015). Global carbon export from the terrestrial biosphere controlled by erosion. *Nature*, *521*(7551), 204–207. <https://doi.org/10.1038/nature14400>
- Gamaro, P. E. M., Maldonado, L. H., & Castro, J. L. (2014). Aplicação do método das dunas para determinação da descarga de fundo no rio Paraná. *Anais Do XI Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos*.
- Gamaro, P. E. M., Maldonado, L. H., & Lima, K. A. (2011). Avaliação da carga de sedimentos de fundo pelo método de deslocamento de dunas e medidores acústicos doppler. *Anais Do XIX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*.
- García-Ruiz, J. M., Beguería, S., Nadal-Romero, E., González-Hidalgo, J. C., Lana-Renault, N., & Sanjuán, Y. (2015). A meta-analysis of soil erosion rates across the world. *Geomorphology*, *239*, 160–173. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.03.008>
- Getirana, A. C. V., & Paiva, R. C. D. (2013). Mapping large-scale river flow hydraulics in the Amazon Basin. *Water Resources Research*, *49*(5), 2437–2445. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20212>
- González, M. H., & Murgida, A. M. (2012). 7 Seasonal Summer Rainfall Prediction in Bermejo River Basin in Argentina. In A. Hannachi (Ed.), *Climate Variability—Some Aspects, Challenges and Prospects* (Vol. 1, pp. 141–160). InTech. <http://www.intechopen.com/books/climate-variability-some-aspects-challenges-and-prospects/seasonal-summer-rainfall-prediction-in-bermejo-river-basin-in-argentina>
- Grill, G., Lehner, B., Thieme, M., Geenen, B., Tickner, D., Antonelli, F., Babu, S., Borrelli, P., Cheng, L., Crochetiere, H., Ehalt Macedo, H., Filgueiras, R., Goichot, M., Higgins, J., Hogan, Z., Lip, B., McClain, M. E., Meng, J., Mulligan, M., ... Zarfl, C. (2019). Mapping

the world's free-flowing rivers. *Nature*, 569(7755), 215–221.
<https://doi.org/10.1038/s41586-019-1111-9>

Guyot, J. L., Filizola, N., Quintanilla, J., & Cortez, J. (1996). Dissolved solids and suspended sediment yields in the Rio Madeira basin, from the Bolivian Andes to the Amazon. *IAHS-AISH Publication*, 236, 55–63.

Guyot, J. L., Jouanneau, J. M., & Wasson, J. G. (1999). Characterisation of river bed and suspended sediments in the Rio Madeira drainage basin (Bolivian Amazonia). *Journal of South American Earth Sciences*, 12(4), 401–410. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(99\)00030-9](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(99)00030-9)

Guyot, J., Bourges, J., Calle, H., Cortes, J., Hoorelbecke, R., & Roche, M. (1989). Transport of suspended sediments to the Amazon by the Andean river: The River Mamore, Bolivia. *Fourth International Symposium on River Sedimentation. ISRS, Beijing, China, November*, 106–113.

Hanasaki, N., Kanae, S., & Oki, T. (2006). A reservoir operation scheme for global river routing models. *Journal of Hydrology*, 327(1–2), 22–41.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.11.011>

Hanasaki, N., Kanae, S., Oki, T., Masuda, K., Motoya, K., Shirakawa, N., Shen, Y., & Tanaka, K. (2008a). An integrated model for the assessment of global water resources – Part 1: Model description and input meteorological forcing. *Hydrology and Earth System Sciences*, 12, 1007–1025.

Hanasaki, N., Kanae, S., Oki, T., Masuda, K., Motoya, K., Shirakawa, N., Shen, Y., & Tanaka, K. (2008b). An integrated model for the assessment of global water resources – Part 2: Applications and assessments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 12, 1027–1037.

Hanasaki, N., Yoshikawa, S., Pokhrel, Y., & Kanae, S. (2018). A global hydrological simulation to specify the sources of water used by humans. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22, 789–817.

Heilpern, S. A., Defries, R., Fiorella, K., Flecker, A., Sethi, S. A., Uriarte, M., & Naeem, S. (2021). **A P P L I E D E C O L O G Y** Declining diversity of wild-caught species puts dietary nutrient supplies at risk. In *Sci. Adv* (Vol. 7). <https://www.science.org>

- Hogeboom, R. J., Knook, L., & Hoekstra, A. Y. (2018). The blue water footprint of the world's artificial reservoirs for hydroelectricity, irrigation, residential and industrial water supply, flood protection, fishing and recreation. *Advances in Water Resources*, *113*, 285–294. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2018.01.028>
- Huang, C., Zhou, Z., Teng, M., Wu, C., & Wang, P. (2020). Effects of climate, land use and land cover changes on soil loss in the Three Gorges Reservoir area, China. *Geography and Sustainability*, *1*(3), 200–208. <https://doi.org/10.1016/j.geosus.2020.08.001>
- IDEAM. (2007). *Protocolo para el monitoreo y seguimiento del agua*.
- INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. (2021). TerraBrasilis. PRODES (Desmatamento). Taxas de desmatamento acumulado. In <http://www.obt.inpe.br/OBT/assuntos/programas/amazonia/prodes/citacoes-ao-prodes>.
- International Standard - ISO. (n.d.). *Measurement of liquid flow in open channels - Methods for measurement of characteristics of suspended sediment*.
- Isaac, V. J., & de Almeida, M. C. (2011). *El consumo de pescado en La Amazonía Brasileña*. www.fao.org/icalog/inter-e.htm
- Ito, A. (2007). Simulated impacts of climate and land-cover change on soil erosion and implication for the carbon cycle, 1901 to 2100. In *Geophysical Research Letters* (Vol. 34, Issue 9). <https://doi.org/10.1029/2007GL029342>
- Julien, P. Y. (2010). *Erosion and Sedimentation* (Second). Cambridge University Press.
- Kemppinen, K. M. S., Collins, P. M., Hole, D. G., Wolf, C., Ripple, W. J., & Gerber, L. R. (2020). Global reforestation and biodiversity conservation. *Conservation Biology*, *34*(5), 1221–1228. <https://doi.org/10.1111/cobi.13478>
- Kendall, M. G., & Gibbons, J. D. (1975). *Rank correlation methods*. Griffin.
- Kettner, A. J., Restrepo, J. D., & Syvitski, J. P. M. (2010). A spatial simulation experiment to replicate fluvial sediment fluxes within the Magdalena River Basin, Colombia. *Journal of Geology*, *118*(4), 363–379. <https://doi.org/10.1086/652659>
- Knisel, W. G. (1980). *CREAMS: A Field-Scale Model for Chemicals, Runoff and Erosion for Agricultural Management Systems*.

- Kollat, J. B., Reed, P. M., & Wagener, T. (2012). When are multiobjective calibration trade-offs in hydrologic models meaningful? *Water Resources Research*, 48(3), 1–19. <https://doi.org/10.1029/2011WR011534>
- Kondolf, G.M., Schmitt, R.J.P., Carling, P., Darby, S., Arias, M., Bizzi, S., Castelletti, A., Cochrane, T.A., Gibson, S., Kumm, M., Oeurng, C., Rubin, Z., Wild, T., 2018. Changing sediment budget of the Mekong: Cumulative threats and management strategies for a large river basin. *Sci. Total Environ.* 625, 114–134. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.11.361>
- Kouwen, N., Soulis, E. D., Pietroniro, A., Donald, J., & HARRINGTON; R. A. (1993). Grouped Response Units for Distributed Hydrologic Modeling. *Journal of Water Resources Planning and Management*, 119(3), 289–305.
- Krysanova, V., Mu, D., & Becker, A. (1998). Development and test of a spatially distributed hydrological/ water quality model for mesoscale watersheds. *Ecol. Model*, 106(2), 261–289.
- Kuhn, N. J., Hoffmann, T., Schwanghat, W., & Dotterwiech, M. (2009). Agricultural soil erosion and global carbon cycle: controversy over? *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 1033–1038. <https://doi.org/10.1002/esp>
- Lal, R. (2003). Soil erosion and the global carbon budget. *Environment International*, 29(4), 437–450. [https://doi.org/10.1016/S0160-4120\(02\)00192-7](https://doi.org/10.1016/S0160-4120(02)00192-7)
- Latosinski, F. G., Szupiany, R. N., Guerrero, M., Amsler, M. L., & Vionnet, C. (2017). The ADCP's bottom track capability for bedload prediction: Evidence on method reliability from sandy river applications. *Flow Measurement and Instrumentation*, 54, 124–135. <https://doi.org/10.1016/j.flowmeasinst.2017.01.005>
- Latrubesse, E. M., Amsler, M. L., de Morais, R. P., & Aquino, S. (2009). The geomorphologic response of a large pristine alluvial river to tremendous deforestation in the South American tropics: The case of the Araguaia River. *Geomorphology*, 113(3–4), 239–252. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.03.014>
- Latrubesse, E. M., Arima, E. Y., Dunne, T., Park, E., Baker, V. R., D'Horta, F. M., Wight, C., Wittmann, F., Zuanon, J., Baker, P. A., Ribas, C. C., Norgaard, R. B., Filizola, N., Ansar,

- A., Flyvbjerg, B., & Stevaux, J. C. (2017). Damming the rivers of the Amazon basin. *Nature*, *546*(7658), 363–369. <https://doi.org/10.1038/nature22333>
- Latrubesse, E. M., Arima, E., Ferreira, M. E., Nogueira, S. H., Wittmann, F., Dias, M. S., Dagosta, F. C. P., & Bayer, M. (2019). Fostering water resource governance and conservation in the Brazilian Cerrado biome. *Conservation Science and Practice*, *1*(9). <https://doi.org/10.1111/csp2.77>
- Latrubesse, E. M., Stevaux, J. C., & Sinha, R. (2005). Tropical rivers. *Geomorphology*, *70*(3-4 SPEC. ISS.), 187–206. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.02.005>
- Lehner, B., Liermann, C. R., Revenga, C., Vörösmarty, C., Fekete, B., Crouzet, P., Döll, P., Endejan, M., Frenken, K., Magome, J., Nilsson, C., Robertson, J. C., Rödel, R., Sindorf, N., & Wisser, D. (2011). High-resolution mapping of the world's reservoirs and dams for sustainable river-flow management. *Frontiers in Ecology and the Environment*, *9*(9), 494–502. <https://doi.org/10.1890/100125>
- Lehner, B., Verdin, K., & Jarvis, A. (2008). New global hydrography derived from spaceborne elevation data. *EOS*, *89*, 93–94. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2008EO100001>
- Li, L., Ni, J., Chang, F., Yue, Y., Frolova, N., Magritsky, D., Borthwick, A. G. L., Ciais, P., Wang, Y., Zheng, C., & Walling, D. E. (2020). Global trends in water and sediment fluxes of the world's large rivers. *Science Bulletin*, *65*(1), 62–69. <https://doi.org/10.1016/j.scib.2019.09.012>
- Lima, J. E. F. W., Lopes, W. T. a., De Oliveira Carvalho, N., Vieira, M. R., & Da Silva, E. M. (2005). Suspended sediment fluxes in the large river basins of Brazil. *IAHS ICCE Symposium: Sediments Budgets 1*, *1*(April), 355–364.
- Lino, A. S., Kasper, D., Guida, Y. S., Thomaz, J. R., & Malm, O. (2019). Total and methyl mercury distribution in water, sediment, plankton and fish along the Tapajós River basin in the Brazilian Amazon. *Chemosphere*, *235*, 690–700. <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2019.06.212>
- Littleboy, M., Silburn, M. D., Freebairn, D. M., Woodruff, D. R., Hammer, G. L., & Leslie, J. K. (1992). Impact of soil erosion on production in cropping systems. I. Development and validation of a simulation model. *Australian Journal of Soil Research*, *30*(5), 757–774.

- Maavara, T., Parsons, C. T., Ridenour, C., Stojanovic, S., Dürr, H. H., Powley, H. R., & van Cappellen, P. (2015). Global phosphorus retention by river damming. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, *112*(51), 15603–15608. <https://doi.org/10.1073/pnas.1511797112>
- Macklin, M. G., & Lewin, J. (2019). River stresses in anthropogenic times: Large-scale global patterns and extended environmental timelines. *Progress in Physical Geography*, *43*(1), 3–23. <https://doi.org/10.1177/0309133318803013>
- Martins, D. P., & Stevaux, J. C. (2005). Formas de leito e transporte de carga de fundo do Alto Rio Paraná. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, *6*(2), 43–50.
- Martins, D. P., Bravard, J.-P., & Stevaux, J. C. (2009). Dynamics of water flow and sediments in the Upper Paraná River between Porto Primavera and Itaipu Dams, Brazil. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, *16*(2), 111–118. <https://www.researchgate.net/publication/262738052>
- Martín-Vide, J. P., Amarilla, M., & Zárata, F. J. (2014). Collapse of the Pilcomayo River. *Geomorphology*, *205*, 155–163. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.12.007>
- Meade, R. H., Weibezahn, F. H., Lewis Jr, W. M., & Hernandez, D. P. (1990). Suspended-sediment budget for the Orinoco River. In *The Orinoco River as an ecosystem* (pp. 55–79).
- Montanarella, L., Pennock, D. J., McKenzie, N., Badraoui, M., Chude, V., Baptista, I., Mamo, T., Yemefack, M., Aulakh, M. S., Yagi, K., Hong, S. Y., Vijarnsorn, P., Zhang, G. L., Arrouays, D., Black, H., Krasilnikov, P., Sobocká, J., Alegre, J., Henriquez, C. R., ... Vargas, R. (2016). World's soils are under threat. *SOIL*, *2*(1), 79–82. <https://doi.org/10.5194/soil-2-79-2016>
- Morehead, M. D., Syvitski, J. P., Hutton, E. W. H., & Peckham, S. D. (2003). Modeling the temporal variability in the flux of sediment from ungauged river basins. *Global and Planetary Change*, *39*(1–2), 95–110. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(03\)00019-5](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(03)00019-5)
- Morris, G., & Fan, J. (1998). *Reservoir Sedimentation Handbook*. McGraw-Hill Book Co.
- Mouyen, M., Longuevergne, L., Steer, P., Crave, A., Lemoine, J. M., Save, H., & Robin, C. (2018). Assessing modern river sediment discharge to the ocean using satellite

- gravimetry. *Nature Communications*, 9(1), 1–9. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05921-y>
- Müller-Nedebock, D., & Chaplot, V. (2015). Soil carbon losses by sheet erosion: A potentially critical contribution to the global carbon cycle. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40(13), 1803–1813. <https://doi.org/10.1002/esp.3758>
- Murphy, J. (2019). Declining suspended sediment in United States rivers and streams: Linking sediment trends to changes in land use/cover, hydrology and climate. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, September, 1–37. <https://doi.org/10.5194/hess-2019-435>
- Nagel, G. W., Novo, E. M. L. de M., Martins, V. S., Campos-Silva, J. V., Barbosa, C. C. F., & Bonnet, M. P. (2022). Impacts of meander migration on the Amazon riverine communities using Landsat time series and cloud computing. *Science of the Total Environment*, 806. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.150449>
- Naiman, R. J., Decamps, H., & Pollock, M. (1993). The Role of Riparian Corridors in Maintaining Regional Biodiversity. *Ecological Applications*, 3(2), 209–212.
- Naipal, V., Ciais, P., Wang, Y., Lauerwald, R., Guenet, B., & Van Oost, K. (2018). Global soil organic carbon removal by water erosion under climate change and land use change during AD-1850-2005. *Biogeosciences*, 15(14), 4459–4480. <https://doi.org/10.5194/bg-15-4459-2018>
- Naipal, V., Reick, C., Pongratz, J., & Van Oost, K. (2015). Improving the global applicability of the RUSLE model - Adjustment of the topographical and rainfall erosivity factors. *Geoscientific Model Development*, 8, 2893–2913. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-2893-2015>
- Nash, J. E., & Sutcliffe, J. v. (1970). River Flow Forecasting Through Conceptual Models Part I-a Discussion of Principles. *Journal of Hydrology*, 10, 282–290. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(70\)90255-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(70)90255-6)
- New, M., Lister, D., Hulme, M., & Makin, I. (2002). A high-resolution data set of surface climate over global land areas. *Climate Research*, 21, 1–25.

