



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA  
CENTRO TECNOLÓGICO  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA AMBIENTAL

Paula Cunha David

**ANÁLISE DO DESEMPENHO DE MODELOS HIDROLÓGICOS CONCEITUAIS  
EM 508 BACIAS HIDROGRÁFICAS BRASILEIRAS**

Florianópolis  
2020



Paula Cunha David

**ANÁLISE DO DESEMPENHO DE MODELOS HIDROLÓGICOS CONCEITUAIS  
EM 508 BACIAS HIDROGRÁFICAS BRASILEIRAS**

Dissertação submetida ao Programa de Pós-graduação  
em Engenharia Ambiental da Universidade Federal de  
Santa Catarina para a obtenção do título de Mestre em  
Engenharia Ambiental  
Orientador: Prof. Pedro Luiz Borges Chaffe, Dr.

Florianópolis

2020

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor,  
através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Universitária da UFSC.

David, Paula Cunha

Análise do desempenho de modelos hidrológicos  
conceituais em 508 hidrográficas brasileiras / Paula Cunha  
David ; orientador, Pedro Luiz Borges Chaffe, 2020.  
110 p.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa  
Catarina, , Programa de Pós-Graduação em Engenharia  
Ambiental, Florianópolis, 2020.

Inclui referências.

1. Engenharia Ambiental. 2. Modelagem hidrológica. 3.  
SUPERFLEX. 4. Brasil. I. Chaffe, Pedro Luiz Borges. II.  
Universidade Federal de Santa Catarina. Programa de Pós  
Graduação em Engenharia Ambiental. III. Título.

Paula Cunha David

**ANÁLISE DO DESEMPENHO DE MODELOS HIDROLÓGICOS  
CONCEITUAIS EM 508 HIDROGRÁFICAS BRASILEIRAS**

O presente trabalho em nível de mestrado foi avaliado e aprovado por banca  
examinadora composta pelos seguintes membros:

Prof. Konrad Ziemowit Miotlinski, Dr.  
Universidade Federal de Santa Catarina

Prof. Antonio Henrique da Fontoura Klein, Dr.  
Universidade Federal de Santa Catarina

Prof. Fernando Mainardi Fan, Dr.  
Instituto de Pesquisas Hidráulicas – Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Certificamos que esta é a **versão original e final** do trabalho de conclusão que foi  
julgado adequado para obtenção do título de mestre em Engenharia Ambiental.

---

Profa. Maria Eliza Nagel Hassemer, Dra.  
Coordenadora do Programa

---

Prof. Pedro Luiz Borges Chaffe, Dr.  
Orientador

Florianópolis, 2020.



## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de mestrado. Código de Financiamento 88881.146046/2017-01.



## RESUMO

O uso de múltiplos modelos hidrológicos como hipóteses do funcionamento da bacia pode ajudar a compreender melhor as bacias hidrográficas. Estudos com uma grande amostra de bacias, entretanto, utilizam normalmente apenas um modelo conceitual para representar todas as bacias. Além disso, não existe orientação sobre qual modelo ou estrutura de modelo é melhor, tampouco quais são os processos e mecanismos dominantes para cada tipo específico de bacia. O objetivo geral deste trabalho foi analisar a performance de diferentes estruturas de modelos hidrológicos conceituais em bacias hidrográficas localizadas no Brasil. Foram utilizados quatro modelos diferentes desenvolvidos seguindo a estrutura proposta do SUPERFLEX. A existência de relação entre a estrutura do modelo e as características hidrológicas das bacias foi verificada através de assinaturas hidrológicas. As características hidrológicas que mais influenciaram no desempenho dos modelos foram as relacionadas a variabilidade do fluxo. Modelos em série foram melhores com o aumento das assinaturas hidrológicas relacionadas à variabilidade. O comportamento oposto foi encontrado para os modelos em paralelo. Para bacias cujo escoamento do rio é dominado pelo escoamento de base, as estruturas em paralelo foram superiores daquelas em série. Isto indica que a representação do processo subterrâneo no modelo está relacionada com o que realmente acontece nas bacias. Foi analisado ainda quando diferentes processos hidrológicos devem ser adicionados nos modelos. Foram avaliados o impacto da inclusão do reservatório da zona não saturada e do reservatório lento. Para isso, foram escolhidas duas assinaturas hidrológicas que se relacionassem com os processos: índice de aridez e índice de escoamento de base. Um modelo com apenas um reservatório se mostrou suficiente para se obter uma simulação satisfatória em bacias úmidas com baixo índice de escoamento de base. A adição do reservatório da zona não saturada se mostrou benéfica independentemente do índice de aridez e do índice de escoamento de base da bacia. Já a inclusão do reservatório lento só foi benéfica quando o fluxo era em sua maioria proveniente do escoamento de base. Este resultado mostra que a adição de complexidade, como muitas vezes se pensa, nem sempre traz benefícios ou ajuda a melhor representar os processos nas bacias hidrográficas. Além disso, mais importante que a complexidade dos modelos – medida pelo número de parâmetros – é a correta representação dos processos dominantes de cada bacia. Modelos com o mesmo número de parâmetros apresentaram performances muito diferentes. Algumas bacias, independentemente do modelo utilizado, apresentaram resultados inferiores que as demais, principalmente as áridas. Isto indica que os processos e mecanismos que ocorrem nestas bacias ainda não estão sendo bem representados. Foi possível estabelecer um limiar para a capacidade de diferentes modelos na simulação e previsão de vazão para bacias localizadas no Brasil, o que pode servir como uma base para próximos trabalhos de modelagem no país.

**Palavras-chave:** SUPERFLEX. Modelagem hidrológica. Brasil.



## ABSTRACT

The use of a large number of basins, as well as the use of multiple hydrological models as hypotheses for the functioning of the basin, can help to better understand catchments. Studies with a large-sample of catchments, however, normally use only one conceptual hydrological model to represent all catchments. In addition, there is no guidance on which model or model structure is best, nor what are the dominant processes and mechanisms for each specific type of catchment. The objective of this work was to analyze the performance of different structures of conceptual hydrological models in catchments located in Brazil. Four different models developed using the SUPERFLEX framework were used. The existence of a correspondence between the model structure and the hydrological characteristics of the catchment was verified through hydrological signatures. The hydrological characteristics that most influenced the performance of the models were related to flow variability. Models in serie were better with the increase in hydrological signatures related to variability. The opposite behavior was found for the models in parallel. For catchments whose river flow is dominated by baseflow, parallel structures were better than those in series. This indicates that the representation of the underground process in the model is related to what actually happens in the catchment. We also analyze when different hydrological processes should be added to the models. The impact of adding the reservoir of the unsaturated zone and the slow reservoir was evaluated. For this, two hydrological signatures were chosen: aridity index and baseflow index. A model with only one reservoir proved to be enough to obtain a satisfactory simulation in wet basins with a low baseflow index. The addition of the reservoir of the unsaturated zone proved to be beneficial regardless of the aridity index and the baseflow index. The inclusion of the slow reservoir was only beneficial when the river flow was dominated by the baseflow. This result shows that the addition of complexity, as is often thought, does not always benefit or help to better represent the processes in the catchments. In addition, more important than the complexity of the models - measured by the number of parameters - is the correct representation of the dominant processes in each catchment. Models with the same number of parameters presented very different performances. Some catchments, regardless of the model used, presented inferior results than the others, mainly the dry ones. This indicates that the processes and mechanisms that occur in these catchments are still not being well represented. It was possible to establish a benchmark for the capacity of different models in the simulation and forecast of river flow for catchments located in Brazil, which can serve as a basis for future modeling works in the country. In future work, further analysis must be made of how or where we can and need to improve the models to understand the impact of different formulations and also to try to understand the human and land use impacts on hydrological processes.

**Keywords:** SUPERFLEX. Hydrological modeling. Brazil.



## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Ciclo hidrológico e seus principais processos. Fonte: Adaptado de Kobiyama et al. (2011) .....	31
Figura 2 - Componentes do SUPERFLEX: (a) Reservatório (b) função de atraso (c) junções, da esquerda para a direita: união, divisão, subtração da evapotranspiração da precipitação e limiar do escoamento Hortoniano. Fonte: Fenicia et al. (2011).....	36
Figura 3 - Configurações de reservatório possíveis com o SUPERFLEX. R1 e R3: estruturas para reservatório rápido; R2 e R4: estruturas para reservatório da zona não saturada; R3: estrutura para o reservatório lento. P: precipitação; S: armazenamento; E: evapotranspiração; Q: fluxo de saída do reservatório; em vermelho são apresentados os parâmetros de cada estrutura. ....	37
Figura 4 - Variação das funções constitutivas $f_h$ , $f_m$ e $f_e$ com $x$ . ....	38
Figura 5 - Representação esquemática da calibração de um modelo. Os parâmetros do modelo são ajustados iterativamente a fim de que os resultados simulados (linha sólida) se aproximem ao máximo da resposta observada (linha pontilhada). Fonte: adaptado de Vrugt et al., 2008.	40
Figura 6 - Área de estudo e o limite das 508 bacias hidrográficas utilizadas neste estudo.....	46
Figura 7 – (a) Uso da terra dominante e (b) tipo de solo dominante das bacias hidrográficas estudadas.....	47
Figura 8 - Características físicas analisadas neste trabalho e sua distribuição espacial. (a) Altitude (m); (b) Declividade (%); (c) Profundidade do solo (cm); (d) Argila (%); (e) Areia (%); e (f) Silte (%). ....	49
Figura 9 - Estruturas de modelo utilizadas e comparações que foram feitas. FR: reservatório rápido; UR: reservatório da zona não saturada; SR: reservatório lento. ....	55
Figura 10 - Exemplo da aplicação da raiz quadrada na série temporal de vazão.....	59
Figura 11 - Esquema da calibração e validação usadas neste trabalho. $\theta_A$ e $\theta_B$ são os conjuntos de parâmetros obtidos nos períodos de calibração A e B, respectivamente. ....	60
Figura 12 - Fluxograma do trabalho. ....	63
Figura 13 - Distribuição espacial das assinaturas hidrológicas consideradas deste trabalho. ..	66
Figura 14 - Coeficientes de correlação de Spearman entre as assinaturas hidrológicas. Todas as correlações com coeficiente acima de 0.30 são significativas ( $p$ -valor < 0,05).....	68

Figura 15 - Coeficientes de correlação de Spearman entre as assinaturas hidrológicas e as características físicas. Todas as correlações com com coeficiente acima de 0.30 são significativas (p-valor < 0,05). .....	69
Figura 16 - Divisão das bacias hidrográficas em úmidas e secas de acordo com o percentil do índice de escoamento de base. P25: percentil 25, P50: percentil 50. P75: percentil 75.....	70
Figura 17 – <i>Scatter plot</i> dos valores de NSE na validação para cada estrutura de modelo em função dos valores de cada assinatura hidrológica.....	71
Figura 18 - <i>Scatter plot</i> dos valores de NSE na validação para cada estrutura de modelo em função dos valores de cada característica física. ....	72
Figura 19 - Distribuição espacial dos valores de NSE na calibração para cada uma das estruturas de modelo avaliadas.....	73
Figura 20 - Valores de NSE de acordo com o grupo de bacias. W(D)25: bacias úmidas (secas) com BFI abaixo do percentil 25; W(D)25-50: bacias úmidas (secas) com BFI entre os percentis 25 e 50; W(D)50-75: bacias úmidas (secas) com BFI entre os percentis 50 e 75; W(D)75: bacias úmidas (secas) com BFI acima do percentil 75.....	74
Figura 21 - Porcentagem de bacias que obtiveram valores de NSE inferior a 0.5 na calibração para bacias úmidas (painel superior) e secas (painel inferior). W(D)25: bacias úmidas (secas) com BFI abaixo do percentil 25; W(D)25-50: bacias úmidas (secas) com BFI entre os percentis 25 e 50; W(D)50-75: bacias úmidas (secas) com BFI entre os percentis 50 e 75; W(D)75: bacias úmidas (secas) com BFI acima do percentil 75; FR: modelo M1; UR_FR: modelo M2; FR_SR: modelo M3; UR_FR_SR: modelo M4. ....	75
Figura 22 - Distribuição espacial dos valores de NSE na validação para cada uma das estruturas de modelo avaliadas.....	76
Figura 23 - Valores de NSE de acordo com o grupo de bacias. W(D)25: bacias úmidas (secas) com BFI abaixo do percentil 25; W(D)25-50: bacias úmidas (secas) com BFI entre os percentis 25 e 50; W(D)50-75: bacias úmidas (secas) com BFI entre os percentis 50 e 75; W(D)75: bacias úmidas (secas) com BFI acima do percentil 75.....	77
Figura 24 - Porcentagem de bacias que obtiveram valores de NSE inferior a 0.5 na validação para bacias úmidas (painel superior) e secas (painel inferior). W(D)25: bacias úmidas (secas) com BFI abaixo do percentil 25; W(D)25-50: bacias úmidas (secas) com BFI entre os percentis 25 e 50; W(D)50-75: bacias úmidas (secas) com BFI entre os percentis 50 e 75; W(D)75: bacias úmidas (secas) com BFI acima do percentil 75; FR: modelo M1; UR_FR: modelo M2; FR_SR: modelo M3; UR_FR_SR: modelo M4. ....	77