- Nobre P, Siqueira LSP, De Almeida RAF, Malagutti M, Giarolla E, Castelã O GP, Bottino MJ, Kubota P, Figueroa SN, Costa MC, Baptista M, Irber L, Marcondes GG. 2013. Climate simulation and change in the brazilian climate model. *Journal of Climate*, 26(17): 6716–6732. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00580.1>.
- Niu, B., Hong, S., Yuan, J., Peng, S., Wang, Z., & Zhang, X. (2014). Global trends in sediment-related research in earth science during 1992-2011: A bibliometric analysis. *Scientometrics*, 98(1), 511–529. <https://doi.org/10.1007/s11192-013-1065-x>
- O’Loughlin, F. E., Paiva, R. C. D., Durand, M., Alsdorf, D. E., & Bates, P. D. (2016). A multi-sensor approach towards a global vegetation corrected SRTM DEM product. *Remote Sensing of Environment*, 182, 49–59.
- Oestreicher, J. S., Lucotte, M., Moingt, M., Bélanger, É., Rozon, C., Davidson, R., Mertens, F., & Romaña, C. A. (2017). Environmental and Anthropogenic Factors Influencing Mercury Dynamics During the Past Century in Floodplain Lakes of the Tapajós River, Brazilian Amazon. *Archives of Environmental Contamination and Toxicology*, 72(1), 11–30. <https://doi.org/10.1007/s00244-016-0325-1>
- Oliveira, P. T. S., Nearing, M. A., & Wendland, E. (2015). Orders of magnitude increase in soil erosion associated with land use change from native to cultivated vegetation in a Brazilian savannah environment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40(11), 1524–1532. <https://doi.org/10.1002/esp.3738>
- Paiva, J. B. D. de, Noal, A. Á., Alves, C. B., Rizzardi, A. S., Schons, C. A., Cechin, G., & Libraga, J. (2011). Caracterização hidrossedimentométrica da bacia hidrográfica do rio Vacacaí Mirim, com base em dados medidos de vazão e sedimentos. *Anais Do XX Simposio Brasileiro de Recursos Hídricos*.
- Paiva, J. B. D. de. (1988). *Avaliação dos modelos matemáticos para o cálculo do transporte de sedimentos em rios*.
- Paiva, L. E. D. de. (2007). *A influência do diâmetro representativo do material de leito nas fórmulas de cálculo do transporte de sedimentos em escoamentos com superfície livre*.
- Paiva, R. C. D., Buarque, D. C., Collischonn, W., Bonnet, M. P., Frappart, F., Calmant, S., & Bulhões Mendes, C. A. (2013). Large-scale hydrologic and hydrodynamic modeling of

- the Amazon River basin. *Water Resources Research*, 49(3), 1226–1243. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20067>
- Paiva, R. C. D., Collischonn, W., & Tucci, C. E. M. (2011). Large scale hydrologic and hydrodynamic modeling using limited data and a GIS based approach. *Journal of Hydrology*, 406(3–4), 170–181. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.06.007>
- Panagos, P., Borrelli, P., Meusburger, K., Yu, B., Klik, A., Lim, K. J., Yang, J. E., Ni, J., Miao, C., Chattopadhyay, N., Sadeghi, S. H., Hazbavi, Z., Zabihi, M., Larionov, G. A., Krasnov, S. F., Gorobets, A. V., Levi, Y., Erpul, G., Birkel, C., ... Ballabio, C. (2017). Global rainfall erosivity assessment based on high-temporal resolution rainfall records. *Scientific Reports*, 7(1), 1–12. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-04282-8>
- Panagos, P., Borrelli, P., Poesen, J., Ballabio, C., Lugato, E., Meusburger, K., Montanarella, L., & Alewell, C. (2015). The new assessment of soil loss by water erosion in Europe. *Environmental Science and Policy*, 54, 438–447. <https://doi.org/10.1016/j.envsci.2015.08.012>
- Pelletier, J. D. (2012). A spatially distributed model for the long-term suspended sediment discharge and delivery ratio of drainage basins. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(2), 1–15. <https://doi.org/10.1029/2011JF002129>
- Phinzi, K., & Ngetar, N. S. (2019). The assessment of water-borne erosion at catchment level using GIS-based RUSLE and remote sensing: A review. In *International Soil and Water Conservation Research* (Vol. 7, Issue 1, pp. 27–46). <https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2018.12.002>
- Pontes, P. R. M. (2016). *Modelagem hidrológica e hidrodinâmica integrada da bacia do Prata*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Pontes, P. R. M., Fan, F. M., Fleischmann, A. S., Paiva, R. C. D., Buarque, D. C., Siqueira, V. A., Jardim, P. F., Sorribas, M. V., & Collischonn, W. (2017). MGB-IPH model for hydrological and hydraulic simulation of large floodplain river systems coupled with open source GIS. *Environmental Modelling and Software*, 94, 1–20.
- Quinton, J. N., Govers, G., van Oost, K., & Bardgett, R. D. (2010). The impact of agricultural soil erosion on biogeochemical cycling. *Nature Geoscience*, 3(5), 311–314. <https://doi.org/10.1038/ngeo838>

- Randle, T. J., Morris, G. L., Tullos, D. D., Weirich, F. H., Kondolf, G. M., Moriasi, D. N., Annandale, G. W., Fripp, J., Minear, J. T., & Wegner, D. L. (2021). Sustaining United States reservoir storage capacity: Need for a new paradigm. In *Journal of Hydrology* (Vol. 602). Elsevier B.V. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.126686>
- Restrepo, J. D., Kjerfve, B., Hermelin, M., & Restrepo, J. C. (2006). Factors controlling sediment yield in a major South American drainage basin: The Magdalena River, Colombia. *Journal of Hydrology*, 316, 213–232. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.05.002>
- Rivera, I. A., Cardenas, E. A., Espinoza-Villar, R., Espinoza, J. C., Molina-Carpio, J., Ayala, J. M., Gutierrez-Cori, O., Martinez, J. M., & Filizola, N. (2019). Decline of fine suspended sediments in the Madeira River basin (2003-2017). *Water (Switzerland)*, 11(3). <https://doi.org/10.3390/w11030514>
- Rizzardi, A. S. (2013). *Avaliação e caracterização dos sedimentos transportados no rio Vacacá Mirim*.
- Roulet, M., Guimarães, J. R. D., & Lucotte, M. (2001). Methylmercury production and accumulation in sediments and soils of an amazonian floodplain-effect of seasonal inundation. *Water, Air, and Soil Pollution*, 128, 41–60.
- Rudorff, C. M., Dunne, T., & Melack, J. M. (2018). Recent increase of river–floodplain suspended sediment exchange in a reach of the lower Amazon River. *Earth Surface Processes and Landforms*, 43(1), 322–332. <https://doi.org/10.1002/esp.4247>
- Sadeghi, S. H. R., Gholami, L., Khaledi Darvishan, A., & Saeidi, P. (2014). A review of the application of the MUSLE model worldwide. *Hydrological Sciences Journal*, 59(2), 365–375. <https://doi.org/10.1080/02626667.2013.866239>
- Santini, W., Camenen, B., Le Coz, J., Vauchel, P., Guyot, J.-L., Lavado, W., Carranza, J., Paredes, M. A., Pérez Arévalo, J. J., Arévalo, N., Espinoza Villar, R., Julien, F., & Martinez, J.-M. (2019). An index concentration method for suspended load monitoring in large rivers of the Amazonian foreland. *Earth Surface Dynamics*, 7, 515–536. <https://doi.org/10.5194/esurf-2018-93>
- Sartori, M., Philippidis, G., Ferrari, E., Borrelli, P., Lugato, E., Montanarella, L., & Panagos, P. (2019). A linkage between the biophysical and the economic: Assessing the global

- market impacts of soil erosion. *Land Use Policy*, 86(December 2018), 299–312. <https://doi.org/10.1016/j.landusepol.2019.05.014>
- Schmidt, G. W. (1972). Amounts of suspended solids and dissolved substances in the middle reaches of the Amazon over the course of one year. *Amazoniana*, 3, 208–223.
- Shen, Z. Y., Chen, L., & Chen, T. (2012). Analysis of parameter uncertainty in hydrological modeling using GLUE method: a case study of SWAT model applied to Three Gorges Reservoir Region, China. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 8(4), 8203–8229. <https://doi.org/10.5194/hessd-8-8203-2011>
- Shields, A., 1936. Anwendung der Ähnlichkeitsmechanik auf die Geschiebebewegung, *Mitteilungen*.
- Shin, S., Pokhrel, Y., & Miguez-Macho, G. (2019). High-resolution modeling of reservoir release and storage dynamics at the continental scale. *Water Resources Research*, 55, 787–810.
- Siqueira, V. A., Paiva, R. C. D., Fleischmann, A. S., Fan, F. M., Anderson, L., Pontes, P. R. M., Paris, A., Calmant, S., & Collischonn, W. (2018). Toward continental hydrologic – hydrodynamic modeling in South America. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22, 4815–4842. <https://doi.org/doi.org/10.5194/hess-22-4815-2018>
- Skofronick-Jackson, G., Petersen, W. A., Berg, W., Kidd, C., Stocker, E. F., Kirschbaum, D. B., Kakar, R., Braun, S. A., Huffman, G. J., Iguchi, T., Kirstetter, P. E., Kummerow, C., Meneghini, R., Oki, R., Olson, W. S., Takayabu, Y. N., Furukawa, K., & Wilhelm, T. (2017). The global precipitation measurement (GPM) mission for science and Society. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(8), 1679–1695. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00306.1>
- Song, X. P., Hansen, M. C., Potapov, P., Adusei, B., Pickering, J., Adami, M., Lima, A., Zalles, V., Stehman, S. v., di Bella, C. M., Conde, M. C., Copati, E. J., Fernandes, L. B., Hernandez-Serna, A., Jantz, S. M., Pickens, A. H., Turubanova, S., & Tyukavina, A. (2021). Massive soybean expansion in South America since 2000 and implications for conservation. *Nature Sustainability*, 4(9), 784–792. <https://doi.org/10.1038/s41893-021-00729-z>

- Song, X. P., Hansen, M. C., Stehman, S. v., Potapov, P. v., Tyukavina, A., Vermote, E. F., & Townshend, J. R. (2018). Global land change from 1982 to 2016. *Nature*, *560*(7720), 639–643. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0411-9>
- Sorribas, M. V., Paiva, R. C. D., Melack, J. M., Bravo, J. M., Jones, C., Carvalho, L., Beighley, E., Forsberg, B., & Costa, M. H. (2016). Projections of climate change effects on discharge and inundation in the Amazon basin. *Climatic Change*, *136*(3–4), 555–570. <https://doi.org/10.1007/s10584-016-1640-2>
- Strasser, M. A. (2008). Dunas fluviais no rio Solimões-Amazonas: dinâmica e transporte de sedimentos. *Tese de Doutorado: Programa de Pós-Graduação de Engenharia da Universidade Federal do Rio de Janeiro*.
- Swanson, A. C., & Bohlman, S. (2021). Cumulative Impacts of Land Cover Change and Dams on the Land–Water Interface of the Tocantins River. *Frontiers in Environmental Science*, *9*. <https://doi.org/10.3389/fenvs.2021.662904>
- Syvitski, J. P. M., & Milliman, J. D. (2007). Geology, Geography, and Humans Battle for Dominance over the Delivery of Fluvial Sediment to the Coastal Ocean. *Journal of Geology*, *115*(1), 1–19. <https://doi.org/10.1086/509246>
- Syvitski, J. P. M., Cohen, S., Kettner, A. J., & Brakenridge, G. R. (2014). How important and different are tropical rivers? - An overview. *Geomorphology*, *227*, 5–17. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.02.029>
- Syvitski, J. P. M., Kettner, A. J., Overeem, I., Hutton, E. W. H., Hannon, M. T., Brakenridge, G. R., Day, J., Vörösmarty, C., Saito, Y., Giosan, L., & Nicholls, R. J. (2009). Sinking deltas due to human activities. *Nature Geoscience*, *2*(10), 681–686. <https://doi.org/10.1038/ngeo629>
- Syvitski, J. P. M., Vörösmarty, C. J., Kettner, A. J., & Green, P. (2005). Impact of Humans on the Flux of Terrestrial Sediment to the Global Coastal Ocean. *Science*, *308*(5720), 376–380.
- Szupiany, R., Trento, A., & Alvarez, A. (2005). Transporte de Sedimentos de Fondo en el Rio Salado (Santa Fe, Argentina). *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, *10*(1), 79–88. <https://doi.org/10.21168/rbrh.v10n1.p79-88>

- Tan, Z., Leung, L. R., Li, H. Y., & Tesfa, T. (2018). Modeling Sediment Yield in Land Surface and Earth System Models: Model Comparison, Development, and Evaluation. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 10(9), 2192–2213. <https://doi.org/10.1029/2017MS001270>
- Tan, Z., Leung, L. R., Li, H., Tesfa, T., Vanmaercke, M., Poesen, J., Zhang, X., Lu, H., & Hartmann, J. (2017). A Global Data Analysis for Representing Sediment and Particulate Organic Carbon Yield in Earth System Models. *Water Resources Research*, 53(12), 10674–10700. <https://doi.org/10.1002/2017WR020806>
- Taylor, K.E., Stouffer, R.J., Meehl, G.A., 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 93, 485–498. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>
- Thomson, A.M., Calvin, K. V., Smith, S.J., Kyle, G.P., Volke, A., Patel, P., Delgado-Arias, S., Bond-Lamberty, B., Wise, M.A., Clarke, L.E., Edmonds, J.A., 2011. RCP4.5: A pathway for stabilization of radiative forcing by 2100. *Clim. Change* 109, 77–94. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0151-4>
- Thorp, J. H., Thoms, M. C., & Delong, M. D. (2006). The riverine ecosystem synthesis: Biocomplexity in river networks across space and time. *River Research and Applications*, 22(2), 123–147. <https://doi.org/10.1002/rra.901>
- Tian, P., Lu, H., Feng, W., Guan, Y., Xue, Y., 2019. Large decrease in streamflow and sediment load of Qinghai–Tibetan Plateau driven by future climate change: A case study in Lhasa River Basin. *Catena* 104340. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.104340>
- Tilmant, A., Arjoon, D., & Marques, G. F. (2014). Economic Value of Storage in Multireservoir Systems. *Journal of Water Resources Planning and Management*, 140(3), 375–383. [https://doi.org/10.1061/\(asce\)wr.1943-5452.0000335](https://doi.org/10.1061/(asce)wr.1943-5452.0000335)
- van Beek, L. P. H., Wada, Y., & Bierkens, M. F. P. (2011). Global monthly water stress: 1. Water balance and water availability. *Water Resources Research*, 47. <https://doi.org/doi:10.1029/2010WR009791>
- Van Oost, K., Quine, T. A., Govers, G., De Gryze, S., Six, J., Harden, J. W., Ritchie, J. C., McCarty, G. W., Heckrath, G., Kosmas, C., Giraldez, J. V., Marques Da Silva, J. R., &

- Merckx, R. (2007). The impact of agricultural soil erosion on the global carbon cycle. *Science*, 318(5850), 626–629. <https://doi.org/10.1126/science.1145724>
- Villar, J. C. E., Ronchail, J., Guyot, J. L., Cochonneau, G., Filizola, N., Lavado, W., de Oliveira, E., Pombosa, R., & Vauchel, P. (2008). Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). *International Journal of Climatology*, 2009, 1574–1594. <https://doi.org/10.1002/joc>
- Vörösmarty, C. J., Meybeck, M., Fekete, B., Sharma, K., Green, P., & Syvitski, J. P. M. (2003). Anthropogenic sediment retention: Major global impact from registered river impoundments. *Global and Planetary Change*, 39(1–2), 169–190. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(03\)00023-7](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(03)00023-7)
- Wada, Y., Wisser, D., & Bierkens, M. F. P. (2014). Global modeling of withdrawal, allocation and consumptive use of surface water and groundwater resources. *Earth System Dynamics Discussions*, 5(1), 15–40.
- Wang, Z., & Van Oost, K. (2019). Modeling global anthropogenic erosion in the Holocene. *Holocene*, 29(3), 367–379. <https://doi.org/10.1177/0959683618816499>
- Watanabe, M., Suzuki, T., O’Ishi, R., Komuro, Y., Watanabe, S., Emori, S., Takemura, T., Chikira, M., Ogura, T., Sekiguchi, M., Takata, K., Yamazaki, D., Yokohata, T., Nozawa, T., Hasumi, H., Tatebe, H., Kimoto, M., 2010. Improved climate simulation by MIROC5: Mean states, variability, and climate sensitivity. *J. Clim.* 23, 6312–6335. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3679.1>
- Webb, J., Mainville, N., Mergler, D., Lucotte, M., Betancourt, O., Davidson, R., Cueva, E., & Quizhpe, E. (2004). Mercury in Fish-eating Communities of the Andean Amazon, Napo River Valley, Ecuador. *EcoHealth*, 1(S2), SU59–SU71. <https://doi.org/10.1007/s10393-004-0063-0>
- Wei, X., Sauvage, S., Le, T. P. Q., Ouillon, S., Orange, D., Vinh, V. D., & Sanchez-Perez, J. M. (2019). A modeling approach to diagnose the impacts of global changes on discharge and suspended sediment concentration within the Red River Basin. *Water (Switzerland)*, 11(5). <https://doi.org/10.3390/w11050958>

- Weston, N.B., 2014. Declining Sediments and Rising Seas: An Unfortunate Convergence for Tidal Wetlands. *Estuaries and Coasts* 37, 1–23. <https://doi.org/10.1007/s12237-013-9654-8>
- Wiegand, M. C. (2009). *Proposta metodológica para estimativa da produção de sedimentos em grandes bacias hidrográficas: estudo de caso Alto Jaguaribe, CE.*
- Willenbring, J. K., & Von Blanckenburg, F. (2010). Long-term stability of global erosion rates and weathering during late-Cenozoic cooling. *Nature*, 465(7295), 211–214. <https://doi.org/10.1038/nature09044>
- Williams, J. R. (1975). Sediment-yield prediction with Universal Equation using runoff energy factor. *Present and Prospective Technology for Predicting Sediment Yield and Sources, ARS-S-40*, 244–252.
- Williams, J. R. (1995). The EPIC model. In *Computer models of watershed hydrology*. (pp. 909–1000).
- Wischmeier, W., & Smith, D. (1978). Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning. In *U.S. Department of Agriculture Handbook No. 537*. <https://doi.org/10.1029/TR039i002p00285>
- Wisser, D., Fekete, B. M., Vörösmarty, C. J., & Schumann, A. H. (2010). Reconstructing 20th century global hydrography: A contribution to the Global Terrestrial Network- Hydrology (GTN-H). *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(1), 1–24. <https://doi.org/10.5194/hess-14-1-2010>
- Wood, E. F., Roundy, J. K., Troy, T. J., van Beek, L. P. H., Bierkens, M. F. P., Blyth, E., & et al. (2011). Hyperresolution global land surface modeling: meeting a grand challenge for monitoring Earth's terrestrial water. *Water Resources Research*, 47(5), 1–10.
- Wu, W. (2008). *Computational River Dynamics*. Taylor & Francis.
- Wu, W., & Wang, S. S. Y. (2006). Formulas for Sediment Porosity and Settling Velocity. *Journal of Hydraulic Engineering*, 132(8), 858–862. [https://doi.org/https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(2006\)132:8\(858\)](https://doi.org/https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2006)132:8(858))
- Wuepper, D., Borrelli, P., & Finger, R. (2019). Countries and the global rate of soil erosion. *Nature Sustainability*, 1–5. <https://doi.org/10.1038/s41893-019-0438-4>

- Xiong, M., Sun, R., & Chen, L. (2018). Effects of soil conservation techniques on water erosion control: A global analysis. *Science of the Total Environment*, *645*, 753–760. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.07.124>
- Xiong, M., Sun, R., & Chen, L. (2019). A global comparison of soil erosion associated with land use and climate type. *Geoderma*, *343*(October 2018), 31–39. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.02.013>
- Yamazaki, D., de Almeida, G. A. M., & Bates, P. D. (2013). Improving computational efficiency in global river models by implementing the local inertial flow equation and a vector-based river network map. *Water Resources Research*, *49*(11), 7221–7235.
- Yamazaki, D., Kanae, S., Kim, H., & Oki, T. (2011). A physically based description of floodplain inundation dynamics in a global river routing model. *Water Resources Research*, *47*(4).
- Yang, C. T. (1973). Incipient motion and sediment transport. *J. Hydraul. Eng*, *10*, 1679–1704.
- Yang, D., Kanae, S., Oki, T., Koike, T., & Musiak, K. (2003). Global potential soil erosion with reference to land use and climate changes. *Hydrological Processes*, *17*(14), 2913–2928. <https://doi.org/10.1002/hyp.1441>
- Yapo, P. O., Gupta, H. V., & Sorooshian, S. (1998). Multi-objective global optimization for hydrologic models. *Journal of Hydrology*, *204*(1–4), 83–97. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(97\)00107-8](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00107-8)
- Yigzaw, W., Li, H.-Y., Demissie, Y., Hejazi, M. I., Leung, L. R., Voisin, N., & Payn, R. (2018). A New Global Storage-Area-Depth Dataset for Modeling Reservoirs in Land Surface and Earth System Models. *Water Resources Research TECHNICAL*, *54*(12), 10,372–10,386.
- Yokoo, E. M., Valente, J. G., Grattan, L., Schmidt, S. L., Platt, I., & Silbergeld, E. K. (2003). Low level methylmercury exposure affects neuropsychological function in adults. *Environ Health*, *8*. <https://doi.org/https://doi.org/10.1186/1476-069X-2-8>
- Zalles, V., Hansen, M. C., Potapov, P. v, Parker, D., Stehman, S. v, Pickens, A. H., Parente, L. L., Ferreira, L. G., Song, X.-P., Hernandez-Serna, A., & Kommareddy, I. (2021). Rapid

expansion of human impact on natural land in South America since 1985. *Sci. Adv*, 7(14).
<https://doi.org/DOI: 10.1126/sciadv.abg1620>

Zhang, K., Douglas, B. C., & Leatherman, S. P. (2004). Global warming and coastal erosion. *Climatic Change*, 64, 41–58. <https://doi.org/10.1023/B:CLIM.0000024690.32682.48>

Zhao, F., Veldkamp, T. I. E., Frieler, K., Schewe, J., Ostberg, S., Willner, S., Schauburger, B., Gosling, S. N., Schmied, H. M., Portmann, F. T., Leng, G., Huang, M., Liu, X., Tang, Q., Hanasaki, N., Biemans, H., Gerten, D., Satoh, Y., Pokhrel, Y., ... Yamazaki, D. (2017). The critical role of the routing scheme in simulating peak river discharge in global hydrological models. *Environmental Research Letters*, 12(7).
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa7250>

MATERIAL SUPPLEMENTAR

Introduction

This supporting information presents a detailed description of the MGB-SED model (Text S1), developed by Buarque (2015) and complementary results to those presented in the main text: the value of C-factor used in the sediment modeling (Figure S1); the sites used in the comparisons between MGB-SED AS model and other studies (Figure S2); model performance using *KGE*, *DCPerm* and *RMSE_{rel}* metrics (Figure S3); Detailed view of the MGB-SED AS performance in terms of *r*, *BIAS* and *NSE* (Figures S4-S6); Scatter plot using all observed values against simulated values in the same days (Figure S7); number of samples for each in situ sediment station (Figures S8-S9); values of suspended sediment discharge from MGB-SED AS and other studies for specific sites (Table S1 and S2); errors of model sediment balance (Table S3); Ranking of South American rivers with highest annual QSS (Table S4); and performance analysis considering temporal and spatial extrapolations (Table S5).

Text S1. MGB-SED Equations

Basin Module

The Modified Universal Soil Loss Equation (MUSLE, Williams, 1975) is given by:

$$Sed = \alpha \cdot (Q_{sur} * q_{peak} * A)^{\beta} \cdot K \cdot C \cdot P \cdot LS_{2D} \quad (1)$$

where *Sed*[t/day] is the sediment yield, *Q_{sur}*[mm/day] is the specific runoff volume, *q_{peak}*[m³/s] is the peak runoff rate, *A*[ha] is the unit catchment area, *K*[0.013.t.m².h./m³.t.cm] is the soil erodibility factor, *C*[-] is the cover and management practices factor, *P*[-] is the conservation practices factor, *LS_{2D}*[-] is a bidimensional topographic factor; and α and β are the fit coefficients of the equation (which are calibrated afterward), whose values originally estimated by Williams (1975) were 11.8 and 0.56, respectively.

The q_{peak} is estimated as a function of the area A and of the daily runoff volume Q_{sur} :

$$q_{peak} = \frac{Q_{sur} \cdot A}{86400} \quad (2)$$

The K factor is estimated from equation proposed by Williams (1995) (Equation 3), which is detailed in Buarque (2015):

$$K = Fag \cdot Fcs \cdot Forg \cdot Fa \quad (3)$$

, where Fag is a factor that gives low soil erodibility factors for soils with high coarse-sand contents and high values for soils with little sand, Fcs is a factor that gives low soil erodibility factors for soils with high clay to silt ratios, $Forg$ is a factor that reduces soil erodibility for soils with high organic carbon content, and Fa is a factor that reduces soil erodibility for soils with extremely high sand contents. These factors are calculated by Williams (1995):

$$Fag = 0.2 + 0.3 \cdot \exp \left[-0.0256 \cdot SAN \cdot \left(1 - \frac{SIL}{100} \right) \right] \quad (4)$$

$$Fcs = \left(\frac{SIL}{ARG + SIL} \right)^{0.3} \quad (5)$$

$$Forg = 1 - \frac{0.25 \cdot orgC}{orgC + \exp(3.72 - 2.95 \cdot orgC)} \quad (6)$$

$$Fa = 1 - \frac{0.7 \cdot \left(1 - \frac{SAN}{100} \right)}{\left(1 - \frac{SAN}{100} \right) + \exp \left[-5.51 + 22.9 \cdot \left(1 - \frac{SAN}{100} \right) \right]} \quad (7)$$

, where SAN , SIL , ARG and $orgC$ are the percentages of sand, silt, clay and organic carbon, respectively.