Figura 25 - Distribuição espacial dos valores de viés, diferença no desvio-padrão e correlação na validação para cada uma das estruturas de modelo avaliadas. ....	79
Figura 26 – Valores de viés, diferença no desvio-padrão e correlação de cada modelo dividido em grupos para as bacias úmidas. W25: bacias úmidas com BFI abaixo do percentil 25; W25-50: bacias úmidas com BFI entre os percentis 25 e 50; W50-75: bacias úmidas com BFI entre os percentis 50 e 75; W75: bacias úmidas com BFI acima do percentil 75. ....	80
Figura 27 - Valores de viés, diferença no desvio-padrão e correlação de cada modelo dividido em grupos para as bacias secas. W25: bacias úmidas com BFI abaixo do percentil 25; W25-50: bacias úmidas com BFI entre os percentis 25 e 50; W50-75: bacias úmidas com BFI entre os percentis 50 e 75; W75: bacias úmidas com BFI acima do percentil 75. ....	81
Figura 28 – Distribuição dos valores dos parâmetros de cada modelo para as bacias úmidas, separadas por grupos. W25: bacias úmidas com BFI abaixo do percentil 25; W25-50: bacias úmidas com BFI entre os percentis 25 e 50; W50-75: bacias úmidas com BFI entre os percentis 50 e 75; W75: bacias úmidas com BFI acima do percentil 75. O período 1 (rosa) corresponde à calibração entre 1985 e 1994 e o período 2 (azul) à calibração de 1995 a 2004. ....	83
Figura 29 - Distribuição dos valores dos parâmetros de cada modelo para as bacias secas, separadas por grupos. D25: bacias secas com BFI abaixo do percentil 25; D25-50: bacias secas com BFI entre os percentis 25 e 50; D50-75: bacias secas com BFI entre os percentis 50 e 75; D75: bacias secas com BFI acima do percentil 75. O período 1 (rosa) corresponde à calibração entre 1985 e 1994 e o período 2 (azul) à calibração de 1995 a 2004. ....	84
Figura 30 – <i>Scatterplot</i> entre o índice de escoamento de base BFI e o parâmetro <i>D</i> , que representa a divisão de fluxo entre os reservatórios rápido e lento. Os gráficos em laranja são referentes às bacias secas, para os modelos M3 e M4, e os azuis às bacias úmidas para os mesmos modelos. ....	85
Figura 31 - Distribuição espacial da comparação das performances dos modelos na calibração para cada uma das comparações analisadas. M1 vs M2 e M3 vs M4 avaliam o impacto da inclusão do reservatório da zona não saturada. M1 vs M3 e M2 vs M4 avaliam o impacto da inclusão do reservatório lento. ....	87
Figura 32 - Diferença das performances dos modelos na calibração para cada uma das comparações analisadas. W(D)25: bacias úmidas (secas) com BFI abaixo do percentil 25; W(D)25-50: bacias úmidas (secas) com BFI entre os percentis 25 e 50; W(D)50-75: bacias úmidas (secas) com BFI entre os percentis 50 e 75; W(D)75: bacias úmidas (secas) com BFI acima do percentil 75. Boxplots em verde avaliam a inclusão do reservatório da zona não	

saturada (UR). <i>Boxplots</i> em azul avaliam a inclusão do reservatório lento (SR). Cores claras são as comparações entre modelos mais simples. Cores escuras são as comparações entre modelos mais complexos.....	88
Figura 33 - Distribuição espacial da comparação das performances dos modelos na validação para cada uma das comparações analisadas. M1 vs M2 e M3 vs M4 avaliam o impacto da inclusão do reservatório da zona não saturada. M1 vs M3 e M2 vs M4 avaliam o impacto da inclusão do reservatório lento.....	89
Figura 34 - Diferença das performances dos modelos na validação para cada uma das comparações analisadas. W(D)25: bacias úmidas (secas) com BFI abaixo do percentil 25; W(D)25-50: bacias úmidas (secas) com BFI entre os percentis 25 e 50; W(D)50-75: bacias úmidas (secas) com BFI entre os percentis 50 e 75; W(D)75: bacias úmidas (secas) com BFI acima do percentil 75. <i>Boxplots</i> em verde avaliam a inclusão do reservatório da zona não saturada (UR). <i>Boxplots</i> em azul avaliam a inclusão do reservatório lento (SR). Cores claras são as comparações entre modelos mais simples. Cores escuras são as comparações entre modelos mais complexos.....	90
Figura 35 - Hidrogramas observado e simulado (validação) para cada uma das comparações feitas para uma bacia úmida com índice de escoamento de base inferior ao percentil 25 (código 83345000). Comparação de modelos com ou sem o reservatório da zona não saturada (a) M1 (FR) e M2 (UR+FR) e (b) M3 (FR+SR) e M4 (UR+FR+SR); comparação de modelos com e sem reservatório lento (c) M1 (FR) e M3 (FR+SR) e (d) M2 (UR+FR) e M4 (UR+FR+SR).	91
Figura 36 - Hidrogramas observado e simulado para cada uma das comparações feitas para bacias úmidas com índice de escoamento de base inferior ao percentil 75 (código 60940000). Comparação de modelos com ou sem o reservatório da zona não saturada (a) M1 (FR) e M2 (UR+FR) e (b) M3 (FR+SR) e M4 (UR+FR+SR); comparação de modelos com e sem reservatório lento (c) M1 (FR) e M3 (FR+SR) e (d) M2 (UR+FR) e M4 (UR+FR+SR). .....	93
Figura 37 - Hidrogramas observado e simulado para cada uma das comparações feitas para bacias áridas com índice de escoamento de base inferior ao percentil 25 (código 35240000). Comparação de modelos com ou sem o reservatório da zona não saturada (a) M1 (FR) e M2 (UR+FR) e (b) M3 (FR+SR) e M4 (UR+FR+SR); comparação de modelos com e sem reservatório lento (c) M1 (FR) e M3 (FR+SR) e (d) M2 (UR+FR) e M4 (UR+FR+SR). .....	94
Figura 38 - Hidrogramas observado e simulado para cada uma das comparações feitas para bacias secas com índice de escoamento de base inferior ao percentil 75 (código 33205000). Comparação de modelos com ou sem o reservatório da zona não saturada (a) M1 (FR) e M2	

(UR+FR) e (b) M3 (FR+SR) e M4 (UR+FR+SR); comparação de modelos com e sem reservatório lento (c) M1 (FR) e M3 (FR+SR) e (d) M2 (UR+FR) e M4 (UR+FR+SR). ..... 95

Figura 39 - Painel superior: diferença das performances dos modelos na validação para cada uma das comparações analisadas. P25: bacias com profundidade do solo abaixo do percentil 25; P25-50: bacias com profundidade do solo entre os percentis 25 e 50; P50-75: bacias com profundidade do solo entre os percentis 50 e 75; P75: bacias com profundidade do solo acima do percentil 75. *Boxplots* em verde avaliam a inclusão do reservatório da zona não saturada (UR). *Boxplots* em azul avaliam a inclusão do reservatório lento (SR). Painel inferior: porcentagem de bacias que obtiveram valores de NSE inferior a 0,50 na validação. Modelo M1; UR\_FR: modelo M2; FR\_SR: modelo M3; UR\_FR\_SR: modelo M4. .... 98



## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Processos hidrológicos considerados em cada estrutura de modelo. ....	56
Tabela 2 - Equações constitutivas utilizadas. ....	56
Tabela 3 - Parâmetros considerados em cada estrutura de modelo. ....	56
Tabela 4 - Equações de balanço hídrico utilizadas.....	57
Tabela 5 - Funções auxiliares utilizadas.....	57
Tabela 6 - Descrição dos parâmetros dos modelos hidrológicos e do erro e intervalos mínimo e máximo utilizados como limites da distribuição uniforme (distribuição a priori) utilizada na calibração.....	61
Tabela 7 - Resumo das assinaturas hidrológicas e características físicas calculadas.....	69



## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AI – Índice de aridez

BFI – Índice de escoamento de base

D25 – Grupo de bacias áridas com índice de escoamento de base abaixo do percentil 25

D25-50 – Grupo de bacias áridas com índice de escoamento de base entre os percentis 25 e 50

D50-75 – Grupo de bacias áridas com índice de escoamento de base entre os percentis 50 e 75

D75 – Grupo de bacias áridas com índice de escoamento de base abaixo do percentil 25

EPQ – Elasticidade da vazão

FR – Reservatório rápido (do inglês, *fast reservoir*)

NSE – Coeficiente de Nash-Sutcliffe

Q10 – Vazão que é excedida ou igualada 10% do tempo

Q90 – Vazão que é excedida ou igualada 90% do tempo

RR – Taxa de escoamento

SCE-UA – Algoritmo de calibração *Shuffled Complex Evolution*

SFDC – Inclinação da curva de permanência

SR – Reservatório lento (do inglês, *slow reservoir*)

UR – Reservatório da zona não saturada (do inglês, *unsaturated soil reservoir*)

W25 – Grupo de bacias úmidas com índice de escoamento de base abaixo do percentil 25

W25-50 – Grupo de bacias úmidas com índice de escoamento de base entre os percentis 25 e 50

W50-75 – Grupo de bacias úmidas com índice de escoamento de base entre os percentis 50 e 75

W75 – Grupo de bacias úmidas com índice de escoamento de base abaixo do percentil 25



## LISTA DE SÍMBOLOS

<b>Símbolo</b>	<b>Descrição</b>	<b>Dimensão</b>
$AI$	Índice de aridez	-
$Alpha$	Parâmetro de não linearidade do reservatório rápido	-
$Beta$	Parâmetro de não linearidade do reservatório da zona não saturada	-
$c$	Parâmetro para cálculo do escoamento de base	-
$Ce$	Parâmetro de eficiência de evaporação	-
$D$	Parâmetro de repartição do fluxo	
$Eu$	Evapotranspiração no reservatório da zona não saturada	L
$Ef$	Evapotranspiração no reservatório rápido	L
$\overline{EP}$	Evapotranspiração potencial média	L
$E_{QP}$	Elasticidade da vazão	-
$FI_j$	Flashiness	-
$kf$	Coefficiente de recessão do reservatório rápido	T <sup>-1</sup>
$ks$	Coefficiente de recessão do reservatório lento	T <sup>-1</sup>
$P$	Precipitação	
$\bar{P}$	Precipitação média anual	L
$P_i$	Precipitação média no ano i	L
$Pf$	Precipitação que entra no reservatório rápido	L
$Pu$	Precipitação que entra no reservatório da zona não saturada	L
$Ps$	Precipitação que entra no reservatório lento	L
$Q$	Vazão	L T <sup>-1</sup>
$\bar{Q}$	Vazão média anual	L T <sup>-1</sup>
$Q_i$	Vazão média ano i	L T <sup>-1</sup>
$Q_{33\%}$	Vazão no percentil 33	L T <sup>-1</sup>
$Q_{66\%}$	Vazão no percentil 66	L T <sup>-1</sup>
$Qf$	Vazão de saída do reservatório rápido	L T <sup>-1</sup>
$Qq$	Vazão de saída do reservatório da zona não saturada	L T <sup>-1</sup>
$Qs$	Vazão de saída do reservatório lento	L T <sup>-1</sup>
$Qt$	Vazão total de saída do modelo	L T <sup>-1</sup>
$RR$	Taxa de escoamento	-

<b>Símbolo</b>	<b>Descrição</b>	<b>Dimensão</b>
$S$	Armazenamento	L
$S_f$	Armazenamento no reservatório rápido	L
$S_s$	Armazenamento no reservatório lento	L
$S_u$	Armazenamento no reservatório da zona não saturada	L
$SU_{max}$	Capacidade de armazenamento do reservatório da zona não saturada	L
$\bar{S}_u$	Coefficiente de saturação do reservatório da zona não saturada	-
$S_{FDC}$	Inclinação da curva de permanência	-
$t$	Tempo	T
$X$	Vazão	L T <sup>-1</sup>
$\hat{y}_{b,t}$	Escoamento de base no tempo t	L T <sup>-1</sup>
$\hat{y}$	Escoamento total	L T <sup>-1</sup>
$\theta$	Conjunto de parâmetros	-
$\sigma$	Desvio-padrão	L T <sup>-1</sup>
$\mu$	Média	L T <sup>-1</sup>

L: comprimento, T: tempo.

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO .....</b>	<b>27</b>
1.1	OBJETIVO GERAL .....	29
1.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	29
<b>2</b>	<b>REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....</b>	<b>31</b>
2.1	MODELAGEM HIDROLÓGICA .....	31
<b>2.1.1</b>	<b>Modelagem com grande conjunto de bacias .....</b>	<b>35</b>
2.2	MODELOS SUPERFLEX.....	36
2.3	CALIBRAÇÃO DE MODELOS.....	38
<b>2.3.1</b>	<b>Algoritmo <i>Shuffled Complex Evolution</i> (SCE-UA) .....</b>	<b>40</b>
2.4	CLASSIFICAÇÃO E SIMILARIDADE.....	42
<b>3</b>	<b>MATERIAIS E MÉTODOS .....</b>	<b>45</b>
3.1	ÁREA DE ESTUDO .....	45
3.2	CARACTERÍSTICAS FÍSICAS .....	47
3.3	ASSINATURAS HIDROLÓGICAS.....	49
3.4	MODELAGEM DO PROCESSO CHUVA-VAZÃO.....	53
<b>3.4.1</b>	<b>Modelos.....</b>	<b>54</b>
<b>3.4.2</b>	<b>Implementação numérica dos modelos.....</b>	<b>57</b>
3.5	CALIBRAÇÃO .....	58
<b>3.5.1</b>	<b>Avaliação do desempenho .....</b>	<b>61</b>
3.6	ETAPAS DO TRABALHO.....	62
<b>4</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÃO.....</b>	<b>65</b>
4.1	ASSINATURAS HIDROLÓGICAS.....	65
4.2	ANÁLISE DA PERFORMANCE DAS ESTRUTURAS DE MODELO.....	70
<b>4.2.1</b>	<b>Análise dos parâmetros .....</b>	<b>81</b>
4.3	IMPACTO DOS RESERVATÓRIOS DA ZONA NÃO SATURADA E LENTO 85	
4.4	DISCUSSÃO .....	95

4.5	E PARA BACIAS NÃO MONITORADAS?.....	97
<b>5</b>	<b>CONCLUSÕES.....</b>	<b>99</b>
	<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>103</b>

## 1 INTRODUÇÃO

Uma parte significativa da incerteza em modelos hidrológicos está diretamente relacionada com o nosso conhecimento insuficiente de aspectos essenciais do sistema, i.e., a bacia hidrográfica. A bacia hidrográfica é um sistema cuja forma, rede de drenagem, encostas de canal, solos e vegetação são todos resultado de processos adaptativos ecológicos e geomórficos (SIVAPALAN, 2005). A conectividade entre os compartimentos da bacia e suas dependências em relação aos limites de armazenamento, propriedades do solo e topografia influenciam significativamente o comportamento hidrológico na escala da bacia (SAVENIJE; HRACHOWITZ, 2017; MCGUIRE; MCDONNELL, 2010). Portanto, essas interações devem ser consideradas na construção de modelos hidrológicos e suas estruturas (FENICIA; KAVETSKI; SAVENIJE, 2011).