To compute LS_{2D} factor, a routine was created by Buarque (2015). For each pixel $k(l, c)$ of Digital Elevation Model (DEM), LS is computed automatically. The L factor is obtained based on Desmet & Govers (1996), using the unit contributing area concept

(Kirkby & Chorley, 1967). This two-dimensional approach explicitly considers the convergence of the flow and, based on field observations, it was able to consider not only the processes of erosion in the rill and interrill, but also the erosion in ephemeral ravines (Desmet & Govers, 1997). The L factor equation applied for each DEM pixel $k(l, c)$ is:

$$L_k = \frac{(Am_k + Lp_k^2)^{m+1} - Am_k^{m+1}}{Lp^{m+2} \cdot Xdir_k^m \cdot (22,13)^m} \quad (7)$$

, where L [-] is the length factor of pixel k ; Am [m²] the accumulated drainage area in the pixel entrance; Lp [m] the pixel width; $Xdir$ [-] is an aspect direction factor for the pixel; m [-] is the exponent of the slope length. The direction factor $Xdir$ correspond to the distance between two neighboring pixel, defined as 1 when the direction between them is orthogonal or $\sqrt{2}$ when the direction is diagonal. The m index is acquired by expressions bellow:

$$m = \begin{cases} 0,2 & se \quad Sf < 1 \\ 0,3 & se \quad 1 \leq Sf < 3 \\ 0,4 & se \quad 3 \leq Sf < 5 \\ 0,5 & se \quad Sf \geq 5 \end{cases} \quad (8)$$

,where Sf [%] is the pixel slope. The Sf measure the rate of change of the elevation in the direction of the highest slope and is computed in the model for each pixel using the z [m] elevations of the four neighbors in the orthogonal directions, following the equation 9 (Wilson & Gallant, 2000):

$$Sf = \sqrt{\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)^2} \quad (9)$$

,where $\partial z/\partial x$ e $\partial z/\partial y$ are the first-order partial differential that describes the rate of local variation of elevation z [m] against the orthogonal distances x and y . These differentials are calculated using finite centered difference:

$$\frac{\partial z}{\partial x} \approx \frac{z_l^{c+1} - z_l^{c-1}}{2 \cdot Lp}, \quad \frac{\partial z}{\partial y} \approx \frac{z_{l+1}^c - z_{l-1}^c}{2 \cdot Lp} \quad (10)$$

$$\frac{\partial z}{\partial y} \approx \frac{z_{l+1}^c - z_{l-1}^c}{2 \cdot Lp} \quad (11)$$

,where l and c are the row and column that determine the pixel position in the matrix $k(l, c)$. Pixel slope also can be estimated using the modified method proposed by Pradhan et al. (2006), based on the scaling of the slope, estimated from fractal theory, proposed by Zhang et al. (1999). More details see Naipal et al. (2015).

The slope factor S is computed using the equation proposed by Wischmeier & Smith (1978):

$$S_k = 65,41 \cdot \sin^2(\theta_k) + 4,56 \cdot \sin(\theta_k) + 0,065 \quad (12)$$

, where θ is the value of Sf in degrees.

The total volume of sediment generated in each Hydrological Response Unit (HRU) and stored in the linear reservoir is computed as follows:

$$SED_{i,j}^t = VSED_{i,j}^{t-1} + \sum_{k=1}^{NP_j} SED_{i,j}^k \quad (13)$$

,where $VSED[t]$ is the volume in sediment reservoir of j HRU of i unit catchment, NP is the number of pixels of HRU, the indexes t and $t - 1$ designate the current and previous time steps.

The total load discharge QS [t/s] of linear reservoir output is computed as a linear function of the respective stored load and delay time τ [s] of the surface reservoir. QS is computed by equation 14:

$$QS_{i,j}^t = \frac{1}{\tau} VSED_{i,j}^t \quad (14)$$

The total sediment delivered in each unit catchment is divided into three fractions: silt, clay and sand. Each one is defined according to its percentage in the upper layer of each HRU soil type. The delivery of the three classes of particles each unit catchment to the stream network is calculated by:

$$SEDsil_i^t = \sum_{j=1}^{N_{URH}} (QS_{i,j}^t \cdot FRAC_{i,j}^t \cdot SIL_j) \cdot \Delta t \quad (15)$$

$$SEDarg_i^t = \sum_{j=1}^{N_{URH}} (QS_{i,j}^t \cdot FRAC_{i,j}^t \cdot ARG_j) \cdot \Delta t \quad (16)$$

$$SEDSan_i^t = \sum_{j=1}^{N_{URH}} (QS_{i,j}^t \cdot FRAC_{i,j}^t \cdot SAN_j) \cdot \Delta t \quad (17)$$

,where $SEDsil$ [t], $SEDarg$ [t] and $SEDSan$ [t] are the load of silt, clay and sand, respectively, leaving the sediment reservoir and reaching the stream network in each time step Δt . The $FRAC$ term (equation 18) corresponds to the fraction of the sediment volume in each reservoir of each HRU .

$$FRAC_{i,j}^t = \frac{VSED_{i,j}^t}{\sum_{j=1}^{N_{URH}} VSED_{i,j}^t} \quad (18)$$

River module

The transport of the suspended loads (silt and clay) in the river network considers an unsteady flow approach, in which the flow velocity and advective processes are dominants. The transport equation, in this case, is given by:

$$\frac{\partial AC}{\partial t} + \frac{\partial AUC}{\partial x} = q_{sm} - q_{sfl} \quad (19)$$

where A [m²] is the cross-section wetted area; C [t/m³] is the sediment mean concentration, U [m/s] is the mean flow velocity in the cross-section; x [m] is the distance in the flow direction; t [s] is the time; q_{sm} [t/(m.s)] is the catchment lateral sediment supply; and q_{sfl} [t/(m.s)] is the discharge of sediment exchange between the river and floodplain, considered different of zero only when the hydrodynamic routing is used.

The equation 19 is solved numerically for each suspended particle fraction using a progressive implicit scheme in time and space, which is applied reach to reach, from upstream to downstream:

$$C_i^t = \frac{\theta \cdot Q_{i-1}^t \cdot C_{i-1}^t - (1 - \theta)(Q_i^{t-1} \cdot C_i^{t-1} - Q_{i-1}^{t-1} \cdot C_{i-1}^{t-1})}{\frac{Vol^t}{\Delta t} + \theta \cdot Q_i^t} + \frac{\frac{Vol^{t-1}}{\Delta t} \cdot C_i^{t-1} + QS_m^t - QS_{fl}^t}{\frac{Vol^t}{\Delta t} + \theta \cdot Q_i^t} \quad (20)$$

, where Q [$m^3.s^{-1}$] is water discharge; the indexes $i - 1$ and i refer to the river cross-section upstream and downstream; $t - 1$ and t refer to initial and final time step ; Δt [s] is calculation time step; θ is the weight of the temporal terms, whose value varies between 0 and 1; $Vol = A \cdot \Delta x$ [m^3] is mean water volume in the river reach; Δx [m] is the length of the catchment river reach; $QS_m = q_{sm} \cdot \Delta x$ [t/s] is sediment load (silt or clay) from the catchment to the river reach; and $QS_{fl} = q_{sfl} \cdot \Delta x$ [t/s] is a sediment load exchange between the river and floodplain.

The cross-section wetted areas (A), related to the respective Q , are calculated using two approaches: (i) for Muskingum-Cunge method, values are calculated for a rectangular channel by multiplication of river width B by water depth h , estimated by Manning equation considering that hydraulic radius Rh is equal h ; (ii) in reaches with hydrodynamic flow routing, the h is estimated by the model, and the area A can be directly obtained from Manning equation.

Floodplain module

MGB-SED approach considers that in the floodplains: (i) there are only fine sediments; (ii) sediments are well-mixed and, therefore, concentrations are constant; (iii) longitudinal flow velocity is zero, which allows only lateral exchanges; (iv) floodplains works as fine sediment storage areas. If the net flow of river-plain exchange q_{fl} [m^3/s] is

positive, the water inflow to floodplain will have the same suspended sediment concentration (C) of the river reach. For this case, the solid discharge of river-plain exchange QS_{fl} [t/s] is estimated using equation 21. If q_{fl} is negative the water outflow from floodplain to the river will have the same suspended sediment concentration of the floodplain (C_{fl} [t/m³]). For this case, solid discharge QS_{fl} is estimated by equation 22. To compute the q_{fl} , the water levels in the river and in the floodplain are compared.

$$QS_{fl}^t = q_{sfl}^t \cdot \Delta x = q_{fl}^t \cdot \left(\frac{C_i^t + C_{i-1}^t}{2} \right) \cdot \Delta x \quad (21)$$

$$QS_{fl}^t = q_{sfl}^t \cdot \Delta x = q_{fl}^t \cdot C_{fl}^t \cdot \Delta x. \quad (22)$$

The sediment concentration in the floodplain is estimated using a time mass balance equation, which is solved numerically for each fraction of particles. For this solution, an implicit scheme progressive in time (equation 23) was used.

$$C_{fl}^{*t} = \frac{C_{fl}^{t-1} \cdot V_{fl}^{t-1} + \left(\frac{q_{fl}^{t-1} + q_{fl}^t}{2} \right) \cdot \Delta x \cdot \Delta t}{V_{fl}^t} \quad (23)$$

, where V_{fl} [m³] is the water volume in the floodplain, given by the product between average water depth H_{fl} [m] and flooded area A_{fl} [m²], estimated by the hydrodynamic model. The percentage of sediments deposited in the floodplain is computed by comparing the H_{fl} with the average vertical distance traveled by each particle in the time step, which is a function of its falling velocity ω_s [m/s]. The volume deposited and the sediment concentration at the end of the time step is estimated using equations 24 and 25, respectively.

$$DEP_{fl}^t = C_{fl}^t \cdot V_{fl}^t \cdot \left(\frac{\omega_s \cdot \Delta t}{H_{fl}} \right) \quad (24)$$

$$C_{fl}^t = C_{fl}^{*t} - \frac{DEP_{fl}^t}{V_{fl}^t} \quad (25)$$

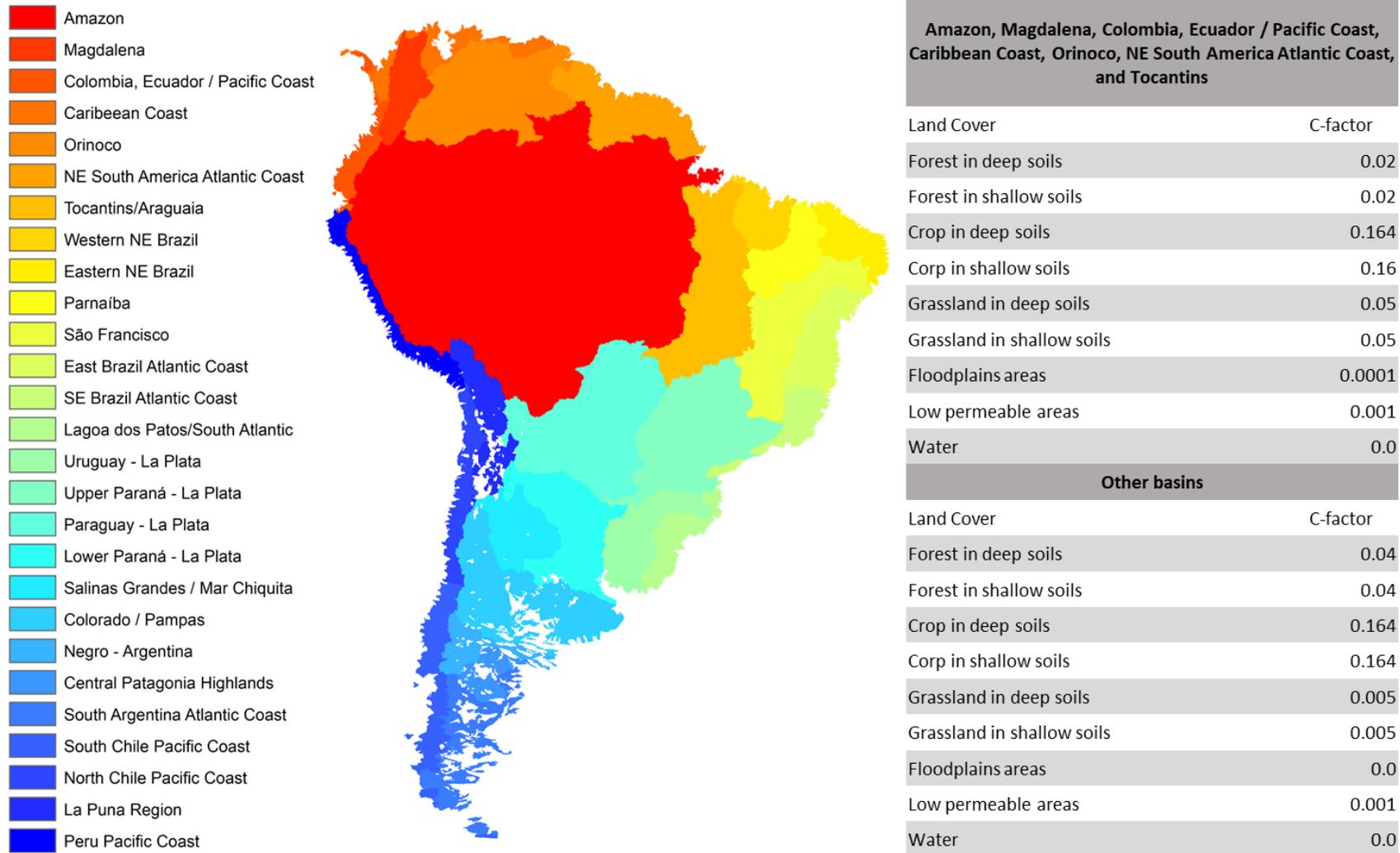


Figure S1. Values of C-factor for each sub-basin.

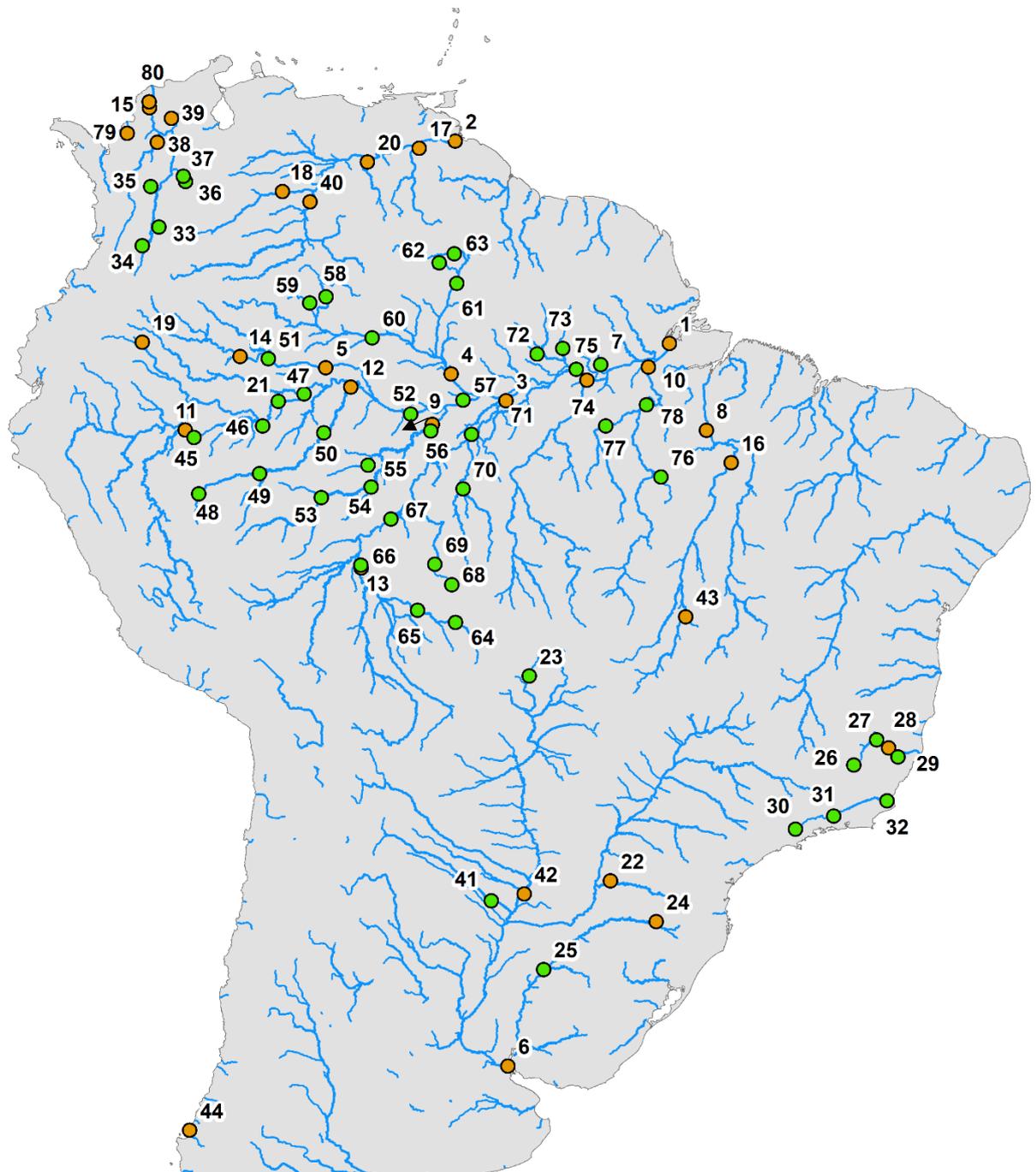


Figure S2. Sites (orange and green) where MGB-SED AS and regional studies data were compared. Numbers are related to ID in Table S1. The Green dots refer to specific sites where comparisons between MGB-SED and WBMsed were made.

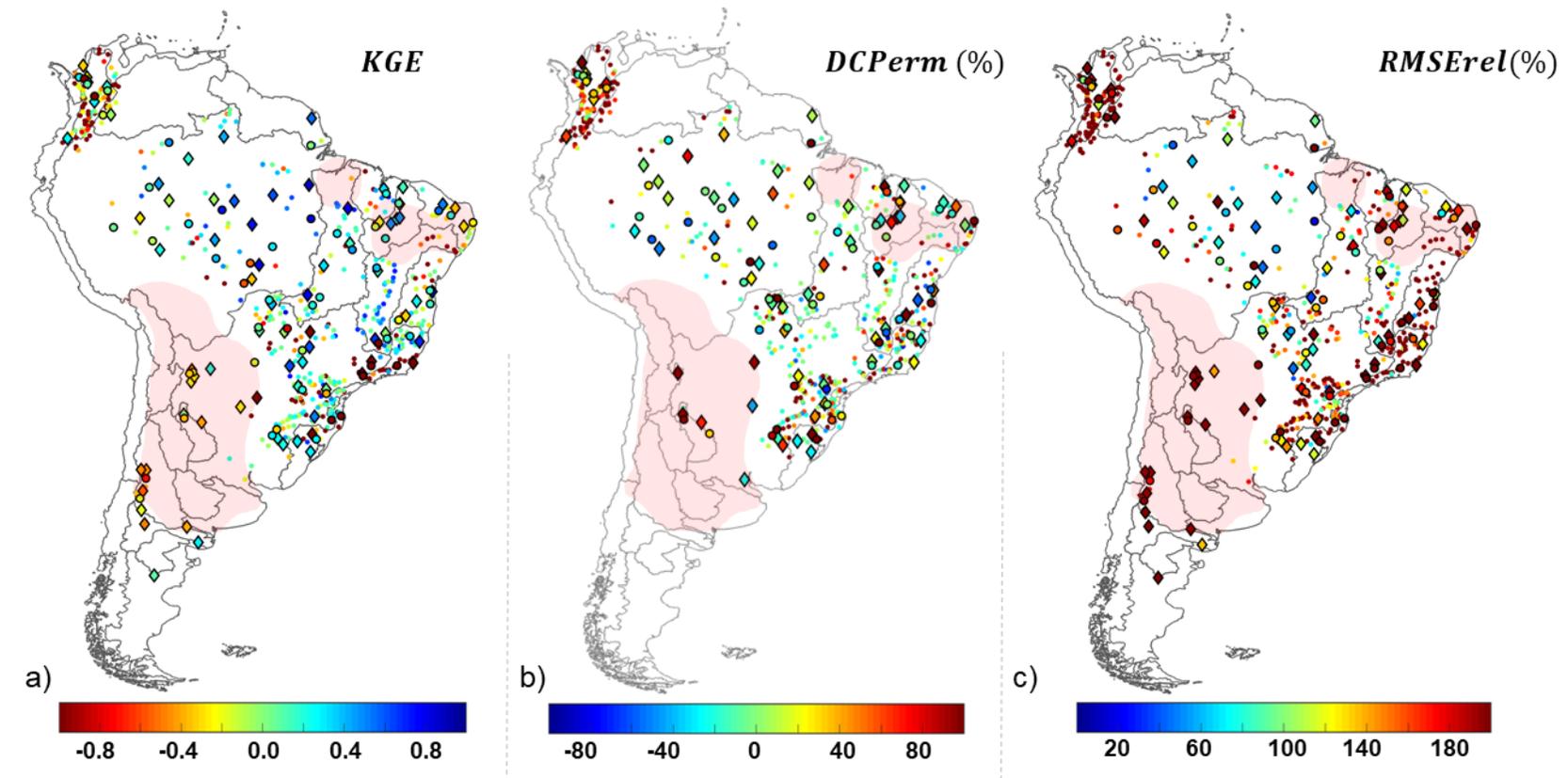


Figure S3: Suspended sediment discharge performance over South America in terms of: a) Kling-Gupta coef. (KGE); b) duration curve slope error between 10% and 50% (DCPerm); and c) relative Root Mean Square Error (RMSErel). Diamonds and bigger dots refer to stations used in calibrating (Cal) and validating (Val) steps, respectively. Lower dots refer to other stations used to evaluate the model. Marked regions represent those with poor hydrological-hydrodynamic performance (see Siqueira et al., 2018).

Siqueira, V.A., Paiva, R.C.D., Fleischmann, A.S., Fan, F.M., Anderson, L., Pontes, P.R.M., Paris, A., Calmant, S., Collischonn, W., 2018. Toward continental hydrologic – hydrodynamic modeling in South America. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 22, 4815–4842. <https://doi.org/doi.org/10.5194/hess-22-4815-2018>

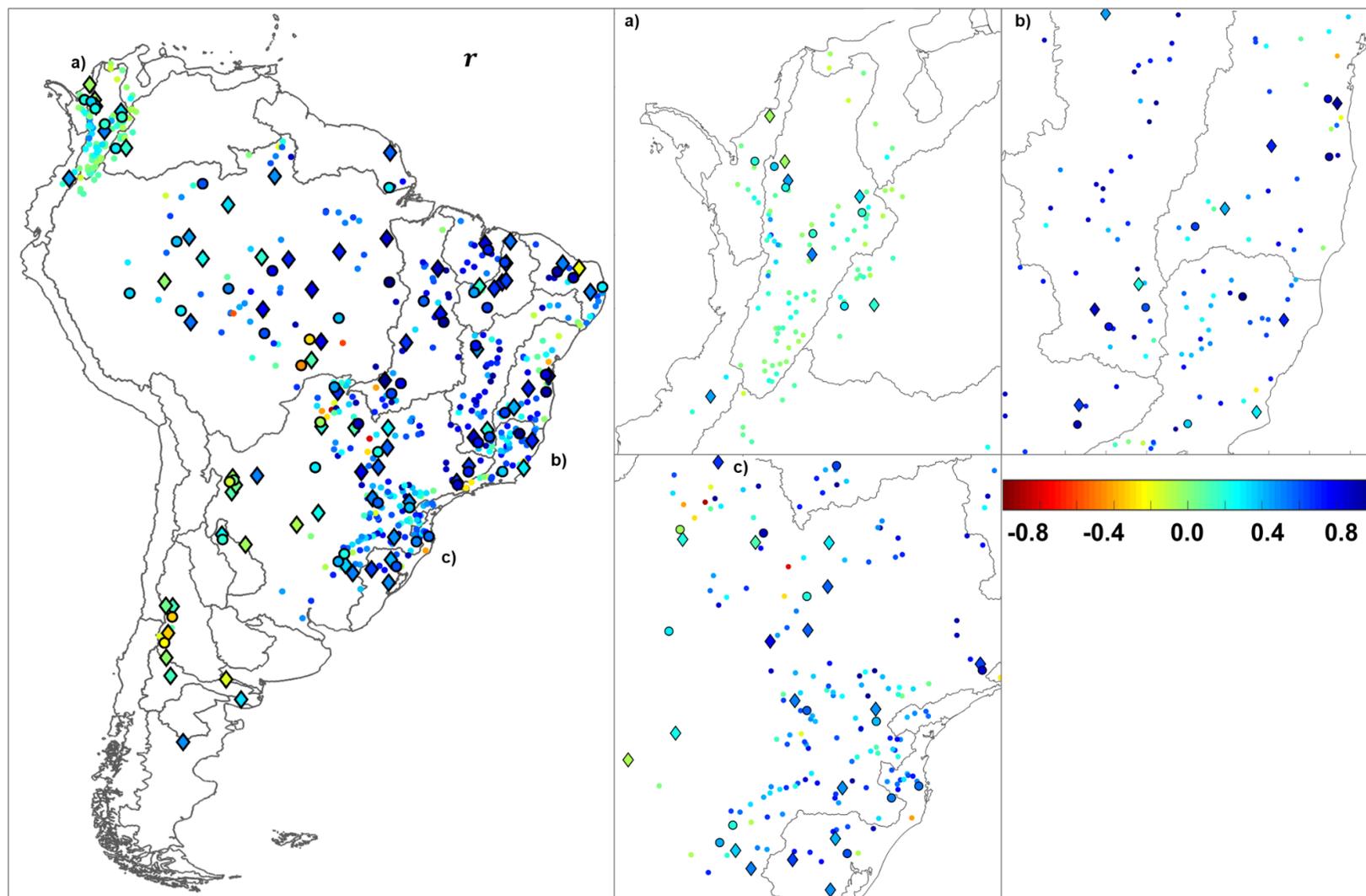


Figure S4: MGB-SED AS performance. Detailed view of Pearson correlation coefficient (r).

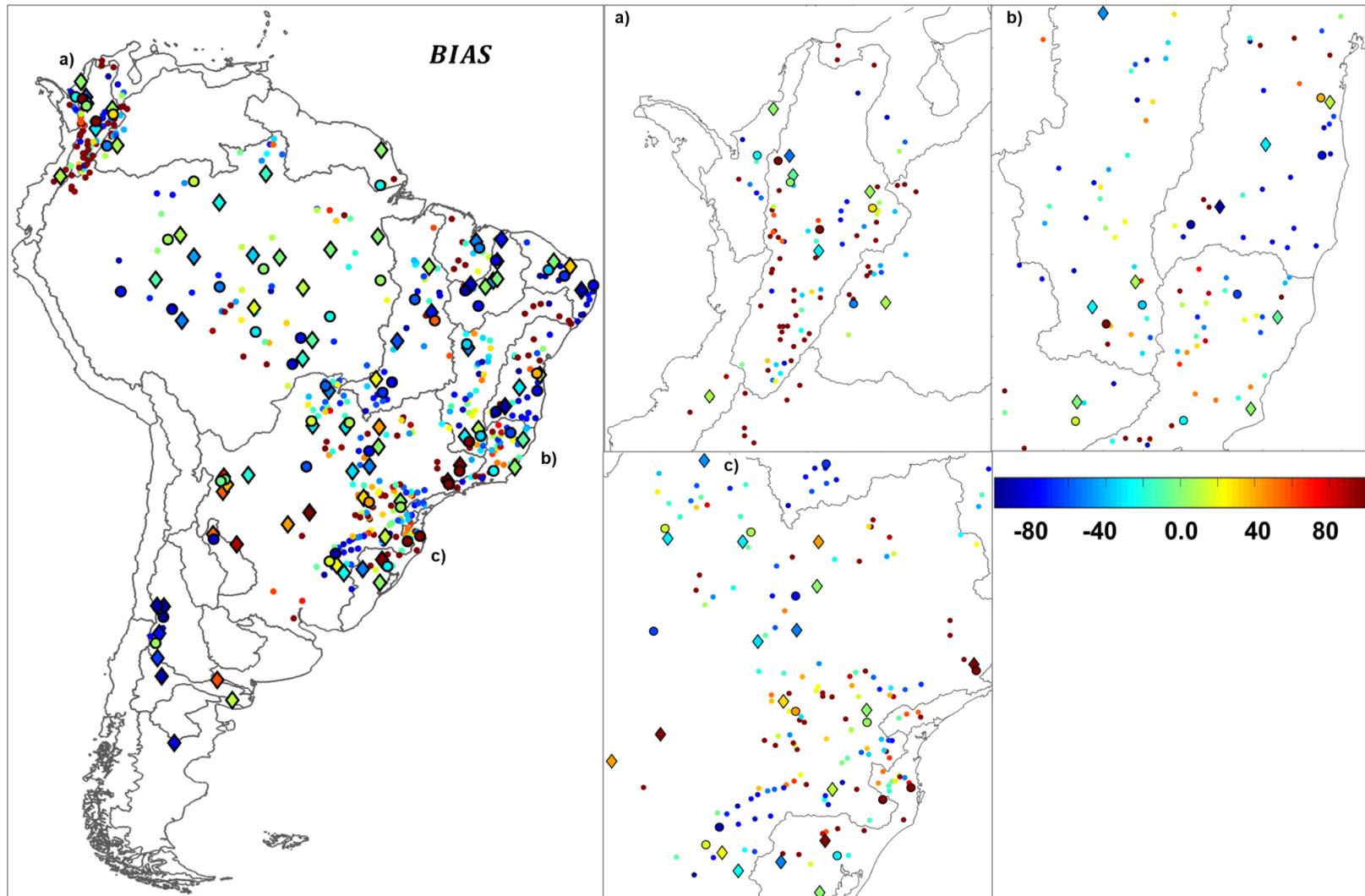


Figure S5: MGB-SED AS performance. Detailed view of *BIAS*.