A consideração de um grande conjunto de bacias pode ajudar a melhor entender o ciclo hidrológico, uma vez que permite (i) generalizações sobre o sistema; (ii) o estabelecimento do grau de aplicabilidade de métodos e modelos; e (iii) a obtenção de informações suficientes para se estabelecer relações estatísticas (GUPTA et al., 2014). Assim como o uso de múltiplas bacias, o uso de múltiplos modelos hidrológicos como hipóteses do funcionamento da bacia pode ajudar a compreender melhor as bacias hidrográficas como sistemas. A utilização de um *framework* de múltiplas hipóteses, neste caso os modelos, permite a melhor quantificação da incerteza proveniente do sistema e de seus componentes (CLARK; KAVETSKI; FENICIA, 2011). Isto pode ser feito a partir da compreensão das relações entre o comportamento funcional – por meio das estruturas do modelo - e as características das bacias (GUPTA et al., 2014)

Estudos com grande conjunto de bacias, entretanto, utilizam normalmente apenas um modelo conceitual para representar todas as bacias (GUPTA et al., 2014). Nesses casos, apenas o conjunto de parâmetros inferido é o que difere a aplicação de uma bacia à outra, não se considera explicitamente os processos hidrológicos dominantes de cada uma. O uso de estruturas fixas de modelos pode ser uma importante fonte de incerteza (BUTTS et al., 2004). Mesmo bacias fisiograficamente semelhantes podem apresentar diferentes mecanismos de escoamento dominantes, e uma estrutura fixa de modelo pode ser limitada em representar adequadamente todos os fenômenos da bacia (KAVETSKI; FENICIA, 2011). Diferentes bacias com dinâmicas hidrológicas distintas são melhores representadas por diferentes estruturas de modelos conceituais, o que indica uma conexão entre as propriedades da escala da bacia e o uso adequado de estruturas de modelos (FENICIA et al., 2014; VAN ESSE et al., 2013).

Poncelet et al. (2017) utilizaram uma estrutura fixa de modelo em um conjunto multinacional de bacias para investigar a relação entre as simulações de vazão diária e as características topográficas e climáticas das bacias. O estudo sugeriu que a representação dos processos hidrológicos foi limitada principalmente pela estrutura do modelo. Os autores, portanto, recomendam testar diferentes estruturas de modelo para melhorar as simulações e a representação de processos hidrológicos dominantes. Algumas limitações da estrutura fixa de modelos conceituais podem ser resolvidas com o uso de estruturas de modelos flexíveis. Esse tipo de estrutura flexível já se mostrou benéfico no contexto de teste de hipóteses de comportamento de bacias (CLARK et al., 2011).

Fenicia; Kavetski e Savenije, (2011) e Kavetski; Fenicia (2011) propuseram uma estrutura de modelagem flexível chamada SUPERFLEX, que é baseada em blocos genéricos, como reservatórios, juntas e funções de propagação que podem ser montadas de diferentes maneiras. Fenicia et al., (2014) utilizaram 12 estruturas diferentes do SUPERFLEX em três bacias (áreas menores que 5km<sup>2</sup>) com dinâmicas bem estudadas e diferentes umas das outras. Eles encontraram que as estruturas que melhor representavam as bacias eram aquelas que mais tinham relação com os processos hidrológicos que acontece na realidade. Por fim, eles sugerem utilizar o SUPERFLEX em um número maior de bacias e em bacias maiores, em busca de correspondência entre as características das bacias e seus processos hidrológicos. Clark et al. (2008) também propuseram uma estrutura de modelagem flexível, o *Framework for Understanding Structural Error* (FUSE) e recomendam para trabalhos futuros diagnosticar as relações entre a performance e estrutura do modelo em um número maior de bacias, e se existem estruturas mais adequadas para diferentes regimes climáticos.

Não existe orientação sobre qual modelo ou estrutura de modelo, tampouco quais são os processos e mecanismos dominantes para cada tipo específico de bacia (MCDONNELL; WOODS, 2004). Kirchner (2009) encontrou que algumas bacias podem ser caracterizadas por sistemas dinâmicos não lineares de primeira ordem. Atkinson et al. (2002) encontraram uma relação hipotética entre complexidade do modelo e aridez das bacias, entretanto, essa relação não foi testada.

No nosso conhecimento, ainda não existem trabalhos de modelagem hidrológica em um grande número de bacias com área inferior a 10.000 km<sup>2</sup> no Brasil. Já existem trabalhos com bacias com áreas acima de 10.000 km<sup>2</sup> (e.g. SIQUEIRA et al. 2018). O presente trabalho analisou a performance de diferentes estruturas de modelos hidrológicos conceituais em 508 bacias hidrográficas localizadas no país com área inferior a 10.000 km<sup>2</sup>. Foram utilizados quatro

modelos diferentes desenvolvidos seguindo a estrutura proposta do SUPERFLEX. A existência de relação entre a estrutura do modelo e suas características hidrológicas foi verificada através de assinaturas hidrológicas e características físicas. O desempenho de cada modelo e sua capacidade preditiva foram avaliados para todas as bacias, fornecendo uma visão nacional geral da capacidade de modelos hidrológicos conceituais simples em representar bacias hidrográficas do Brasil.

## 1.1 OBJETIVO GERAL

Analisar a performance de diferentes estruturas de modelos hidrológicos conceituais em bacias hidrográficas localizadas no Brasil com área inferior a 10.000 km<sup>2</sup>.

## 1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- i. Compreender a correspondência entre estruturas de modelos e assinaturas hidrológicas;

As questões referentes a esse objetivo são:

- a. Qual é o desempenho de estruturas de modelos hidrológicos conceituais no Brasil?
- b. Existem vantagens em usar diferentes estruturas de modelos e, nesse caso, existem padrões ou características emergentes em que uma dada estrutura supera as outras?
- c. Qual a influência de certas características da bacia hidrográfica no desempenho do modelo?

- ii. Avaliar quando diferentes processos hidrológicos devem ser adicionados no modelo.

As questões referentes a esse objetivo são:

- a. Para quais bacias hidrográficas um modelo com apenas um reservatório é suficiente?
- b. Para quais bacias hidrográficas deve-se adicionar o reservatório da zona não saturada – que representa o armazenamento de água no solo?
- c. Para quais bacias hidrográficas deve-se adicionar o reservatório lento - que representa o fluxo subterrâneo?



## 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 MODELAGEM HIDROLÓGICA

Modelagem hidrológica pode ser entendida como a representação dos processos hidrológicos de uma determinada área (Figura 1) – normalmente uma bacia hidrográfica. Os modelos hidrológicos simulam a vazão em um rio, baseados em representações matemáticas dos processos hidrológicos. São ferramentas desenvolvidas pela ciência para melhor entender e representar o comportamento da bacia hidrográfica e prever condições diferentes das observadas.

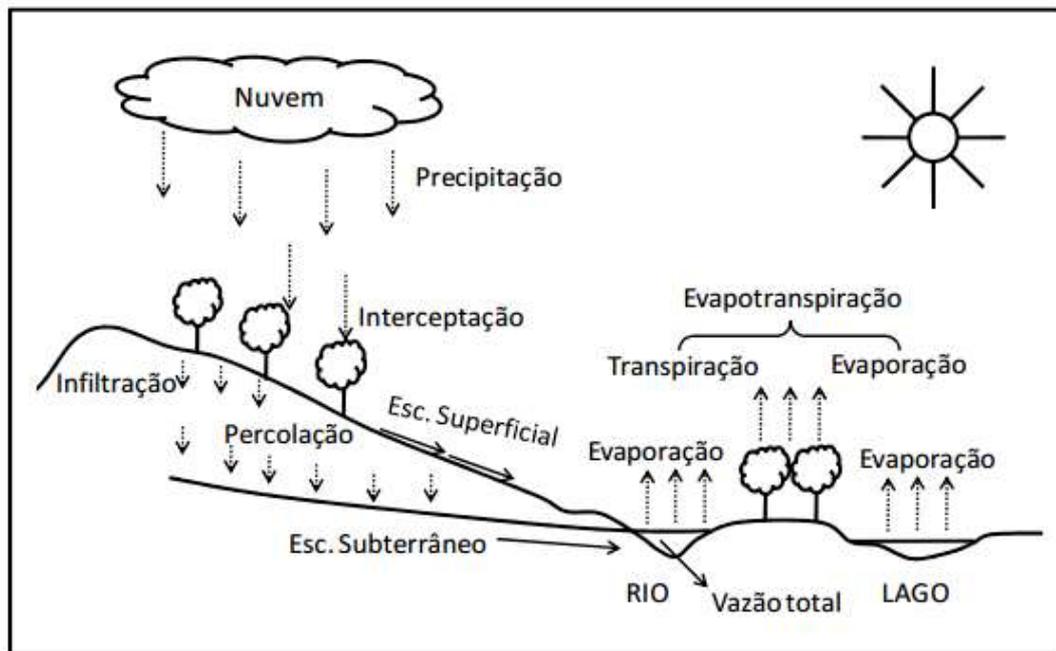


Figura 1 - Ciclo hidrológico e seus principais processos. Fonte: Adaptado de Kobiyama et al. (2011)

Existem dois modos de ver um modelo. No primeiro, o modelo é uma ferramenta para a extrapolação dos dados disponíveis no tempo (i.e. para diferentes períodos) e no espaço (para diferentes bacias hidrográficas). Neste caso, um método no qual se obtém respostas satisfatórias de previsão de vazão, nível da água subterrânea, ou qualidade da água é suficiente para atender a determinadas necessidades. No segundo modo, modelos devem refletir o máximo possível do nosso conhecimento físico do processo envolvido (BEVEN, 2012), para que possa ser utilizado como hipótese do comportamento das bacias hidrográficas. Neste último caso, para avançar na ciência da hidrologia, deve-se obter as respostas certas pelas razões certas (*“getting the right answers for the right reasons”*, KIRCHNER, 2006).

O modelo deve ter uma correspondência com a realidade para que possa ser usado como uma ferramenta para entender os sistemas hidrológicos. Entretanto, deve-se ter em mente que nenhum modelo hidrológico é uma representação perfeita dos processos hidrológicos; os modelos são hipóteses simplificadas de como o ambiente deve funcionar, e estas hipóteses requerem uma rigorosa construção, implementação e teste (CLARK; KAVETSKI; FENICIA, 2011). Bons modelos são aqueles que possuem uma melhor performance, com menores incertezas (SAVENIJE, 2009).

A grande quantidade de modelos conceituais é resultado de uma compreensão insuficiente da dinâmica ambiental na escala de bacia, o que pode ser atribuído às dificuldades em medir e representar a heterogeneidade encontrada nos sistemas naturais (CLARK; KAVETSKI; FENICIA, 2011). Cada modelo propõe diferentes representações dos processos hidrológicos e suas subsequentes interações. McDonnell et al. (2007) sugerem ir além de explicitamente caracterizar a heterogeneidade das paisagens – na forma de modelos altamente complexos e superparametrizados – e procurar os princípios organizacionais que estão subjacentes à heterogeneidade e complexidade.

Uma forma encontrada para lidar com a grande quantidade de modelos – e a dificuldade de encontrar um modelo fixo capaz de representar todas as bacias – é o uso de estruturas de modelos flexíveis. Um exemplo é o SUPERFLEX (FENICIA; KAVETSKI; SAVENIJE, 2011; KAVETSKI; FENICIA, 2011). Este modelo já foi utilizado em diferentes estudos e já se mostrou eficiente na identificação e representação correta dos processos dominantes de diferentes bacias.

Clark et al. (2008) propuseram o *Framework for Understanding Structural Errors* (FUSE), que combina quatro modelos hidrológicos existentes em várias estruturas de modelos e sugeriram que a escolha da estrutura é tão importante quanto a dos parâmetros do modelo. Eles recomendam para trabalhos futuros diagnosticar as relações entre a performance e estrutura do modelo em um número maior de bacias. Mcmillan et al. (2012) utilizaram o FUSE com dados de traçadores como ferramenta para avaliar as estruturas do modelo. A escolha da estrutura influenciou na simulação da idade da água, de vazão e do traçador. Coxon et al. (2014) também utilizaram o FUSE em 24 bacias e encontraram que o desempenho do modelo variou de acordo com as características da bacia, ajudando na identificação dos processos que controlam a resposta da bacia. Hrachowitz et al. (2013) também propuseram um framework de estruturas flexíveis de modelo, o DYNAMIT, que utiliza diferentes conceituações de estruturas com dados de traçadores para investigar hipóteses de mistura. Eles destacam o potencial destes

modelos, baseados em diferentes premissas de mistura, para inferir na dinâmica de transporte e a sensibilidade da bacia aos estados de umidade.

Modelos mais complexos podem apresentar resultados um pouco melhores para determinadas bacias (VAN ESSE et al., 2013). Entretanto, esses melhores resultados podem vir às custas de motivos incorretos – pelo simples aumento do número de parâmetros ou representando de forma errônea a dinâmica da bacia – e apresentando uma grande diminuição da confiabilidade na validação. A estrutura da bacia e sua forma podem ter um papel mais relevante nos processos hidrológicos que ocorrem na escala da bacia – como o tempo de residência – do que a área da bacia por exemplo (MCGUIRE et al., 2005). A conectividade entre os compartimentos da bacia e suas dependências nos limiares de armazenamento, propriedades do solo, e topografia influenciam de forma significativa o comportamento hidrológico dos sistemas naturais (MCGUIRE; MCDONNELL, 2010), e estas interações devem ser consideradas na estrutura do modelo (FENICIA; KAVETSKI; SAVENIJE, 2011). Uma parte significativa da incerteza nos modelos hidrológicos na escala da bacia hidrográfica está diretamente ligada ao nosso conhecimento insuficiente de aspectos essenciais do sistema, como a organização interna e a capacidade do ecossistema em manipular o sistema em resposta às dinâmicas temporais (SAVENIJE; HRACHOWITZ, 2017).

Diferentes estudos avaliaram o impacto da estrutura do modelo na simulação de vazões (e.g. CLARK et al., 2008; DE BOER-EUSER et al., 2017; FENICIA et al., 2014; GAO et al., 2014; GHARARI et al., 2014; KAVETSKI; FENICIA, 2011; LI; XU; BELDRING, 2015; ORTH et al., 2015; PERRIN; MICHEL; ANDRÉASSIAN, 2001; VAN ESSE et al., 2013). Quando diferentes modelos são avaliados, é preciso considerar o grau de complexidade de cada modelo (neste caso, número de parâmetros) nos resultados. Um número maior de parâmetros pode levar ao ajuste excessivo (ORTH et al., 2015), uma vez que os parâmetros adicionais podem ser adaptados ao ruído dos dados observados e, assim, levar a um fraco desempenho em um período independente de dados (LEVER; KRZYWINSKI; ALTMAN, 2016; SCHÖNIGER et al., 2014). Modelos muito ajustados podem ter melhor desempenho com os dados de calibração, mas provavelmente terão um desempenho ruim na validação ((LEVER; KRZYWINSKI; ALTMAN, 2016). Uma complexidade inadequada leva à super-parametrização e incerteza dos parâmetros (PERRIN; MICHEL; ANDRÉASSIAN, 2001).

O princípio da parcimônia – ou navalha de Occam – afirma que, ao lidar com hipóteses concorrentes com a mesma capacidade de descrever um conjunto de dados, a melhor explicação é a mais simples, que envolve menos suposições. O controle de complexidade do modelo reduz

a equifinalidade do parâmetro e ajuda a identificar modelos robustos, permitindo a generalização e classificação hidrológica (SCHOUUPS; VAN DE GIESEN; SAVENIJE, 2008). Além disso, evita a adaptação excessiva dos parâmetros (SCHÖNIGER et al., 2014). Como resultado, o melhor modelo será aquele com um melhor equilíbrio entre qualidade de ajuste e complexidade.

Uma forma de analisar modelos com níveis de complexidade diferentes (número de parâmetros) é comparar a suas performances em um período de dados independente daquele que foi utilizado na calibração – chamado de período de validação ou avaliação. Entretanto, a validação é dependente do período de dados escolhido, podendo apresentar resultados diferentes para períodos diferentes.

Outra forma de avaliar qual modelo é melhor é por métodos de seleção de modelos. Estes métodos buscam o equilíbrio entre a capacidade do modelo em se ajustar aos dados e a complexidade do modelo para fazê-lo. Isto é, busca-se encontrar modelos que sejam complexos o suficiente para explicar os dados, entretanto não mais complexo que o necessário. Eles, portanto, penalizam a complexidade, ou seja, um modelo mais simples e que não se ajusta tão bem aos dados, porém sua complexidade é justificada pelos dados será escolhido sobre um modelo mais complexo e que se ajusta melhor aos dados porém sua complexidade não é justificada (HÖGE; WÖHLING; NOWAK, 2018). O controle da complexidade do modelo permite identificar qual tem o nível de complexidade que corresponde aos dados disponíveis (SCHOUUPS; VAN DE GIESEN; SAVENIJE, 2008).

Um método de seleção de modelos são os critérios de informação, que avalia em que grau modelos concorrentes concordam com os dados observados (SCHÖNIGER; WÖHLING; NOWAK, 2015). A seleção é baseada em um critério de informação  $Ik$  que quantifica a informação que é perdida se a hipótese (modelo) for usada para explicar os dados (VOLPI et al., 2017).

Além disso, o aumento da complexidade na estrutura do modelo (e.g. DE BOER-EUSER et al., 2017; FENICIA et al., 2014; ORTH et al., 2015; VAN ESSE et al., 2013) ou na escala espacial (e.g. LI; XU; BELDRING, 2015; VAN DER LINDEN; WOO, 2003) não garantem simulações melhores. Não é o número de parâmetros que determina a capacidade do modelo de reproduzir as respostas de uma bacia, mas sim o papel desses parâmetros, os processos que representam e seus impactos na resposta da bacia (FENICIA et al., 2008). Portanto, o melhor uso das informações disponíveis, sem aumentar o número de parâmetros do modelo, pode melhorar o desempenho do modelo.

### 2.1.1 Modelagem com grande conjunto de bacias

Estudos de modelagem com um grande conjunto de bacias são feitos principalmente porque permitem conclusões mais generalizadas sobre quais as características das bacias mais influenciam na performance dos modelos. Assim, pode-se identificar os processos dominantes; e, desta forma, é possível aprimorar os modelos para que fiquem mais realistas. Gupta et al. (2014) listaram 94 diferentes estudos de modelagem chuva-vazão com mais de 30 bacias. O número de bacias utilizadas variou entre 30 e 1508, sendo a média 140. O objetivo destes trabalhos eram, mais comumente: (i) desenvolvimento de modelos, aplicação e comparação; (ii) estimativa de parâmetros (regionalização); (iii) procedimentos de avaliação; (iv) análise de incerteza e sensibilidade; e (v) estudos de impacto.

Como exemplos de estudos, Perrin; Michel e Andréassian (2001) compararam a performance de 19 modelos em 429 bacias hidrográficas e concluíram que modelos mais complexos são melhores na calibração, mas não na validação. A principal razão é que estes modelos não possuem uma estrutura estável capaz de extrair as informações disponíveis nas séries de chuva-vazão. Oudin et al. (2008) utilizou dois modelos em 913 bacias francesas para analisar regionalização de parâmetros. Eles encontraram que a proximidade espacial é o que fornece o melhor resultado de regionalização, sendo superior que similaridade física. Merz; Parajka; e Blöschl (2009) usaram um modelo semi-distribuído conceitual em 269 bacias na Áustria e concluíram que a performance do modelo melhora com o aumento da área. Van Esse et al. (2013) utilizou 12 diferentes estruturas de modelo em 237 bacias na França e encontrou que os modelos têm desempenho melhor em bacias maiores e mais úmidas do que bacias pequenas e secas. Newman et al. (2015) utilizou um modelo em um conjunto de 671 bacias e relatou que as principais características para a performance do modelo foram sazonalidade e aridez. Lane et al. (2019) avaliaram quatro estruturas de modelos do FUSE em mais de 1000 bacias hidrográficas na Grã-Bretanha. Todos os quatro modelos mostraram um padrão espacial similar de desempenho, produzindo melhores simulações nas bacias mais úmidas, e o fraco desempenho do modelo estava frequentemente associado ao balanço hídrico da bacia hidrográfica, com modelos incapazes de captar os processos da bacia hidrográfica onde o balanço hídrico não fechava.

## 2.2 MODELOS SUPERFLEX

O SUPERFLEX (FENICIA; KAVETSKI; SAVENIJE, 2011; KAVETSKI; FENICIA, 2011) consiste em reservatórios e conexões que conceituam o armazenamento e a liberação de água. Eles podem representar elementos como interceptação, escoamento superficial, umidade do solo, escoamento subsuperficial, entre outros; apresentando um fluxo de saída linear ou não linear. Os modelos podem também ser classificados de acordo com as diferentes hipóteses de conectividade dos trajetos do fluxo (isto é, estruturas em série ou paralelo). Os principais componentes do SUPERFLEX, a partir dos quais se pode fazer diferentes combinações e, assim, hipóteses sobre o comportamento da bacia são reservatórios; funções de propagação; e junções (Figura 2).

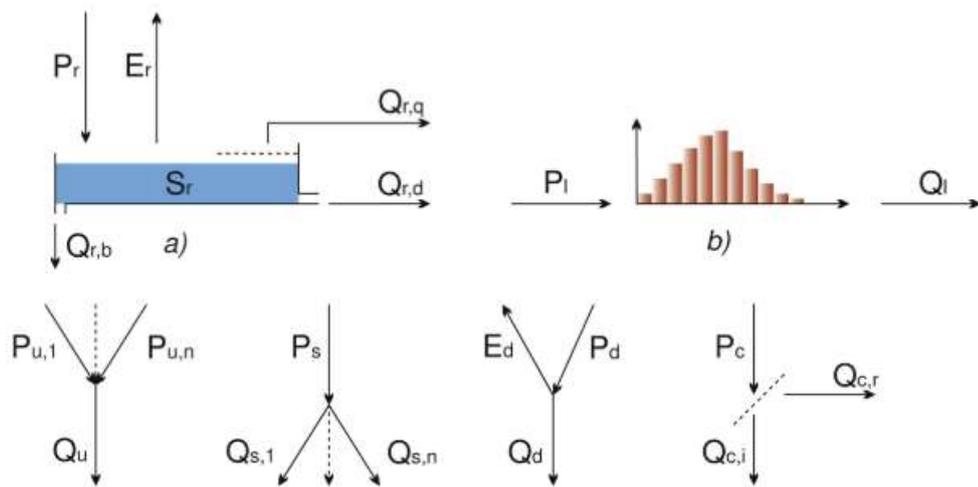


Figura 2 - Componentes do SUPERFLEX: (a) Reservatório (b) função de atraso (c) junções, da esquerda para a direita: união, divisão, subtração da evapotranspiração da precipitação e limiar do escoamento Hortoniano. Fonte: Fenicia et al. (2011)

Os reservatórios consistem na conceitualização dos processos de armazenamento e liberação de água. Eles podem representar diferentes processos; apresentando um fluxo de saída linear ou não linear. Os modelos utilizados neste trabalho possuem diferentes estruturas com reservatórios da zona não saturada, rápido, lento e da zona ripária. É possível construir estes reservatórios a partir das quatro estruturas apresentadas na Figura 3.

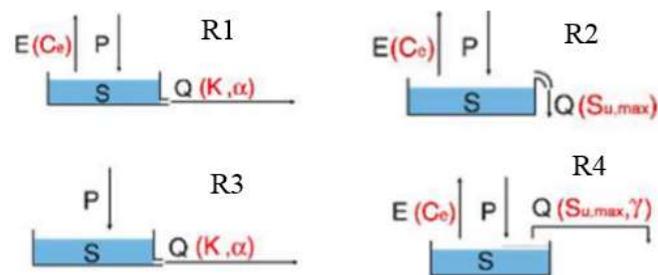


Figura 3 - Configurações de reservatório possíveis com o SUPERFLEX. R1 e R3: estruturas para reservatório rápido; R2 e R4: estruturas para reservatório da zona não saturada; R3: estrutura para o reservatório lento. P: precipitação; S: armazenamento; E: evapotranspiração; Q: fluxo de saída do reservatório; em vermelho são apresentados os parâmetros de cada estrutura.

O reservatório da zona não saturada (reservatórios R2 e R4) é caracterizado pelo parâmetro de capacidade de armazenamento máximo  $Su,max$  (mm). O fluxo de saída do reservatório pode ser linear ou com uma função exponencial, com o parâmetro  $Beta$ , ou a partir de um limiar. O fluxo ainda pode ser repartido entre os reservatórios rápido e lento pelo parâmetro  $D$ . É considerada ainda a evapotranspiração neste reservatório, com um parâmetro  $Ce$ . O reservatório lento (R3) corresponde ao escoamento subterrâneo e é caracterizado pelo parâmetro  $Ks$  relacionado ao tempo de permanência da água nele. O reservatório rápido (R1 ou R3) representa o escoamento superficial e também é caracterizado por um parâmetro relacionado ao tempo,  $Kf$ . Pode ser linear ou não linear, com uma função exponencial com parâmetro  $Alpha$ . O reservatório da zona ripária é caracterizado pelo parâmetro  $Kr$  e a precipitação efetiva que nele chega é determinada pelo parâmetro  $M$ , que a divide entre os reservatórios da zona não saturada e zona ripária.

As funções de propagação são operadores de convolução, utilizados para representar a propagação decorrente dos caminhos da água. Estas funções podem ser aplicadas na saída de qualquer reservatório. O uso dessas funções paramétricas permite a representação do comportamento de diferentes reservatórios, inclusive conexões em paralelo e em série, que não têm necessariamente o mesmo tempo de duração. Neste trabalho as funções de propagação não foram consideradas. As junções normalmente possuem parâmetros que dividem a separação de um fluxo entre dois ou mais reservatórios; ou combinam diferentes fluxos vindos de diferentes reservatórios. São consideradas ainda as funções constitutivas (Figure 4), que representam as relações hipotéticas de armazenamento-descarga de cada reservatório (FENICIA; KAVETSKI; SAVENIJE, 2011). Elas são utilizadas principalmente para calcular a evapotranspiração e a

saída do reservatório quando é considerado que ele possui um limiar a partir do qual se inicia o fluxo de saída.

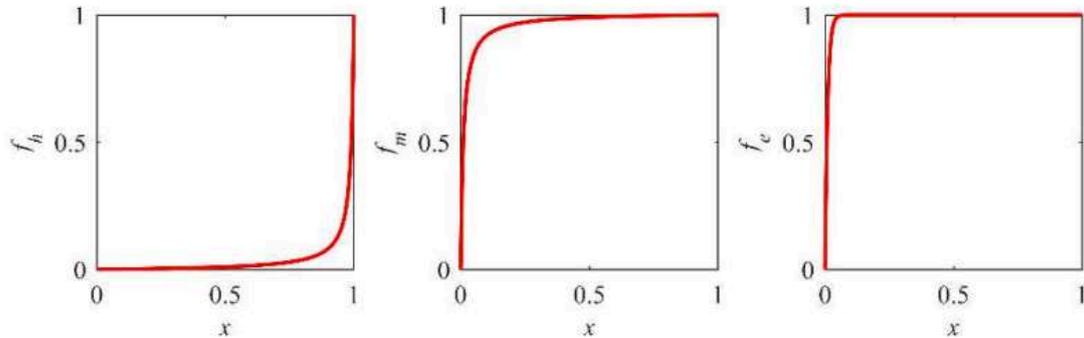


Figura 4 - Variação das funções constitutivas  $f_h$ ,  $f_m$  e  $f_e$  com  $x$ .

O SUPERFLEX já foi testado e considerado adequado para várias bacias com áreas que vão desde 0,04 km<sup>2</sup> a 10,009 km<sup>2</sup> (FENICIA et al., 2014; GAO et al., 2014; KAVETSKI; FENICIA, 2011; VAN ESSE et al., 2013, DAVID et al, 2019). Fenicia et al. (2014) encontrou com o SUPERFLEX que bacias experimentais com um predominante fluxo de água “vertical” (infiltração e percolação) são melhor representadas com modelos com conexões paralelas. Essas conexões em paralelo consideram a distribuição da precipitação em reservatórios rápidos e lentos independentes. Por outro lado, bacias com um predominante fluxo de água “horizontal” foram melhor representadas com modelos com conexões em série. Van Esse et al. (2013) utilizou o SUPERFLEX em 237 bacias francesas e constatou que a inclusão de um reservatório lento representando o fluxo subsuperficial melhora o desempenho do modelo em bacias com lençol freático dominante, uma vez que permite a independência dos fluxos rápidos e lentos. Kavetski e Fenicia (2011) encontraram bacias com dinâmicas hidrológicas diferentes são melhores representadas com estruturas de modelo diferentes do SUPERFLEX, e que uma estrutura fixa não consegue acomodar a grande quantidade de possíveis comportamentos, mesmo nas apenas quatro bacias consideradas no estudo.

### 2.3 CALIBRAÇÃO DE MODELOS

Os modelos devem refletir o máximo possível refletir do entendimento dos processos físicos de determinada bacia. Dessa forma, torna-se possível fazer previsões fora do período histórico ou na área utilizadas para a calibração (BEVEN, 2012). Modelos hidrológicos conceituais podem ser expressos como

$$S = f(X, \theta) + \varepsilon \quad (1)$$

onde  $S$  é a vazão simulada,  $X$  são as variáveis de entrada, neste caso precipitação e evapotranspiração diárias,  $\theta$  é o conjunto de parâmetros ótimo, e  $\varepsilon$  o erro associado. Para um modelo ser útil em previsões, os valores dos parâmetros devem corretamente refletir as propriedades invariantes dos componentes do sistema que eles representam (VRUGT et al., 2008). Muitas vezes não é possível estimar parâmetros dos modelos através de medições ou de estimativas a priori, sendo preciso, portanto, calibrar os modelos. Na abordagem clássica de calibração, o objetivo é encontrar o conjunto de parâmetros  $\theta$  que minimiza o erro  $\varepsilon$ .