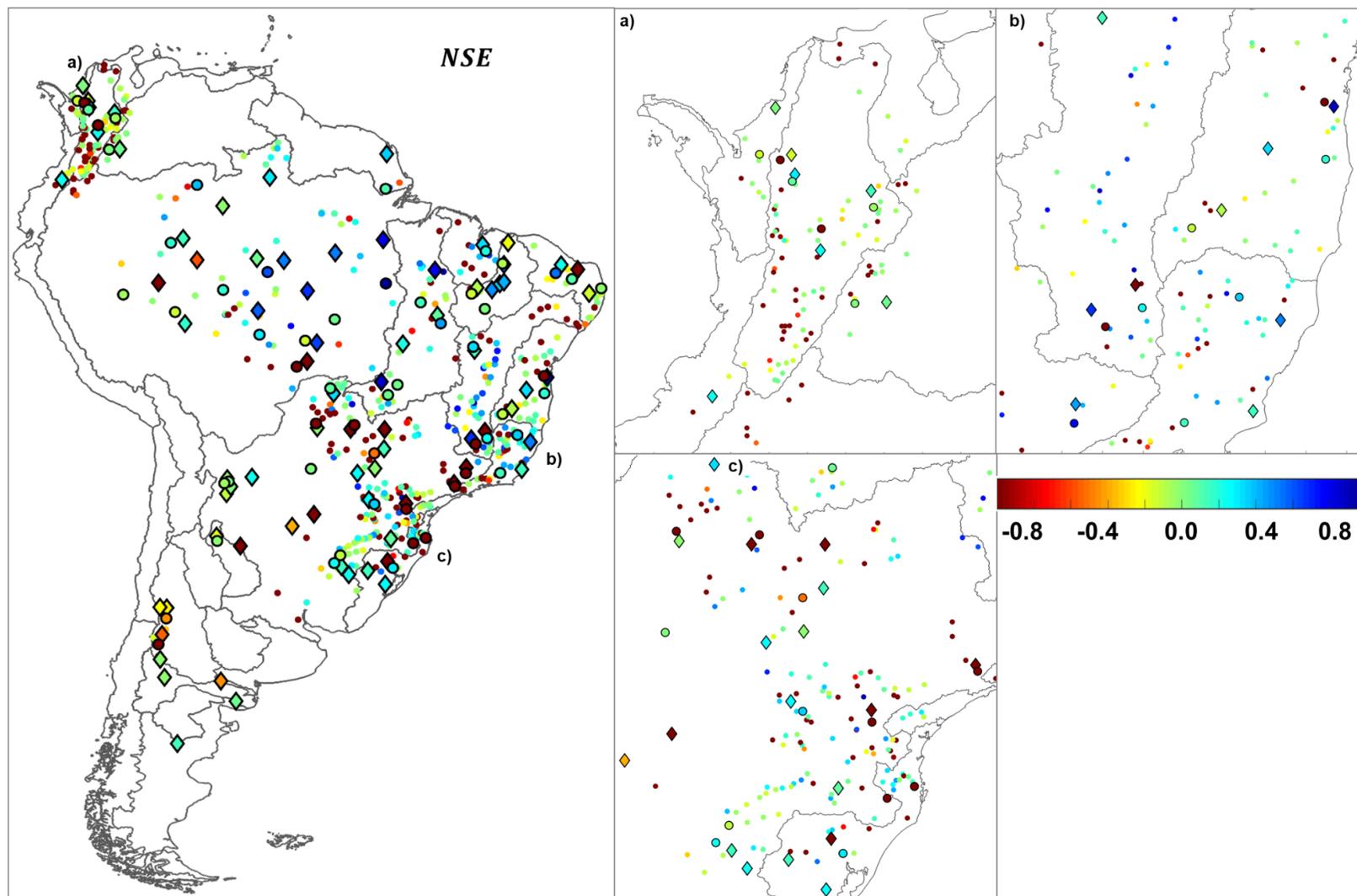


Figure S6: MGB-SED AS performance. Detailed view of *NSE*.

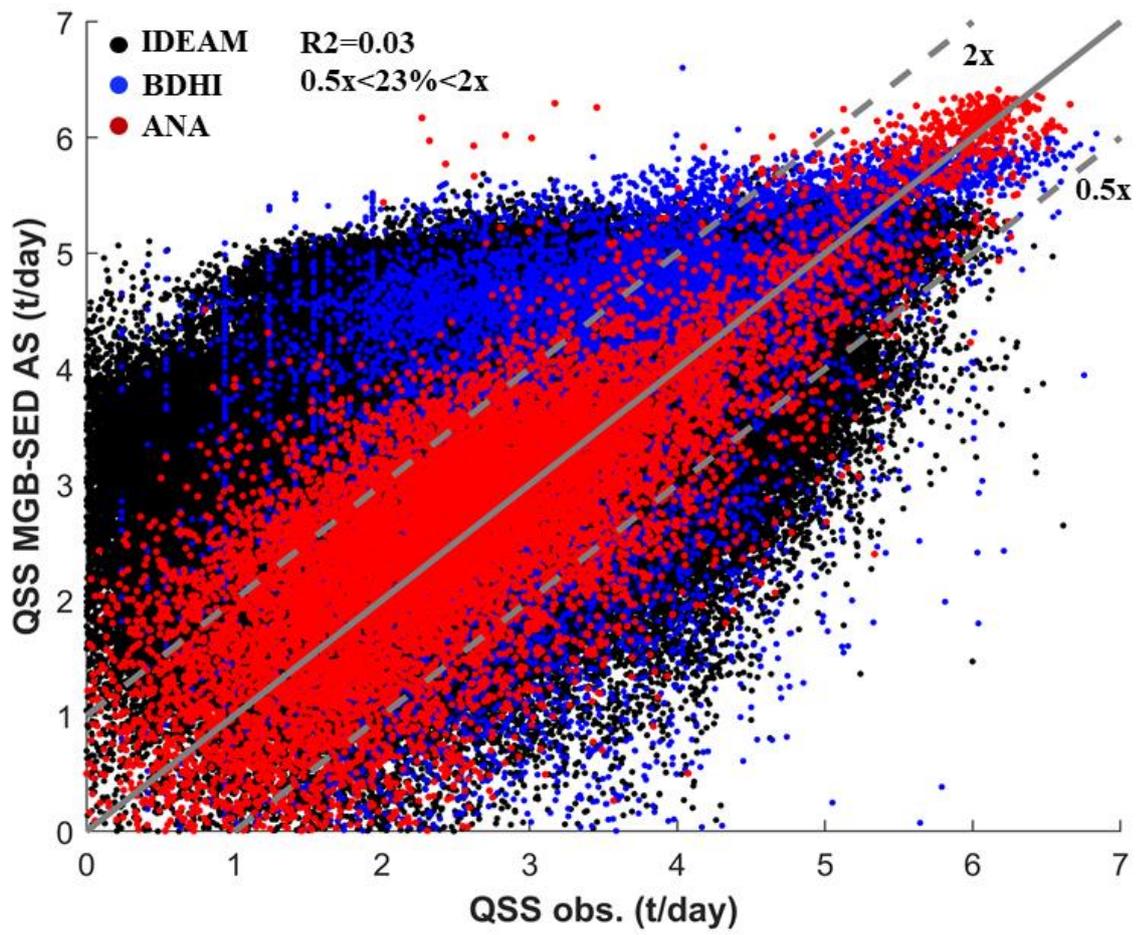


Figure S7: Comparison between all daily observed and simulated QSS.

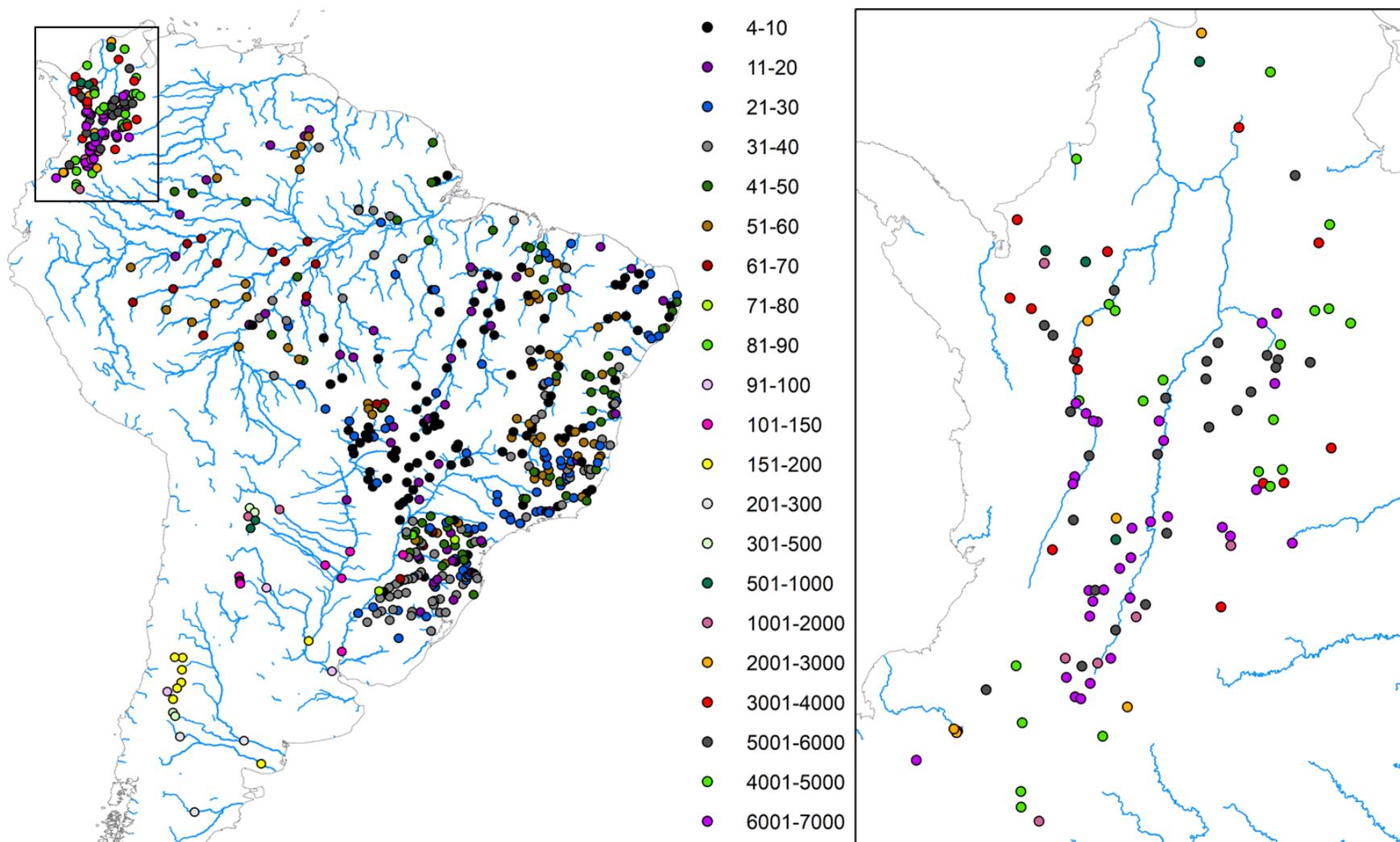


Figure S8: number (n) of discharge of suspended sediment for each station from ANA, IDEAM and BDHI.

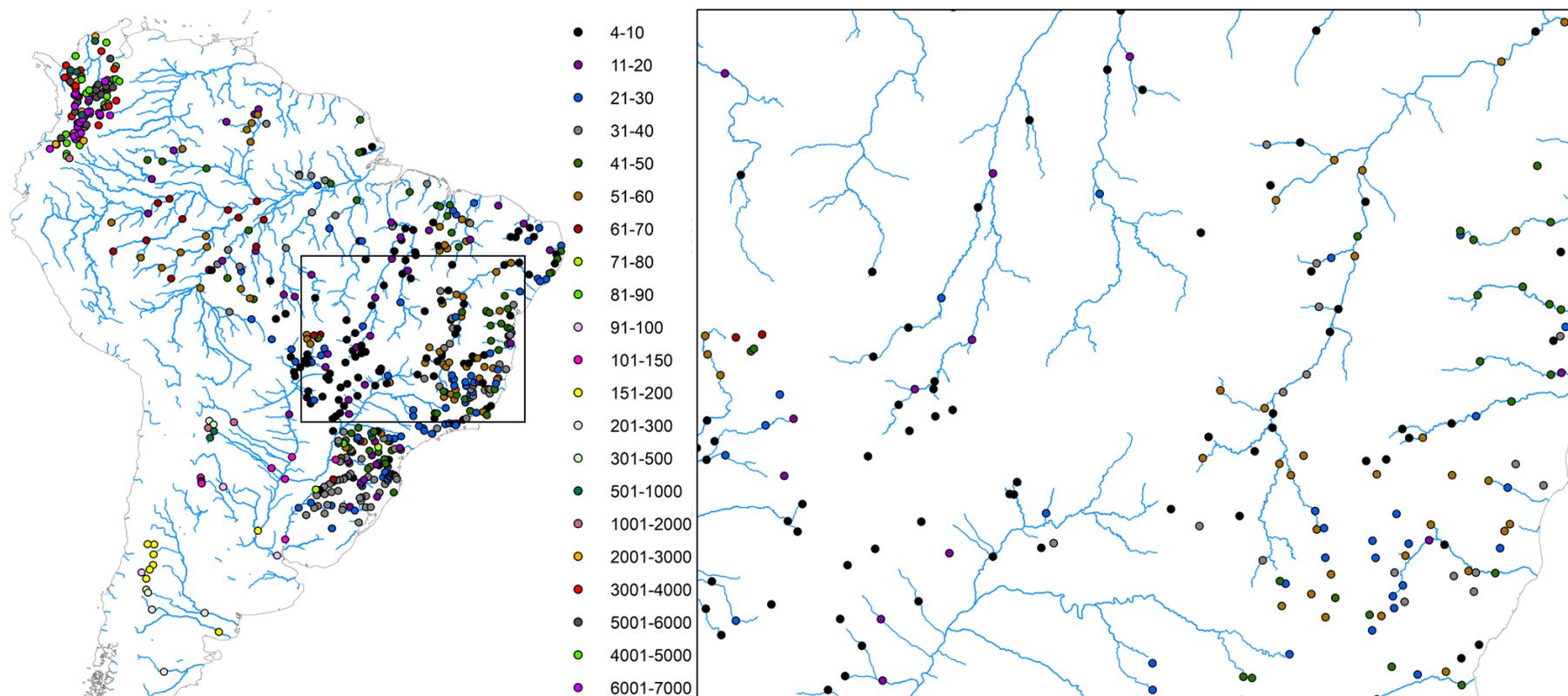


Figure S9: number (n) of discharge of suspended sediment for each station from ANA, IDEAM and BDHI.

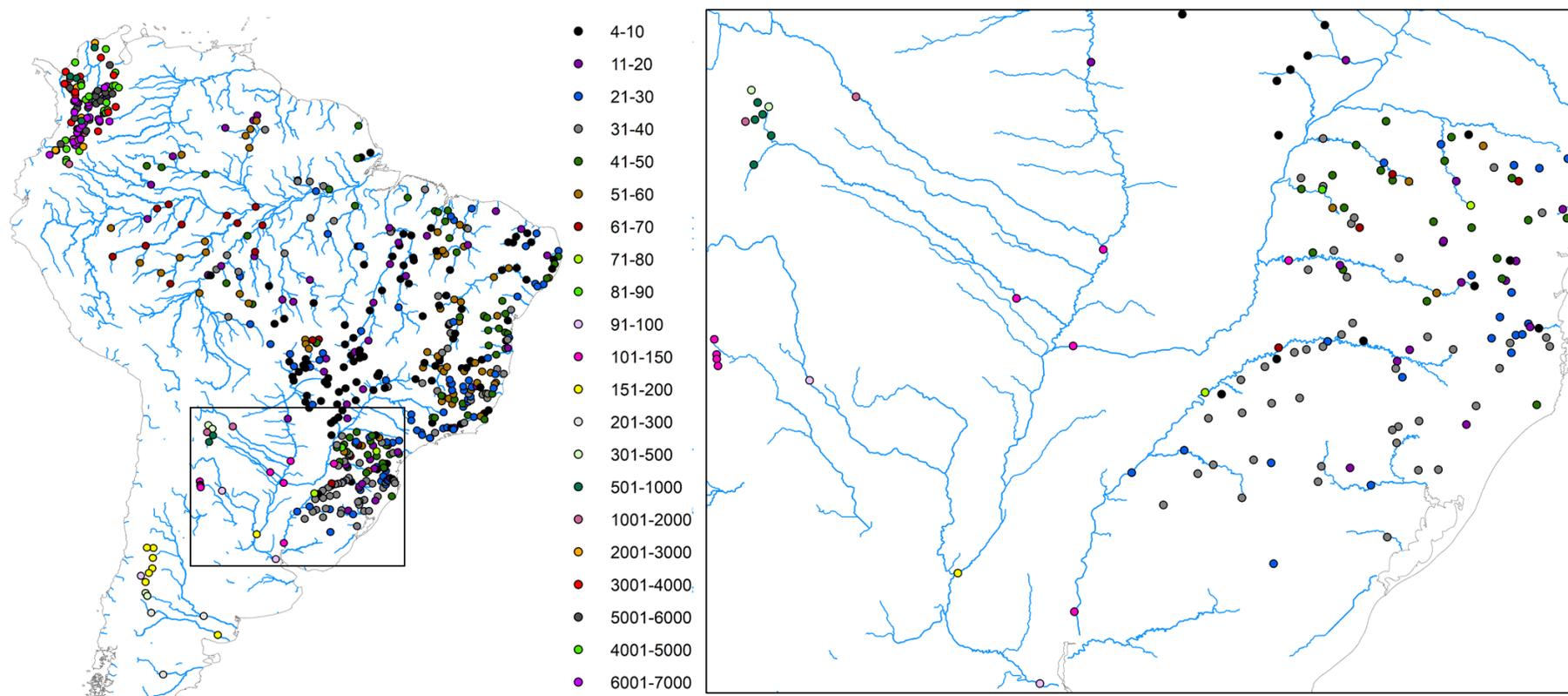


Figure S10: number (n) of discharge of suspended sediment for each station from ANA, IDEAM and BDHI.

Table S1. Summary of water and sediment suspended discharges used to comparison between regional studies and outputs from MGB-SED AS

ID	Source	River	Regional Studies				MGB-SED AS				Diff (%)
			A (km ²)	Q (m ³ /s)	QSS (Mt/year)	QSS (t/year.km ²)	A (km ²)	Q (m ³ /s)	QSS (Mt/year)	QSS (t/year.km ²)	
1	Filizola ¹	Amazonas	6.00E+06	2.09E+05	1.00E+03	1.67E+02	5.93E+06	2.03E+05	4.37E+02	7.37E+01	-56
2	Meade ²	Orinoco	9.50E+05	3.50E+04	1.50E+02	1.58E+02	9.41E+05	3.45E+04	1.37E+02	9.46E+01	-9
3	Filizola ¹	Madeira	1.36E+06	3.20E+04	4.50E+02	3.30E+02	1.37E+06	2.91E+04	2.13E+02	1.55E+02	-53
4	Filizola ¹	Negro	6.96E+05	2.84E+04	8.00E+00	1.15E+01	6.99E+05	3.40E+04	7.29E+00	1.04E+01	-9
5	Filizola ¹	Japura	2.48E+05	1.86E+04	3.30E+01	1.33E+02	2.50E+05	1.46E+04	1.86E+01	7.45E+01	-44
6	Amsler ³	Paraná	2.60E+06	1.80E+04	1.12E+02	4.30E+01	2.60E+06	2.26E+04	1.10E+02	3.95E+01	-2
7	Filizola ¹	Tapajós	4.90E+05	1.35E+04	6.00E+00	1.22E+01	4.95E+05	1.52E+04	3.63E+00	7.33E+00	-39
8	Latrubesse ⁴	Tocantins	7.57E+05	1.18E+04	5.80E+01	7.66E+01	7.56E+05	1.32E+04	7.42E+00	9.82E+00	-87
9	Filizola ¹	Purus	3.70E+05	1.10E+04	3.00E+01	8.10E+01	3.72E+05	1.09E+04	1.90E+01	5.11E+01	-37
10	Filizola ¹	Xingu	5.04E+05	9.70E+03	9.00E+00	1.78E+01	5.12E+05	1.37E+04	3.06E+00	5.99E+00	-66
11	Gibs ⁵	Ucayali	4.06E+05	9.54E+03	1.25E+02	3.07E+02	3.55E+05	1.03E+04	1.54E+02	4.33E+02	23
12	Filizola ¹	Jurua	1.85E+05	8.44E+03	3.50E+01	1.89E+02	1.82E+05	5.81E+03	2.20E+01	1.21E+02	-37
13	Filizola ¹	Mamore	5.90E+05	8.26E+03	8.00E+01	1.36E+02	5.98E+05	7.08E+03	8.92E+01	1.49E+02	12
14	Nordin ⁶	Guaviare	1.14E+05	8.20E+03	3.00E+01	6.78E+02	1.19E+05	7.03E+03	2.86E+01	2.40E+02	-5
15	Milliman ⁷	Magdalena	2.57E+05	7.20E+03	1.44E+02	5.45E+02	2.58E+05	7.51E+03	3.32E+01	1.29E+02	-77
16	Latrubesse ⁴	Araguaia	3.77E+05	6.10E+03	1.80E+01	4.77E+01	3.77E+05	6.12E+03	2.33E+00	6.18E+00	-87
17	Milliman ⁷	Caroni	9.35E+04	5.00E+03	2.00E+00	2.13E+01	9.23E+04	4.18E+03	1.27E+01	3.78E+01	537
18	Milliman ⁷	Meta	1.05E+05	4.60E+03	8.00E+01	7.59E+02	1.05E+05	3.98E+03	3.00E+01	2.85E+02	-62
19	Latrubesse ⁴	Napo	1.22E+05	4.60E+03	2.24E+01	1.84E+02	1.24E+04	8.58E+02	5.59E+00	4.50E+02	-75
20	Milliman ⁷	Caura	4.73E+04	4.00E+03	2.00E+00	4.22E+01	4.75E+04	2.26E+03	1.00E+01	6.11E+01	401
67	Lima ⁸	Madeira	9.54E+05	1.93E+04	2.43E+02	2.54E+02	9.82E+05	1.62E+04	2.90E+02	2.96E+02	20
71	Lima ⁸	Madeira	1.32E+06	3.06E+04	2.38E+02	1.80E+02	1.32E+06	2.67E+04	2.24E+02	1.70E+02	-6
21	Lima ⁸	Solimões	9.91E+05	4.72E+04	3.43E+02	3.46E+02	1.00E+06	4.21E+04	4.00E+02	3.98E+02	17
57	Lima ⁸	Solimões	2.15E+06	1.02E+05	4.52E+02	2.11E+02	2.20E+06	9.26E+04	3.55E+02	1.61E+02	-22
74	Lima ⁸	Amazonas	4.68E+06	1.81E+05	5.67E+02	1.21E+02	4.70E+06	1.68E+05	4.31E+02	9.17E+01	-24
78	Lima ⁸	Xingu	4.46E+05	7.75E+03	3.43E+00	7.70E+00	4.49E+05	1.13E+04	2.59E+00	5.77E+00	-25
22	Lima ⁸	Iguaçu	6.32E+04	1.77E+03	2.23E+00	3.53E+01	6.42E+04	1.71E+03	5.15E+00	7.61E+01	131

23	Lima ⁸	Paraguai	3.28E+04	5.33E+02	1.26E+00	3.85E+01	3.28E+04	4.88E+02	9.69E-01	3.34E+01	-23
24	Lima ⁸	Uruguai	4.13E+04	8.96E+02	1.03E+00	2.49E+01	4.21E+04	1.24E+03	3.03E+00	7.18E+01	194
25	Lima ⁸	Uruguai	1.64E+05	4.69E+03	3.59E+00	2.20E+01	1.89E+05	5.49E+03	5.91E+00	3.12E+01	65
26	Lima ⁸	Doce	1.01E+04	1.61E+02	1.00E+00	9.96E+01	9.94E+03	1.63E+02	8.52E-01	8.57E+01	-15
27	Lima ⁸	Doce	5.54E+04	7.17E+02	6.21E+00	1.12E+02	5.52E+04	7.25E+02	3.51E+00	6.35E+01	-44
28	Lima ⁸	Doce	6.16E+04	6.39E+02	6.28E+00	1.02E+02	6.18E+04	7.80E+02	3.86E+00	6.25E+01	-39
29	Lima ⁸	Doce	7.58E+04	9.21E+02	1.12E+01	1.48E+02	7.60E+04	9.13E+02	4.68E+00	6.16E+01	-58
30	Lima ⁸	Paraíba do Sul	9.58E+03	1.55E+02	2.20E-01	2.25E+01	9.61E+03	1.88E+02	2.88E-01	3.00E+01	31
31	Lima ⁸	Paraíba do Sul	1.76E+04	2.73E+02	1.38E+00	7.83E+01	1.81E+04	3.29E+02	5.75E-01	3.18E+01	-58
32	Lima ⁸	Paraíba do Sul	5.55E+04	7.91E+02	4.35E+00	7.85E+01	5.62E+04	9.04E+02	2.18E+00	3.87E+01	-50
33	Restrepo ⁹	Bogotá	5.54E+03	3.90E+01	1.30E+00	2.39E+02	5.50E+03	5.45E+01	2.28E-01	4.15E+01	-82
34	Restrepo ⁹	Saldaña	7.01E+03	3.20E+02	8.90E+00	1.27E+03	6.51E+03	2.44E+02	4.54E+00	6.98E+02	-49
35	Restrepo ⁹	Nare	5.71E+03	3.96E+02	2.60E+00	4.52E+02	5.70E+03	2.88E+02	1.32E+00	2.31E+02	-49
36	Restrepo ⁹	Suárez	9.31E+03	3.00E+02	3.40E+00	3.67E+02	1.02E+04	2.90E+02	1.81E+00	1.77E+02	-47
37	Restrepo ⁹	Sogamo	2.15E+04	4.88E+02	1.12E+01	5.22E+02	2.13E+04	4.89E+02	5.20E+00	2.43E+02	-54
38	Restrepo ⁹	Cauca	5.96E+04	2.37E+03	4.91E+01	8.23E+02	5.96E+04	2.39E+03	2.00E+01	3.36E+02	-59
39	Restrepo ⁹	Cesar	1.67E+04	5.30E+01	2.00E-01	1.00E+01	1.69E+04	2.02E+02	1.30E+00	7.66E+01	549
40	Meade ²	Orinoco	-	1.57E+04	3.20E+01	-	3.42E+05	1.66E+04	4.15E+01	5.32E+01	30
41	Alarcon ¹⁰	Bermejo	-	-	1.09E+02	-	1.06E+05	5.10E+02	2.56E+01	3.08E+02	-77
42	Alarcon ¹⁰	Paraguay	-	-	5.20E+00	-	9.72E+05	3.88E+03	3.09E+01	3.89E+01	495
43	Carvalho ¹¹	Araguaia	-	3.64E+03	5.53E+00	-	1.18E+05	1.73E+03	1.33E+00	1.13E+01	-76
44	Aros ¹²	Bio Bio	2.43E+04	1.00E+03	5.94E+00	2.45E+02	2.44E+04	1.08E+03	4.18E+01	1.52E+03	603
45	Filizola ¹³	Javari	1.20E+04	6.40E+02	1.34E+00	1.12E+02	1.68E+04	5.65E+02	1.01E-01	6.01E+00	-92
46	Filizola ¹³	Solimões	9.83E+05	4.42E+04	4.35E+02	4.42E+02	9.95E+05	4.16E+04	4.01E+02	4.03E+02	-8
47	Filizola ¹³	Solimões	1.14E+06	5.49E+04	4.73E+02	4.17E+02	1.14E+06	5.04E+04	4.14E+02	3.62E+02	-13
48	Filizola ¹³	Juruá	3.90E+04	9.10E+02	1.23E+01	3.15E+02	3.82E+04	9.48E+02	5.35E+00	1.40E+02	-56
49	Filizola ¹³	Juruá	7.70E+04	1.78E+03	1.18E+01	1.53E+02	7.73E+04	2.21E+03	8.42E+00	1.09E+02	-29
50	Filizola ¹³	Juruá	1.62E+05	4.75E+03	2.55E+01	1.57E+02	1.65E+05	5.05E+03	2.25E+01	1.36E+02	-12
51	Filizola ¹³	Japurá	1.97E+05	1.37E+04	2.64E+01	1.34E+02	2.08E+05	1.24E+04	3.00E+01	1.44E+02	14
52	Filizola ¹³	Solimões	1.77E+06	8.40E+04	5.10E+02	2.88E+02	1.79E+06	7.99E+04	4.46E+02	2.50E+02	-13