A maioria dos estudos de calibração envolve formas de otimização dos valores dos parâmetros, comparando os resultados de repetidas simulações quando existe alguma observação da resposta da bacia. Os valores dos parâmetros são ajustados entre as rodadas do modelo manualmente, ou por um algoritmo de otimização automática (Figura 5), até que o conjunto de parâmetros que “melhor se ajusta” seja encontrado (BEVEN, 2012).

Independentemente da metodologia utilizada, a maioria dos modelos hidrológicos sofre de dificuldades semelhantes, incluindo a existência de múltiplos ótimos locais no espaço de parâmetros com pequenos e grandes domínios de atração (uma sub-região do espaço de parâmetros em torno de um mínimo local), primeiras derivadas descontínuas, e cumes multidimensionais. Essas considerações inspiraram Duan et al (1992) a desenvolver um procedimento de otimização global robusto e eficiente, denominado algoritmo de otimização global *Shuffled Complex Evolution* (SCE-UA). O algoritmo SCE-UA é consistente, eficaz e eficiente na localização dos parâmetros ideais de um modelo hidrológico (por exemplo, DUAN et al., 1992, 1993; SOROOSHIAN et al., 1993; LUCE; CUNDY, 1994; GAN; BIFTU, 1996; TANAKAMARU, 1995; KUCZERA, 1997; HOGUE et al., 2000; BOYLE et al., 2000).

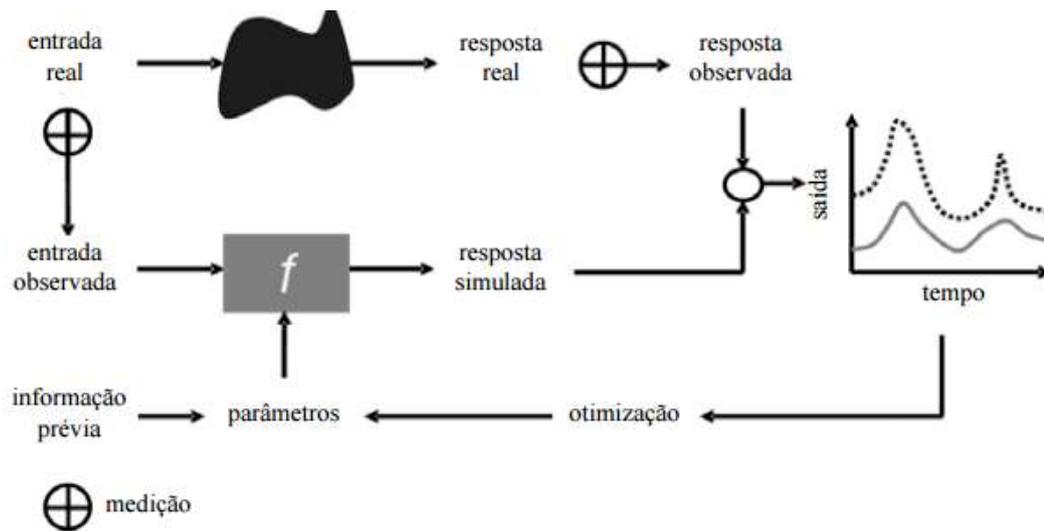


Figura 5 - Representação esquemática da calibração de um modelo. Os parâmetros do modelo são ajustados iterativamente a fim de que os resultados simulados (linha sólida) se aproximem ao máximo da resposta observada (linha pontilhada). Fonte: adaptado de Vrugt et al., 2008.

### 2.3.1 Algoritmo *Shuffled Complex Evolution* (SCE-UA)

Devido à grande quantidade de bacias hidrográficas utilizadas neste trabalho não foi possível utilizar algoritmos de calibração que utilizam inferência Bayesiana e, desta forma, permitem a avaliação também da incerteza das simulações. Estes algoritmos são mais lentos e não havia tempo hábil e capacidade computacional para utilizá-los em todas as bacias. Por isso, foi escolhido como algoritmo para inferência dos parâmetros dos modelos o *Shuffled Complex Evolution* (SCE-UA) (DUAN et al., 1992).

O SCE-UA é um algoritmo de otimização global baseado em uma síntese de quatro conceitos (DUAN et al., 1994): (i) combinação de abordagens determinísticas e probabilísticas; (ii) evolução sistemática de “complexos” de pontos que abrangem o espaço de parâmetros, na direção do ótimo global; (iii) evolução competitiva; (iv) embaralhamento complexo.

O objetivo do SCE-UA é encontrar um único conjunto ótimo de parâmetros definido no espaço viável. Portanto, evolui continuamente a população em busca de melhores soluções no espaço de viável dos parâmetros, abandonando as regiões do espaço de parâmetros com menor densidade posterior.

As etapas do método SCE-UA podem ser descritas como a seguir (DUAN et al. (1994)):

(1) Gerar amostra - amostra  $s$  pontos aleatoriamente no espaço de parâmetros viável e calcule o valor da função objetivo (neste trabalho, o coeficiente de Nash-Sutcliffe) em cada

ponto. Na ausência de informações anteriores sobre a localização aproximada do ótimo global, utiliza-se uma distribuição de probabilidade uniforme para gerar a amostra.

(2) Classificação dos pontos - ordena os  $s$  pontos em ordem decrescente do valor do critério, de modo que o primeiro ponto represente o maior valor de critério e o último ponto represente o menor valor de critério (considerando que para o coeficiente de Nash-Sutcliffe o objetivo é maximizar o valor).

(3) Partição em complexos - particiona os  $s$  pontos em complexos  $p$ , cada um contendo  $m$  pontos. Os complexos são particionados de modo que o primeiro complexo contenha todos os pontos classificados em  $p(k-1)+1$ , o segundo complexo contém todos os pontos classificados em  $p(k-1)+2$  e assim por diante, onde  $k = 1, 2, \dots, m$ .

(4) Evolução de cada complexo - evolui cada complexo de acordo com o algoritmo genético (CCE), que é baseado no *Simplex* de Nelder e Mead (1965).

(5) Complexos aleatórios - combina os pontos nos complexos evoluídos em uma única população amostral; classifica a população da amostra em ordem decrescente de valor de critério; embaralha (isto é, particiona novamente) a população da amostra em complexos  $p$  de acordo com o procedimento especificado na Etapa 3.

(6) Verificação convergência - se algum dos critérios de convergência pré-especificados for atendido, para; caso contrário, continua.

A amostragem aleatória inicial do espaço dos parâmetros fornece o potencial para localizar o ótimo global sem ser influenciado por pontos de partida pré-especificados. A divisão da população em vários complexos facilita uma exploração mais livre e extensiva do espaço viável em diferentes direções, permitindo a possibilidade de o problema ter mais de uma região de atração. O embaralhamento dos complexos aumenta a capacidade de sobrevivência por meio do compartilhamento das informações (sobre o espaço dos parâmetros) obtidas independentemente por cada complexo.

Uma parte importante do SCE-UA é a evolução dos complexos (Etapa 4) e como os pontos evoluem no espaço. Para isso é usado o algoritmo genético *Simplex*. Nele, cada ponto de um complexo é um potencial “pai”, com a capacidade de participar do processo de “reprodução”. Um subcomplexo funciona como um par de pais, embora possa incluir mais de dois membros. O uso de um esquema estocástico para construir subcomplexos permite que o espaço do parâmetro seja pesquisado mais detalhadamente. A ideia de competitividade é introduzida na formação de subcomplexos, com base na noção de que os mais fortes sobrevivem melhor e geram filhos mais saudáveis do que os mais fracos. A inclusão da medida competitiva

agiliza a busca por regiões promissoras. A medida de competitividade no processo reprodutivo é realizada pelo uso de uma distribuição de probabilidade trapezoidal que favorece pontos melhores sobre pontos piores.

O esquema de busca *Simplex* é utilizado, portanto, para gerar os filhos. Esse esquema é insensível à não suavidade da superfície de resposta e permite que o algoritmo faça uso das informações da superfície de resposta para orientar a busca na direção da melhoria. Além do esquema *Simplex*, os filhos são introduzidos em locais aleatórios do espaço viável sob certas condições para garantir que o processo de evolução não seja interrompido como resultado de algumas condições incomuns encontradas no espaço viável dos parâmetros. Cada membro da população tem pelo menos uma chance de contribuir com o processo de reprodução antes de ser deslocado ou descartado. Portanto, nenhuma informação contida na população da amostra é ignorada.

O processo de evolução competitiva e complexa do algoritmo SCE-UA ajuda a garantir que as informações contidas na amostra são eficientes e completamente exploradas. Eles também ajudam a garantir que o conjunto de informações não se degenera. Essas propriedades do método SCE-UA permitem uma boa convergência global para uma ampla gama de problemas.

## 2.4 CLASSIFICAÇÃO E SIMILARIDADE

Classificação de bacias é uma forma de identificação dos processos hidrológicos dominantes (MCDONNELL; WOODS, 2004). Ela pode ajudar na modelagem e monitoramento, fornecendo orientação sobre as semelhanças e diferenças entre as bacias e sobre quais modelos são apropriados para cada sistema hidrológico (WAGENER et al., 2007). Esta classificação deve considerar diferentes mecanismos, como fluxos, armazenamentos e tempos de resposta e, junto com o uso de modelos como hipóteses do comportamento da bacia, pode ajudar a melhor entender o ciclo hidrológico.

Análises de similaridade com grande número de bacias têm sido feitas para a identificação de padrões, e diferentes trabalhos a utilizaram para compreender a relação entre a estrutura da bacia e o funcionamento hidrológico na macroescala (e.g. CARRILLO et al., 2011; LI et al., 2014; MCMILLAN et al., 2014; SAWICZ et al., 2011), o que pode fornecer orientação para o desenvolvimento de hipóteses (i.e. através de estruturas de modelos) e para restrição do espaço de parâmetros viável (HRACHOWITZ; CLARK, 2017).

As assinaturas hidrológicas fornecem informações sobre o comportamento das bacias, como a identificação dos mecanismos dominantes, determinação da variabilidade e velocidade espaço-temporal do processo chuva-vazão, e representação de diferentes aspectos do hidrograma (MCMILLAN; WESTERBERG; BRANGER, 2017). Elas podem ser utilizadas para diversos fins. Por exemplo, para classificar bacias que possuem comportamento semelhante (e.g. SAWICZ et al., 2011, 2014); para calibração de modelos hidrológicos, calibrando também as assinaturas e não apenas a vazão (e.g. FENICIA et al., 2018; KAVETSKI et al., 2018; SADEGH; VRUGT, 2014; VRUGT; SADEGH, 2013), e como diagnóstico para avaliação de modelos hidrológicos, comparando a assinatura calculada com dados observados com a de dados simulados (e.g. COXON et al., 2014; EUSER et al., 2013; GUPTA; WAGENER; LIU, 2008; HRACHOWITZ et al., 2014).

Ainda não existe um consenso sobre um sistema de classificação de bacias (WAGENER et al., 2007), sendo o uso de características hidrológicas e climáticas a forma mais comum de classificação. Neste trabalho foram analisadas oito assinaturas hidrológicas diferentes que representam diferentes partes do hidrograma e podem de caracterizar diferentes processos.



### 3 MATERIAIS E MÉTODOS

#### 3.1 ÁREA DE ESTUDO

Foram utilizadas bacias hidrográficas da base de dados criada por Chagas (2019), que possui um total de 779 bacias. Os dados de vazão foram obtidos da ANA (2018), consistindo de dados diários estimados a partir de curva-chaves. As estações fluviométricas foram escolhidas pelo autor com base na quantidade de falhas na série temporal, sendo consideradas apenas estações fluviométricas com pelo menos 25 anos de dados sem qualquer falha. O autor realizou ainda um extensivo controle da qualidade dos dados, utilizando a recomendação proposta por Cole et al. (2003), que é baseada na visualização da curva de permanência da vazão com a série temporal. Este controle da qualidade dos dados é fundamental para que sejam evitados resultados incoerentes. Deve-se ter em mente mesmo com este controle, existem uma incerteza na medição dos dados de vazão.

As bacias foram delimitadas a partir das estações fluviométricas e o modelo digital de elevação (MDE) do STRM (*Shuttle Radar Topographic Mission*, USGS, 2006), que consiste em dados altimétricos de 90 metros de resolução horizontal e um metro de equidistância vertical. A delimitação foi feita com o software ArcGIS em conjunto com códigos em Python por Chagas (2019).

Os dados de precipitação foram obtidos de Xavier, King, Scanlon (2016), no qual os dados da ANA, Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e Departamento de Águas e Energia Elétrica de São Paulo (DAEE) foram utilizados para desenvolver *grids* de alta resolução ( $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ ) de precipitação diária. Os dados de evapotranspiração potencial foram obtidos do *Global Land Evaporation Amsterdam Model* (GLEAM) (MARTENS et al., 2017; MIRALLES et al., 2011). Para o cálculo é utilizada a equação de Priestley e Taylor, que considera observações de radiação líquida da superfície e temperatura do ar próxima à superfície. Os dados de precipitação e evapotranspiração potencial foram considerados uniformes sobre a bacia.

Para este trabalho foram consideradas bacias com área inferior a 10.000 km<sup>2</sup>, uma vez que foram utilizados modelos hidrológicos conceituais e concentrados. Além disso, considerou-se que em bacias com área muito extensa poderia ser mais difícil identificar os processos dominantes. Assim, neste trabalho utilizou-se 508 bacias, apresentadas na Figura 6. A maioria das bacias estão localizadas na região Sudeste e Sul, onde há um maior monitoramento, Há

poucas bacias na região Nordeste uma vez que as bacias lá monitoradas são em sua maioria maiores que 10.000 km<sup>2</sup>.

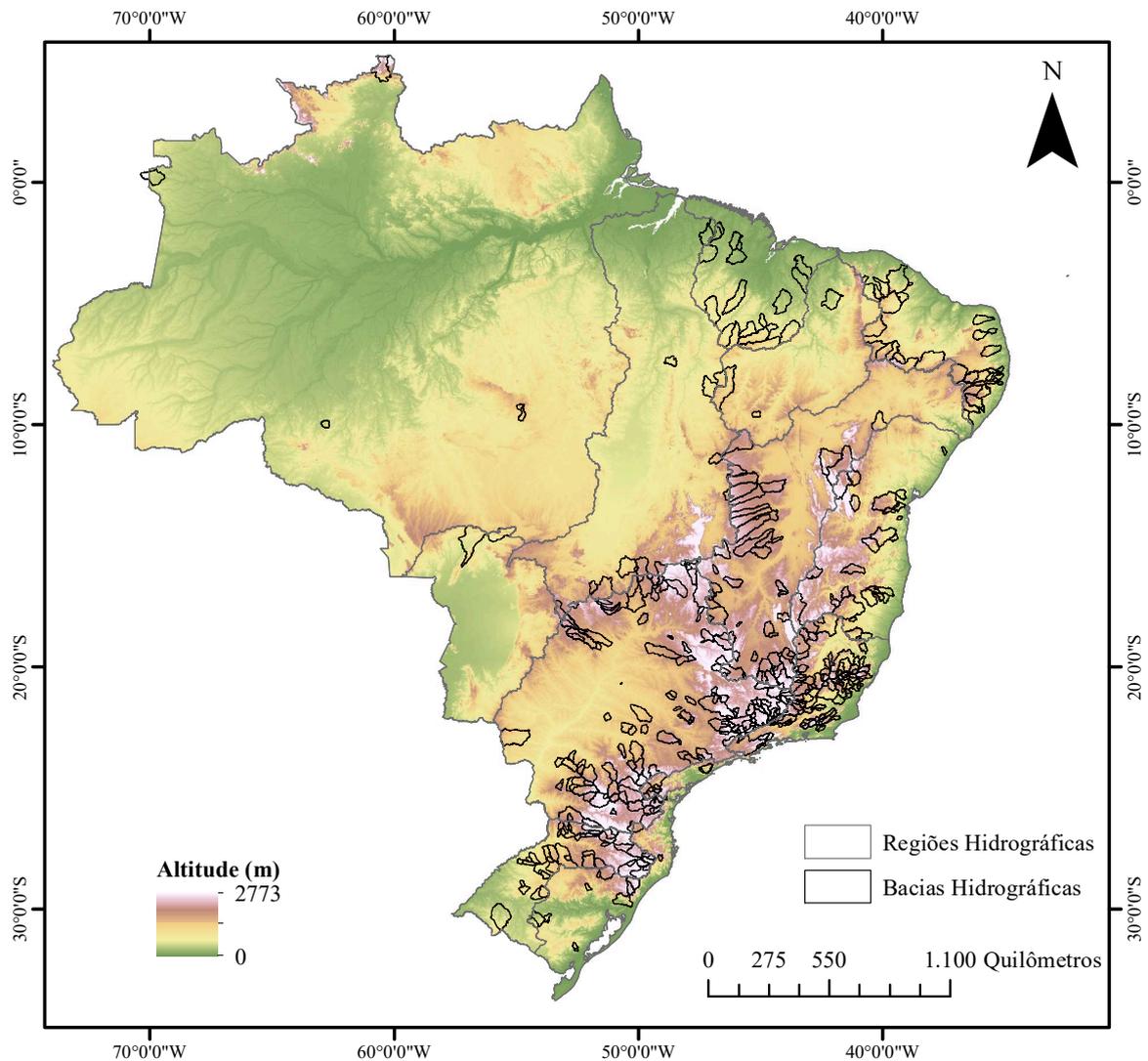


Figura 6 - Área de estudo e o limite das 508 bacias hidrográficas utilizadas neste estudo.

Foram consideradas ainda bacias hidrográficas cujo uso do solo dominante não fosse urbano (Figura 7a). Os dados de uso do solo foram obtidos de Do et al. (2018), que consiste em um catálogo global com mais de 35000 séries temporais diárias de vazão e metadados associados à essas séries, extraídos de 12 produtos de dados globais em *grid* que representam diferentes propriedades, como cobertura do solo, tipo de solo e características climáticas e topográficas. Os autores obtiveram os dados e uso da terra a partir do *The Climate Change Initiative Land Cover (CCI-LC) dataset*. A Figura 7b ainda apresenta o tipo de solo mais frequente para cada bacia, que também foi obtido de Do et al. (2018), que usaram como base

de dados *SoilGrid* 250 m (Hengl et al., 2017). É possível observar que para a grande maioria das bacias o tipo de solo dominante é o latossolo, com exceção das bacias da Região Hidrográfica do Atlântico Norte e Nordeste, que apresentam solo do tipo argissolo e das bacias da Região Hidrográfica do Atlântico Sudeste, que apresentam como solo dominante o cambissolo.

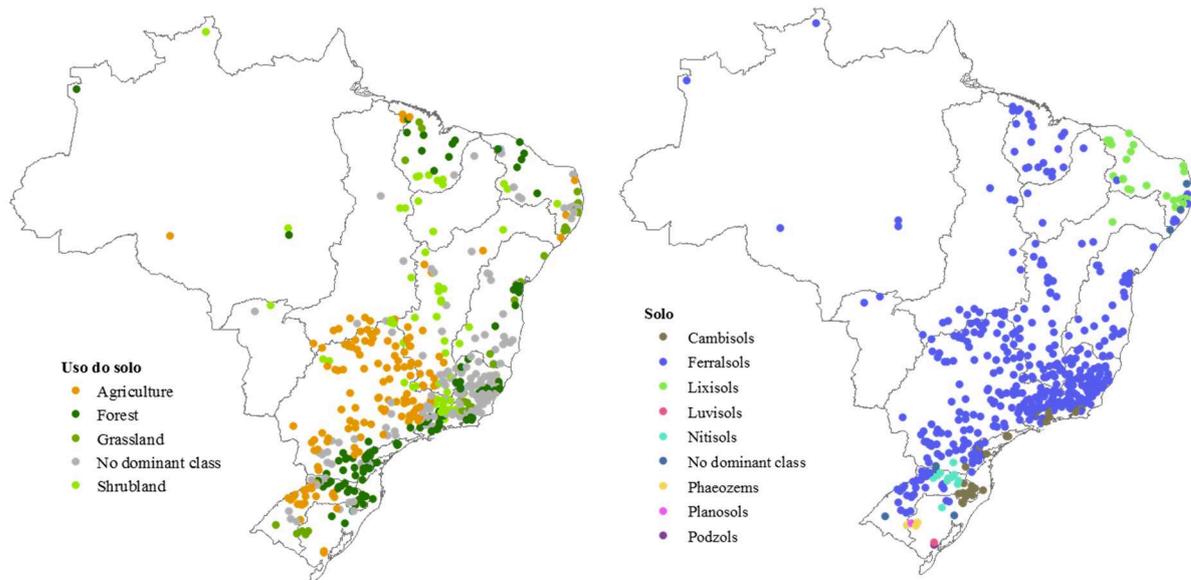


Figura 7 – (a) Uso da terra dominante e (b) tipo de solo dominante das bacias hidrográficas estudadas.

### 3.2 CARACTERÍSTICAS FÍSICAS

Foram analisadas seis características físicas das bacias hidrográficas, relacionadas à topografia e solo (Figura 8): altitude média, declividade média, profundidade do solo média e porcentagens de areia, argila e silte do solo.

Os dados de altitude média e declividade foram obtidos da base de dados do Do et al. (2018), cujos autores calcularam a partir do modelo digital de elevação do HydroSHEDS (*Hydrological data and maps based on Shuttle Elevation Derivatives at multiple Scales*). Os dados de porcentagem de argila, areia, silte e profundidade do solo foram obtidos com o *SoilGrids* 250 m (Hengl et al., 2017). *SoilGrids* fornece dados globais feitas com métodos de *machine learning* para diferentes propriedades do solo em diferentes profundidades e estimativa da profundidade do solo até a rocha e distribuição dos tipos de solo, baseadas no *World Reference Base (WRB)* e *USDA classification system*.

É possível observar claros padrões regionais das características físicas das bacias, como esperado. As bacias com maiores altitudes estão localizadas nas regiões Sul e Sudeste,

nas serras. As bacias com maiores declividades situam-se na mesma região, próximas à costa. Estas bacias possuem as menores profundidades do solo. Por estarem nas regiões mais altas, erodem, enquanto as bacias com as maiores profundidades do solo são as com menores altitudes e declividades, provavelmente pela sedimentação do solo. Estas últimas estão localizadas principalmente na região nordeste.

Quanto à composição dos solos, a região Sul é a que apresenta as maiores porcentagens de argila e silte, que vão diminuindo gradativamente em direção à região nordeste. O oposto é observado com a porcentagem de areia, que é menor na região sul e maior na região nordeste. Solos arenosos são mais permeáveis e não conseguem armazenar grandes quantidades de água, devido aos poros grandes entre os grãos, que permitem um escoamento mais fácil da água. Já solos argilosos são menos permeáveis e conseguem reter uma maior quantidade de água em seus poros, por serem menores.

Estas características foram escolhidas pois podem influenciar em diferentes processos hidrológicos. Por exemplo, a representação da zona não saturada pode estar relacionada com as porcentagens de argila e areia no solo, enquanto a contribuição do escoamento de base no escoamento total pode estar relacionada com a profundidade do solo.

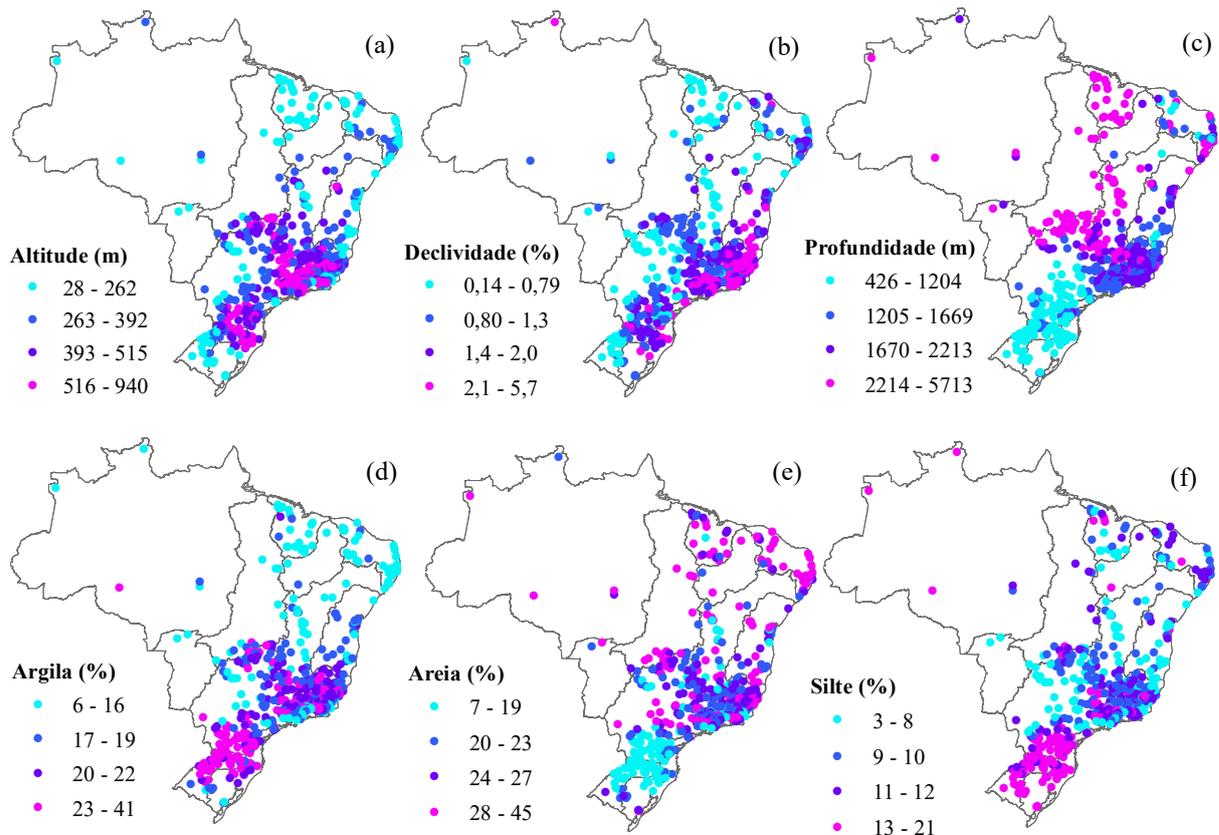


Figura 8 - Características físicas analisadas neste trabalho e sua distribuição espacial. (a) Altitude (m); (b) Declividade (%); (c) Profundidade do solo (cm); (d) Argila (%); (e) Areia (%); e (f) Silte (%).

### 3.3 ASSINATURAS HIDROLÓGICAS

Para compreender melhor as bacias hidrográficas estudadas e as relações entre processos hidrológicos e características físicas, foram calculadas oito assinaturas diferentes, buscando-se representar diferentes processos. Para o cálculo foi utilizado o período de dados de 1980 a 2004.

Elas foram analisadas espacialmente e as correlações entre si e com as características físicas, com o objetivo de escolher para a avaliação das diferentes estruturas de modelos hidrológicos as mais significativas e que tivessem maior relação com os processos hidrológicos representados.

#### i. *Flashiness* de vazão

*Flashiness* é baseada no índice de Richards-Baker (BAKER et al., 2004) e representa a relação das flutuações diárias da vazão com o fluxo total de um ano. Esse índice tem baixa

variabilidade interanual, em relação à maioria dos indicadores de regime de fluxo e, portanto, maior poder para detectar tendências (BAKER et al., 2004). Holko et al. (2011) calcularam *flashiness* de vazão em bacias da Eslováquia e Áustria e encontraram que o seu padrão espacial está relacionado com as principais unidades geológicas e mostram um declínio com o aumento da área da bacia. Poncelet et al. (2017) encontraram que bacias com maior *flashiness* de vazão resultaram em performances piores do modelo. Ou seja, a performance piora com o aumento da variabilidade da vazão.

*Flashiness* é calculada pela razão entre as flutuações diárias da vazão e o total anual,

$$FI_j = \frac{\sum_{i=1}^{366} |X(t_i) - X(t_{i-1})|}{\sum_{i=1}^{366} X(t_i)} \quad (2)$$

onde  $FI$  é o índice de *flashiness*;  $X$  é a variável de interesse (vazão, precipitação ou evapotranspiração potencial);  $i$  é o dia do ano; e  $j$  é o ano. Primeiro é calculado  $FI_j$  para cada ano do período de tempo estudado (1980-2004). Em seguida,  $FI$  é estimado pela média dos valores  $FI_j$  anuais. Os valores de *flashiness* variam de zero a dois. Zero representa um fluxo absolutamente constante; valores maiores indicam maior *flashiness* (flutuações) da variável (HOLKO et al., 2011).