53	Filizola ¹³	Purus	1.53E+05	3.65E+03	1.03E+02	6.71E+02	1.54E+05	3.84E+03	1.51E+01	9.78E+01	-85
54	Filizola ¹³	Purus	2.20E+05	5.52E+03	6.84E+01	3.11E+02	2.28E+05	6.00E+03	1.84E+01	8.07E+01	-73
55	Filizola ¹³	Cunhua	3.80E+04	1.49E+03	7.44E+00	1.96E+02	3.84E+04	1.26E+03	1.29E+00	3.37E+01	-83
56	Filizola ¹³	Purus	3.60E+05	1.07E+04	2.47E+01	6.85E+01	3.69E+05	1.07E+04	1.90E+01	5.16E+01	-23
57	Filizola ¹³	Solimões	2.15E+06	9.88E+04	4.03E+02	1.88E+02	2.20E+06	9.26E+04	3.55E+02	1.61E+02	-12
58	Filizola ¹³	Negro	6.20E+04	4.84E+03	9.70E-01	1.56E+01	7.43E+04	4.23E+03	1.04E+00	1.41E+01	8
59	Filizola ¹³	Içana	2.20E+04	1.88E+03	2.70E-01	1.23E+01	2.37E+04	1.67E+03	1.47E-01	6.20E+00	-45
60	Filizola ¹³	Negro	2.80E+05	1.61E+04	3.89E+00	1.39E+01	2.98E+05	1.81E+04	2.85E+00	9.58E+00	-27
61	Filizola ¹³	Uraricoera	3.80E+04	1.02E+03	1.00E+00	2.63E+01	3.67E+04	1.15E+03	1.13E+00	3.08E+01	13
62	Filizola ¹³	Mucajai	1.40E+04	2.80E+02	3.40E-01	2.43E+01	1.21E+04	3.46E+02	2.73E-01	2.26E+01	-20
63	Filizola ¹³	Branco	1.25E+05	2.90E+03	2.74E+00	2.19E+01	1.26E+05	3.62E+03	3.46E+00	2.75E+01	26
64	Filizola ¹³	Guaporé	3.00E+03	6.00E+01	2.40E-01	8.00E+01	5.48E+04	5.19E+02	8.50E-01	1.55E+01	254
65	Filizola ¹³	Guaporé	1.10E+05	9.10E+02	1.40E-01	1.27E+00	1.10E+05	1.17E+03	1.14E+00	1.04E+01	717
66	Filizola ¹³	Mamoré	5.89E+05	8.40E+03	5.65E+01	9.58E+01	6.15E+05	7.45E+03	8.93E+01	1.45E+02	58
67	Filizola ¹³	Madeira	9.54E+05	1.94E+04	2.77E+02	2.91E+02	9.82E+05	1.62E+04	2.90E+02	2.96E+02	5
68	Filizola ¹³	Pimenta Bueno	1.20E+04	2.10E+02	1.30E-01	1.08E+01	1.01E+04	2.22E+02	2.03E-01	2.01E+01	56
69	Filizola ¹³	Jiparana	3.30E+04	7.20E+02	1.53E+00	4.64E+01	3.33E+04	7.54E+02	4.73E-01	1.42E+01	-69
70	Filizola ¹³	Aripuanã	1.09E+05	3.38E+03	2.57E+00	2.36E+01	1.31E+05	3.68E+03	8.46E-01	6.44E+00	-67
71	Filizola ¹³	Madeira	1.33E+06	3.13E+04	2.44E+02	1.84E+02	1.32E+06	2.67E+04	2.24E+02	1.70E+02	-8
72	Filizola ¹³	Mapuera	2.60E+04	7.30E+02	6.00E-01	2.31E+01	2.58E+04	5.91E+02	4.70E-01	1.82E+01	-22
73	Filizola ¹³	Erepecuru	3.50E+04	5.20E+02	1.80E-01	5.14E+00	3.48E+04	7.30E+02	3.54E-01	1.02E+01	97
74	Filizola ¹³	Amazonas	4.62E+06	1.69E+05	5.56E+02	1.20E+02	4.70E+06	1.68E+05	4.31E+02	9.17E+01	-22
75	Filizola ¹³	Maicuru	1.30E+04	1.20E+02	1.20E-01	9.23E+00	1.26E+04	2.12E+02	1.78E-01	1.42E+01	48
76	Filizola ¹³	Fresco	4.20E+04	8.30E+02	1.37E+00	3.26E+01	4.25E+04	1.04E+03	6.25E-01	1.47E+01	-54
77	Filizola ¹³	Iriri	1.24E+05	2.69E+03	2.56E+00	2.06E+01	1.23E+05	3.79E+03	6.23E-01	5.07E+00	-76
78	Filizola ¹³	Xingu	4.46E+05	8.72E+03	5.80E+00	1.30E+01	4.49E+05	1.13E+04	2.59E+00	5.77E+00	-55
79	López ¹⁴	Sinú	1.47E+04	-	3.02E+00	2.05E+02	9.84E+03	5.60E+02	1.76E+00	1.79E+02	-42
80	López ¹⁴	Magdalena	2.57E+05	-	1.41E+02	5.47E+02	2.59E+05	7.51E+03	3.30E+01	1.27E+02	-77

¹ Filizola, N.P., 1999. O fluxo de sedimentos em suspensão nos rios da bacia Amazônica Brasileira. ANEEL, Brasília (63 pp.).

- ² Meade, R. H., Weibezahn, F. H., Lewis Jr, W. M.; Hernandez, D. P., 1990. Suspended-sediment budget for the Orinoco River. *The Orinoco River as an ecosystem*, 55-79.
- ³ Amsler, M., Prendes, H., 2000. Transporte de sedimentos y procesos fluviales asociados. In: Paoli, C., Schreider, M. (Eds.), *El Río Paraná en su Tramo Medio*. Centro de Publicaciones Universidad Nacional del Litoral, Santa Fé, Argentina, pp. 233–306.
- ⁴ Latrubesse, E.M., Stevaux, J.C., Sinha, R., 2005. Tropical rivers. *Geomorphology* 70, 187–206.
- ⁵ Gibss, R., 1967. The geochemistry of the Amazon river system: Part 1. The factors that control the salinity and the co position and concentration of the suspended solids. *Geological Society of America Bulletin* 78, 1203– 1232.
- ⁶ Nordin, C.F., Mejia, A., Delgado, C., 1994. Sediment studies of the Orinoco river, Venezuela. In: Schumm, S., Winkley, B. (Eds.), *The Variability of Large Alluvial Rivers*. ASCE Press, pp. 243–265.
- ⁷ Milliman, J.D., Farnsworth, K.L., Albertin, Ch., 1999. Flux and fate of fluvial sediments leaving large islands in the East Indies. *Journal of Sea Research* 41, 97–107.
- ⁸ Lima, J.E.F.W., Lopes, W.T.A., Carvalho, N. O., Vieira, M.R., Da Silva, E.M., 2005. Suspended sediment fluxes in the large river basins of Brazil. *IAHS ICCE Symp. Sediments Budgets 1* 1, 355–364.
- ⁹ Restrepo, J.D., Kjerfve, B., Hermelin, M., Restrepo, J.C., 2006. Factors controlling sediment yield in a major South American drainage basin: The Magdalena River, Colombia. *J. Hydrol.* 316, 213–232.
- ¹⁰ Alarcón, J. J., Szupiany, R., Montagnini, M. D., Gaudin, H., Prendes, H. H., Amsler, M. L., 2003. Evaluación del transporte de sedimentos en el tramo medio del río Paraná. In *Primer Simposio Regional sobre Hidráulica de Ríos*. Argentina: Ezeiza.
- ¹¹ Carvalho, T. M., 2009. Avaliação do transporte de carga sedimentar no médio rio Araguaia. *Geosul*, 24(47), 147-160.
- ¹² Araya, V. A., 1990. Análisis sedimentológico del río Bío Bío Bajo. Parte I. – *Rev. Soc. Chil. Ingen. Hidraul.* 5(2): 21-40.
- ¹³ Filizola, N., Guyot, J. L., 2009. Suspended sediment yields in the Amazon basin: an assessment using the Brazilian national data set. *Hydrological Processes: An International Journal*, 23(22), 3207-3215.
- ¹⁴ López, J. C. R., Torregroza, A. C., 2017. Suspended sediment load in northwestern South America (Colombia): A new view on variability and fluxes into the Caribbean Sea. *Journal of South American Earth Sciences*, 80, 340-352.

Table S2. Summary of water and sediment suspended discharge used to the comparison between regional studies and outputs from MGB-SED AS

ID	River	WBM-SED ¹	MGB-SED AS	Diff (%)	Daily BIAS (%)
		QSS (Mt/year)	QSS (Mt/year)		
67	Madeira	2.43E+02	2.90E+02	-44	-52
71	Madeira	2.38E+02	2.24E+02	-71	-3
21	Solimões	3.43E+02	4.00E+02	-35	5
57	Solimões	4.52E+02	3.55E+02	-76	8
74	Amazonas	5.67E+02	4.31E+02	-83	32
78	Xingu	3.43E+00	2.59E+00	-96	0
23	Paraguai	1.26E+00	9.69E-01	-74	-40
25	Uruguai	3.59E+00	5.91E+00	-73	-7
26	Doce	1.00E+00	8.52E-01	-32	-11
27	Doce	6.21E+00	3.51E+00	-40	-65
29	Doce	1.12E+01	4.68E+00	-45	-8
30	Paraíba do Sul	2.20E-01	2.88E-01	-74	14
31	Paraíba do Sul	1.38E+00	5.75E-01	-81	23
32	Paraíba do Sul	4.35E+00	2.18E+00	-77	1
33	Bogotá	1.30E+00	2.28E-01	-92	-43
34	Saldaña	8.90E+00	4.54E+00	-25	132
35	Nare	2.60E+00	1.32E+00	-21	60
36	Suárez	3.40E+00	1.81E+00	-70	30
37	Sogamo	1.12E+01	5.20E+00	-71	6
41	Bermejo	1.09E+02	2.56E+01	5	42
45	Javari	1.34E+00	1.01E-01	-94	-95
46	Solimões	4.35E+02	4.01E+02	-34	2
47	Solimões	4.73E+02	4.14E+02	-43	8
48	Juruá	1.23E+01	5.35E+00	92	-72
49	Juruá	1.18E+01	8.42E+00	7	-12
50	Juruá	2.55E+01	2.25E+01	58	-44
51	Japurá	2.64E+01	3.00E+01	-82	0
52	Solimões	5.10E+02	4.46E+02	-63	29
53	Purus	1.03E+02	1.51E+01	19	-69
54	Purus	6.84E+01	1.84E+01	14	-47
55	Cunhua	7.44E+00	1.29E+00	31	72
56	Purus	2.47E+01	1.90E+01	-33	-10
58	Negro	9.70E-01	1.04E+00	-97	10
59	Içana	2.70E-01	1.47E-01	-94	-47
60	Negro	3.89E+00	2.85E+00	-97	-25
61	Uraricoera	1.00E+00	1.13E+00	-90	-18
62	Mucajai	3.40E-01	2.73E-01	-90	-49
63	Branco	2.74E+00	3.46E+00	-90	-1
64	Guaporé	2.40E-01	8.50E-01	-84	173
65	Guaporé	1.40E-01	1.14E+00	-90	304
66	Mamoré	5.65E+01	8.93E+01	-71	91
68	Pimenta Bueno	1.30E-01	2.03E-01	-77	-7
69	Jiparana	1.53E+00	4.73E-01	-87	-29
70	Aripuanã	2.57E+00	8.46E-01	-94	-65
72	Mapuera	6.00E-01	4.70E-01	-91	-5
73	Erepecuru	1.80E-01	3.54E-01	-92	66
75	Maicuru	1.20E-01	1.78E-01	-94	-8
76	Fresco	1.37E+00	6.25E-01	-87	21
77	Iriri	2.56E+00	6.23E-01	-95	-17

¹ Cohen, S., Kettner, A.J., Syvitski, J.P.M., 2014. Global suspended sediment and water discharge dynamics between 1960 and 2010: Continental trends and intra-basin sensitivity. *Glob. Planet. Change* 115, 44–58.

Table S3. QSS (Mt/year) for the main South America rivers. Bold values refers to rivers reaching the Ocean.

River	QSS (Mt/year)
Amazon	436.83
Madeira	213.40
Marañon	202.12
Ucayali	153.68
Orinoco	136.97
Prata	111.76
Beni	110.32
Madre de Dios	91.11
Mamoré Grande	84.59
Magdalena	32.59
Pilcomayo	25.66
Grande	25.58
Bermejo	24.36
Juruá	22.03
Purus	18.75
Tietê	16.94
Paranaíba	15.68
São Francisco	7.46
Tocantins	7.44
Negro (Amazon)	7.25
Uruguai	5.88
Paraná-Panema	5.53
Iguaçu	5.27
Doce	5.04
Guaporé	4.72
Jacuí	3.70
Tapajós	3.63
Xingu	3.04
Araguaia	2.44
Paraíba do Sul	2.15
Parnaíba	1.23
Negro	0.64
Salado	0.55
Jequitinhonha	0.54
Colorado	0.37
Desaguadero Salado	0.07

Table S4. Sediment balance for the whole South America and simulation time (1990-2009)

	Input	Deposition	Storage in river reaches	Output	Error (%)
Silt	1.54E+12	1.89E+09	5.16E+07	1.54E+12	5.62E-02
Clay	3.32E+12	2.11E+09	1.53E+08	3.32E+12	2.59E-02

Table S5. Performance analysis for MGB-SED AS for calibration (2002-2009) and non-calibration period (1992-2001), considering temporal and spatial extrapolations. #1 refers to calibration step with selected stations. #2 refers to temporal extrapolation with selected stations of #1 with available data in interval of #2. #3 refer to spatial extrapolation considering selected station of validation step in calibration period. #4 refer to all simulation period with calibration stations. #5, #6 and #7 represent spatial, spatial and temporal and global assessments of MGB-SED AS performance. Many stations do not have data in all simulation period. Results were summarized using median values.

#	Interval	<i>r</i>	<i>NSE</i>	<i>BIAS</i>	Notes
1	2002-2009	0.54	0.02	-11.79	Calib. (77 stations)
2	1992-2001	0.51	0.01	-10.47	Temporal extrap. (65 stations)
3	2002-2009	0.65	-0.03	-35.90	Spatial extrap. (47 stations)
4	1992-2009	0.54	0.08	-2.89	All simulation period (77 stations)
5	2002-2009	0.57	-0.13	-0.04	Spatial extrap. (515 stations)
6	1992-2001	0.49	-0.07	-0.06	Spatial and temporal extrap. (488 stations)
7	1992-2009	0.50	-0.05	-0.76	All simulation period (595 stations)