## ii. Elasticidade da vazão

A elasticidade da vazão (EQP) descreve a sensibilidade da resposta da vazão a mudanças na precipitação na escala anual. A elasticidade da vazão é uma das assinaturas que pode mais influenciar no agrupamento de bacias em clusters (SAWICZ et al., 2011). Sawicz et al. (2011) encontrou que altos valores de EQP estão relacionados a baixos valores do índice de escoamento de base e vice-versa. Variações na EQP em bacias nos Estados Unidos são dependentes do armazenamento de neve, do balanço entre umidade e energia, e do índice de umidade. Bacias com um alto índice de umidade possuem valores de elasticidade da vazão constantes e baixos (SANKARASUBRAMANIAN; VOGEL; LIMBRUNNER, 2001). Sankarasubramanian e Vogel (2003) encontraram que nos EUA os valores de EQP variaram de 1 a 2.5, implicando que a relação entre precipitação e vazão é normalmente não linear e que é influenciada pelos processos de armazenamento na bacia.

A elasticidade da vazão mede a sensibilidade da vazão às mudanças na precipitação, em uma escala anual (SANKARASUBRAMANIAN; VOGEL; LIMBRUNNER, 2001),

$$E_{QP} = \text{mediana}\left(\frac{Q_i - \bar{Q}}{\bar{P}} \frac{\bar{Q}}{\bar{P}}\right) \quad (3)$$

onde  $E_{QP}$  é a elasticidade da vazão;  $Q_i$  é a vazão média no ano  $t$ ;  $P_i$  é a precipitação média no ano  $i$ ;  $\bar{P}$  é a precipitação média anual; e  $\bar{Q}$  é a vazão média anual. Um valor de  $E_{QP}$  igual a 1 indica que uma mudança de 1% na precipitação leva a uma mudança de 1% na vazão. Um valor maior ou menor de 1 define, respectivamente, se a bacia é elástica (sensível à mudança na precipitação), ou inelástica (insensível à mudança) (SAWICZ et al., 2011).

### iii. Índice de aridez

A elasticidade da vazão (EQP) descreve a sensibilidade da resposta da vazão a mudanças na precipitação na escala anual. A elasticidade da vazão é uma das assinaturas que pode mais influenciar no agrupamento de bacias em clusters (SAWICZ et al., 2011). Sawicz et al. (2011) encontrou que altos valores de EQP estão relacionados a baixos valores do índice de escoamento de base e vice-versa. Variações na EQP em bacias nos Estados Unidos são dependentes do armazenamento de neve, do balanço entre umidade e energia, e do índice de umidade. Bacias com um alto índice de umidade possuem valores de elasticidade da vazão constantes e baixos (SANKARASUBRAMANIAN; VOGEL; LIMBRUNNER, 2001). Sankarasubramanian e Vogel (2003) encontraram que nos EUA os valores de EQP variaram de 1 a 2.5, implicando que a relação entre precipitação e vazão é normalmente não linear e que é influenciada pelos processos de armazenamento na bacia.

O índice de aridez é a razão a longo prazo entre a evapotranspiração potencial média e a precipitação média,

$$AI = \frac{\overline{EP}}{\bar{P}} \quad (4)$$

onde  $AI$  é o índice de aridez,  $\overline{EP}$  é a evapotranspiração potencial média; e  $\bar{I}$  é a precipitação média.

iv. Taxa de escoamento

A taxa de escoamento indica quanto da precipitação a longo prazo deixa a bacia na forma de vazão, refletindo, assim, também nas perdas de evapotranspiração e água subterrânea. A performance do modelo tende a aumentar com o aumento da taxa de escoamento, uma vez que bacias com taxas maiores são mais úmidas e o impacto na mudança da evapotranspiração e água subterrânea são menores (PONCELET et al., 2017).

A taxa de escoamento é a razão a longo prazo entre a vazão média e a precipitação média,

$$RR = \frac{\bar{Q}}{\bar{P}} \quad (5)$$

onde  $RR$  é a taxa de escoamento; e  $\bar{Q}$  é a vazão média.

v. Inclinação da curva de permanência

A inclinação da curva de permanência da vazão é utilizada para caracterizar a variabilidade do fluxo. Bacias com curvas com maior inclinação apresentam uma maior variabilidade ao longo do ano. Uma menor inclinação indica uma resposta mais amortecida, podendo sugerir uma predominância da contribuição do escoamento de base para a vazão (ADDOR et al., 2017; SAWICZ et al., 2011).

A inclinação da curva de permanência é calculada entre os percentis 33 e 66 da vazão, uma vez que com o uso de uma escala semi-log esta parte representa uma parte relativamente linear da curva,

$$S_{FDC} = \frac{\ln(Q_{33\%}) - \ln(Q_{66\%})}{(0.66 - 0.33)} \quad (6)$$

onde  $S_{FDC}$  é a inclinação da curva de permanência;  $Q_{33\%}$  é a vazão no percentil 33; e  $Q_{66\%}$  é a vazão no percentil 66.

## vi. Índice do escoamento de base

O índice de escoamento de base é a proporção de escoamento de base no escoamento total a longo prazo. Um valor maior desse índice indica uma bacia com maior contribuição do escoamento de base. Baixos índices de escoamento de base com grandes inclinações da curva de permanência podem indicar bacias com resposta rápida (ADDOR et al., 2017). Este índice apresenta, ainda, um forte padrão regional, e altos valores estão relacionados a menores respostas da vazão à mudanças na precipitação (menor elasticidade) (SAWICZ et al., 2011).

O índice de escoamento de base é a razão a longo prazo entre o escoamento de base e o escoamento total. O escoamento de base é calculado utilizando-se um filtro,

$$\hat{y}_{b,t} = c\hat{y}_{b,t-1} + \frac{1}{2}(1-c)(\hat{y}_t + \hat{y}_{t-1}) \quad (7)$$

onde  $\hat{y}_{b,t}$  é o escoamento de base no tempo  $t$ ; e  $c$  é um parâmetro fixado em 0.925 como em outros trabalhos (e.g. ECKHARDT, 2005; SAWICZ et al., 2011; VRUGT; SADEGH, 2013). O índice de escoamento de base  $BFI$  é, portanto,

$$I_{BF} = \frac{\sum \hat{y}_b}{\sum \hat{y}} \quad (8)$$

## vii. Q10 e Q90

A Q10 representa a vazão que é excedida ou igualada 10% do tempo e a Q90 90% do tempo, representando as vazões máximas e mínimas, respectivamente. Sawicz et al. (2014) utilizaram ambas assinaturas para classificação de bacias e encontraram que essas assinaturas apresentam uma alta variabilidade temporal, por representarem as caudas da distribuição. A Q90 pode ser utilizada para distinguir bacias com rios perenes ou com rios intermitentes. Ainda, bacias com maiores Q90 apresentam maior variabilidade (SAWICZ et al., 2014).

## 3.4 MODELAGEM DO PROCESSO CHUVA-VAZÃO

### 3.4.1 Modelos

Foram utilizadas quatro estruturas diferentes do SUPERFLEX (Figura 9): as mesmas que em Fenicia et al. (2014) – M01, M04, M08 e M09, aqui chamadas de M1, M2, M3 e M4, respectivamente. A construção dos modelos de forma controlada permite atribuir as diferenças do desempenho às diferenças na estrutura do modelo. Pode-se testar a influência das conexões em série versus em paralelo, e a linearidade dos processos, por exemplo.

Foram analisados os impactos de dois elementos nas estruturas: (i) o reservatório da zona não saturada e (ii) o reservatório lento, uma vez que eles podem ser relacionados às duas assinaturas escolhidas para a análise: o reservatório da zona não saturada com o índice de aridez e o reservatório lento com o índice de escoamento de base.

O reservatório da zona não saturada representa o solo não saturado da bacia e a sua capacidade de armazenar água. Em teoria, ele é importante em bacias com alta sazonalidade e em bacias mais áridas. Este reservatório recebe a precipitação e armazena um volume de água máximo  $SU_{max}$  e libera água de acordo com o armazenamento e um expoente  $Beta$ . Como bacias úmidas estariam sempre com o reservatório cheio, esse armazenamento não seria tão necessário quanto em bacias mais secas.

O reservatório lento representa o fluxo subterrâneo de água e é adicionado em paralelo ao reservatório rápido, que representa o fluxo subsuperficial. O fluxo da saída do reservatório da zona não saturada (no modelo M4) ou a precipitação (no modelo M3) é dividida entre esses dois reservatórios e cada um possui um parâmetro associado à recessão. Desta forma, seus fluxos são independentes um do outro. Enquanto o reservatório rápido teria uma resposta mais rápida, o reservatório lento teria uma resposta mais lenta, representando assim o escoamento de base. Espera-se, então, que bacias com um maior índice de escoamento de base precisem deste reservatório para representar esta componente do hidrograma.

Foram escolhidas as quatro estruturas de forma que o impacto da inclusão destes reservatórios pudesse ser verificado em modelos mais simples e modelos mais complexos. Portanto, se nas duas comparações o impacto for semelhante, significa que a representação do processo melhorou a performance, e não apenas o aumento no número de parâmetros. Para verificar o impacto da adição do reservatório da zona não saturada foram comparados os modelos M1 com M2 (modelos mais simples) e M3 com M4 (modelos mais complexos), e para o impacto do reservatório lento foram comparados os modelos M1 com M3 (modelos mais simples) e M2 com M4 (modelos mais complexos).

Os modelos M1 e M2 possuem uma estrutura em série. O M1 tem um reservatório apenas, o rápido (FR), cuja saída é não linear, tendo como expoente o parâmetro  $\alpha$ . O modelo M2 difere do M1 pela inclusão do reservatório da zona não saturada. A precipitação entra no reservatório da zona não saturada (UR), seu fluxo de saída ocorre de acordo com uma função exponencial e entra no reservatório rápido não linear.

Os modelos M3 e M4 possuem uma estrutura em paralelo. No M3 a precipitação é dividida em reservatórios lineares rápidos e lentos a partir do parâmetro  $D$ . O fluxo total da estrutura é a soma dos fluxos dos reservatórios rápido e lento, ambos lineares. O modelo M4 difere do M3 pela inclusão de um reservatório de zona não saturada cuja saída é dividida em reservatórios rápidos e lentos, ambos lineares.

A Tabela 11 resume quais processos (reservatórios) são considerados em cada estrutura. A

Tabela 3 apresenta os parâmetros de cada modelo. As Tabelas 4, 5 e 6 apresentam as equações utilizadas, que foram retiradas de Fenicia et al. (2014).

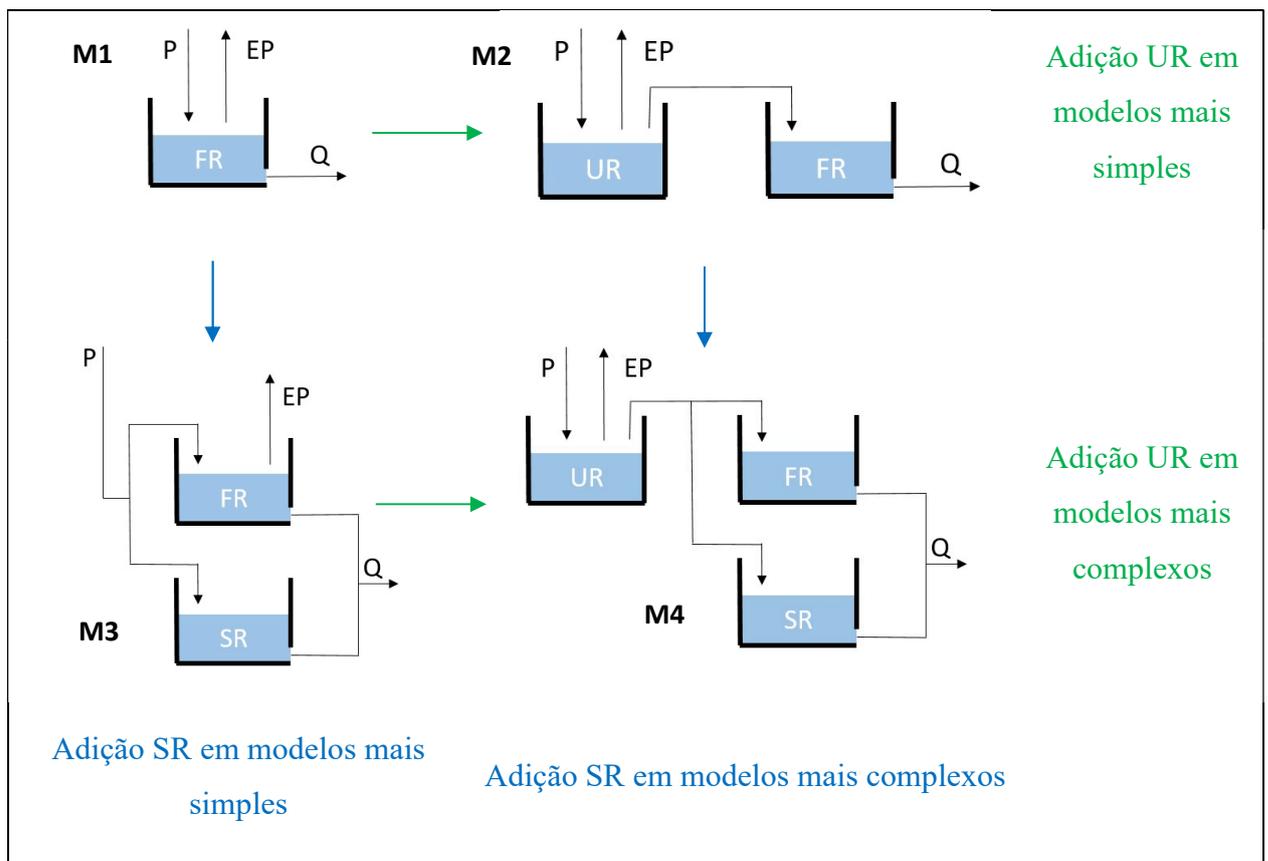


Figura 9 - Estruturas de modelo utilizadas e comparações que foram feitas. FR: reservatório rápido; UR: reservatório da zona não saturada; SR: reservatório lento.

Tabela 1 - Processos hidrológicos considerados em cada estrutura de modelo.

	M1	M2	M3	M4
Reservatório zona não saturada		X		X
Reservatório rápido	X	X	X	X
Reservatório lento			X	X

Tabela 2 - Equações constitutivas utilizadas.

Equações Constitutivas	Modelos			
	M1	M2	M3	M4
$\bar{S}u = Su/SU_{max}$		X		X
$Qq = Pufp(\bar{S}u Beta)$		X		X
$Qq = Pufh(\bar{S}u m_1)$				
$Eu = CeEpfm(\bar{S}u m_2)$		X		X
$Ef = CeEpf e(Sf m_3)$	X		X	
$Ps = DQq$				X
$Ps = DPt$			X	
$Qf = KfSf$			X	X
$Qf = KfSf^{Alpha}$	X	X		
$Qs = KsSs$			X	X

Tabela 3 - Parâmetros considerados em cada estrutura de modelo.

Modelos	Parâmetros							TOTAL
	$Ce$	$SU_{max}$	$Beta$	$K_f$	$Alpha$	$D$	$K_s$	
M1	X			X	X			3
M2	X	X	X	X	X			5
M3	X			X		X	X	4
M4	X	X		X		X	X	5

Tabela 4 - Equações de balanço hídrico utilizadas.

Equações de balanço hídrico	Modelos			
	M1	M2	M3	M4
$\frac{dSf}{dt} = Pf - Qf - Ef$	X		X	
$\frac{dSf}{dt} = Pf - Qf$		X		X
$\frac{dSu}{dt} = Pu - Qq - Eu$		X		X
$\frac{dSs}{dt} = Ps - Qs$			X	X
$Pt = Pf + Ps$			X	
$Pt = Pu$		X		X
$Qq = Pf + Ps$				X
$Qt = Qf$	X	X		
$Qt = Qf + Qs$			X	X

Tabela 5 - Funções auxiliares utilizadas.

Função
$f_p(x m) = x^m$
$f_h(x m) = 1 - \frac{(1-x)(1+m)}{1-x+m}$
$f_m(x m) = \frac{(1+m)x}{x+m}$
$f_e(x m) = 1 - e^{x/m}$

### 3.4.2 Implementação numérica dos modelos

Os processos nos modelos hidrológicos são geralmente representados por equações de balanço de massa para cada reservatório considerado, utilizando-se equações diferenciais ordinárias (ODE):

$$\frac{dS(t)}{dt} = P(t) - Q(S(t)) \quad (9)$$

onde  $S$  é o armazenamento,  $P$  é a precipitação (entrada) e  $Q$  é a vazão (saída). Este é um exemplo genérico, sendo que são considerados normalmente outros tipos de entrada e saídas, como a

evapotranspiração. Na maioria das vezes não é possível resolver estas equações analiticamente, uma vez que as ODE que descrevem a taxa de variação do armazenamento do reservatório são não lineares. Por isso, utiliza-se métodos numéricos para resolvê-las.

Neste trabalho foi utilizado o método de aproximação Euler explícito, que é baseado no fluxo no começo do passo de tempo  $\Delta t$ :

$$S_{n+1}^{(EE)} = S_n + \Delta t P_n - \Delta t Q(S_n) \quad (10)$$

onde superscrito (EE) significa Euler Explícito. Este método de aproximação é muito utilizado em modelos hidrológicos por sua simplicidade de implementação e rapidez computacional (KAVETSKI; CLARK, 2011). O erro no caso de Euler explícito é linearmente proporcional ao tamanho do passo dado  $\Delta t$ , portanto, a redução do tamanho do passo reduz o erro e aumenta a precisão.

É preciso ter em mente que os métodos explícitos sofrem com artefatos numéricos, que podem ocasionar bimodalidade da distribuição posterior dos parâmetros (SCHOUPS et al., 2010) que deformam a função objetivo do modelo, e que a análise de sensibilidade do modelo pode ser contaminada por estes erros numéricos. A utilização destes métodos, ainda que apresentem uma boa calibração, podem ter resultados ruins na validação, ou seja, é possível que os erros numéricos compensem os erros estruturais do modelo (CLARK; KAVETSKI, 2010; KAVETSKI; CLARK, 2010). Ainda, estes métodos levam à performance ruim e convergência lenta dos métodos MCMC (SCHOUPS et al., 2010). Entretanto, passos de tempo menores (sub diários) reduzem os erros numéricos que existem em comparação a simulações com passo de tempo diário (CLARK; KAVETSKI, 2010). Por este motivo, os modelos foram implementados com um método explícito de segunda ordem com passo de tempo adaptativo (SCHOUPS et al., 2010), tolerâncias absolutas e relativas fixas em  $10^{-3}$ .

### 3.5 CALIBRAÇÃO

O algoritmo de calibração automática utilizado foi o *Shuffled Complex Evolution* (SCE-UA). Ele possui alguns parâmetros que devem ser configurados pelo usuário. Neste trabalho foram utilizadas 7000 iterações; 5 complexos e 1 simplex. Cada bacia levou, em média, 20 minutos para cada calibração.

Avaliou-se o desempenho geral dos modelos hidrológicos por meio do coeficiente de Nash-Sutcliffe (NSE) amplamente utilizado na hidrologia (Nash e Sutcliffe, 1970), que é uma medida de fácil interpretação do desempenho do modelo,

$$NSE = 1 - \frac{\sum (O_i - S_i)^2}{\sum (O_i - \bar{O})^2} \quad (11)$$

onde a  $O_i$  se refere à vazão observada em cada passo do tempo,  $S_i$  refere-se à vazão simulada em cada passo do tempo e  $\bar{O}$  é a média dos valores de vazão observados. Isso resulta em valores de NSE entre 1 (ajuste perfeito) e  $-\infty$ , onde um valor de zero significa que a simulação do modelo tem a mesma habilidade que usando a média da vazão observada. Para diagnosticar com mais profundidade as razões do desempenho bom ou ruim do modelo, foram utilizadas ainda decompostas do NSE de viés, erro no desvio padrão e correlação.

Uma das limitações do NSE é que vazões altas possuem um peso mais alto que vazões mais baixas. Por isso, para a calibração foi utilizado o NSE da raiz quadrada das vazões, diminuindo assim a diferença entre vazões altas e baixas, como pode ser verificado na Figura 10.

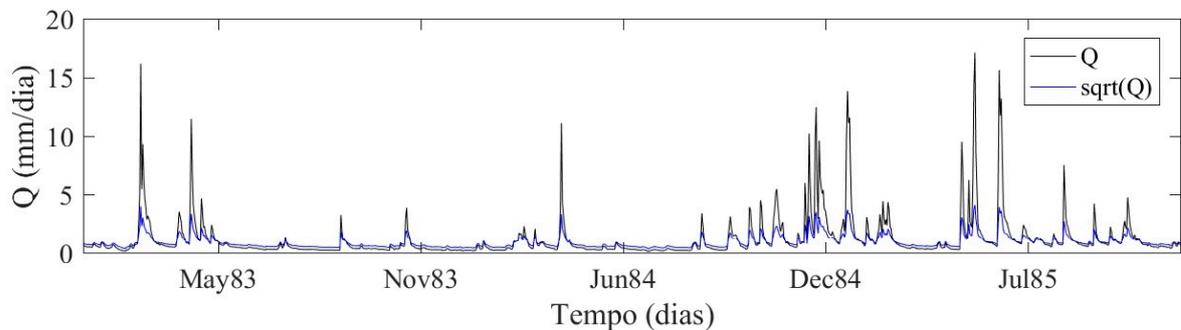


Figura 10 - Exemplo da aplicação da raiz quadrada na série temporal de vazão.

Para diminuir o impacto dos períodos escolhidos para calibração e validação, cada bacia foi calibrada duas vezes (Figura 11): (i) de 1985 a 1994, com *burn-in* de 5 anos; e (ii) de 1995 a 2004, com *burn-in* de 5 anos. A validação dos conjuntos de parâmetros calibrados ( $\theta_A$  e  $\theta_B$ ) foi feita então no período oposto ao calibrado. Desta forma, foram calibrados 20 anos de dados e validados 20 anos. Os resultados das duas calibrações foram agrupados e calculou-se novamente o NSE para os 20 anos completos, o mesmo foi feito com os resultados da validação.

Os intervalos dos parâmetros estão especificados na Tabela 66. Para a calibração foram utilizados o log dos parâmetros  $K_s$  e  $K_f$ . Como estes modelos possuem valores muito pequenos, é mais difícil percorrer o espaço de valores deles; uma pequena mudança no valor significa uma grande mudança nos resultados. Foram testadas calibrações com e sem a transformação e as com transformação apresentaram resultados mais satisfatórios.

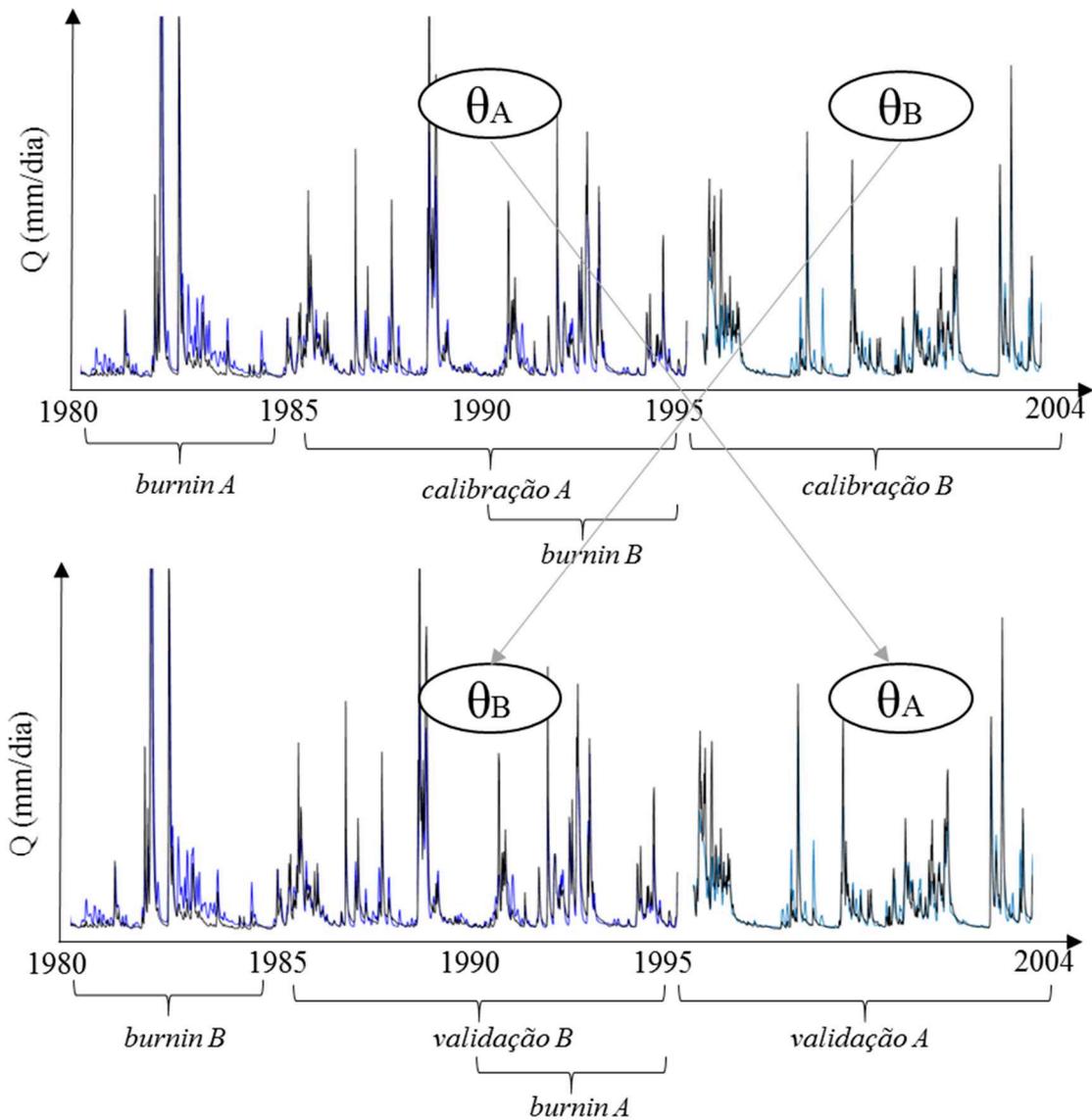


Figura 11 - Esquema da calibração e validação usadas neste trabalho.  $\theta_A$  e  $\theta_B$  são os conjuntos de parâmetros obtidos nos períodos de calibração A e B, respectivamente.

Tabela 6 - Descrição dos parâmetros dos modelos hidrológicos e do erro e intervalos mínimo e máximo utilizados como limites da distribuição uniforme (distribuição a priori) utilizada na calibração.

Parâmetro	Descrição	Min	Max	Unid
Modelo Hidrológico				
<i>Ce</i>	Eficiência de evaporação	0.01	2	-
<i>SUmax</i>	Capacidade de armazenamento da zona não saturada	0.1	700	mm
<i>Beta</i>	Parâmetro de não linearidade do reservatório da zona não saturada	0.001	20	-
<i>D</i>	Proporção do fluxo direcionado para o reservatório lento	0.01	0.99	-
<i>Alpha</i>	Parâmetro de não linearidade do reservatório rápido	1.0	20	-
<i>K<sub>f</sub></i>	Constante de recessão do reservatório rápido	0.01	1	mm <sup>1-α</sup>
<i>K<sub>s</sub></i>	Constante de recessão do reservatório lento	0.0001	1	h <sup>-1</sup>

### 3.5.1 Avaliação do desempenho

Para comparar os modelos, além do NSE, utilizou-se métricas que capturam diferentes aspectos do desempenho do modelo. Para o NSE foi considerado um valor satisfatório quando acima de 0,5. O coeficiente de Nash-Sutcliffe pode ser decomposto em três componentes distintos: a correlação, o viés e uma medida do erro na previsão do desvio padrão dos fluxos (GUPTA et al., 2009). A compreensão o desempenho dos modelos para esses diferentes componentes pode nos ajudar a diagnosticar porque modelos estão produzindo simulações boas ou ruins. O viés relativo da média foi calculado usando

$$\mu = \frac{\mu_s - \mu_o}{\mu_o} \quad (12)$$

em que  $\mu_s$  e  $\mu_o$  se referem à média do ciclo anual simulado e observado. Usando esta equação, um modelo imparcial teria um valor de  $\mu$  igual a 0 (condição perfeita) e um modelo que subestimou ou superestimou o fluxo anual médio obteria um valor negativo ou positivo de  $\mu$ , respectivamente. Um valor de  $\pm 1$  indicam uma superestimativa ou subestimativa do fluxo por 100%.

A diferença relativa no desvio padrão foi calculada usando

$$\sigma = \frac{\sigma_s - \sigma_o}{\sigma_o} \quad (13)$$

onde  $\sigma_s$  e  $\sigma_o$  representam o desvio padrão do ciclo anual médio simulado e observado. Mais uma vez, um valor zero indica uma condição perfeita sem erro, e valores positivos ou negativos indicam uma superestimação ou subestimação de a amplitude do ciclo anual médio, respectivamente. A correlação foi calculada usando a correlação de Pearson. Um valor de 1 indica uma correlação linear perfeita entre os fluxos observados e simulados, enquanto um valor de 0 indica nenhuma correlação. O coeficiente de correlação indica a habilidade do modelo em capturar o tempo e a forma do hidrograma.

Para avaliar o impacto da inclusão da adição do reservatório da zona não saturada ou do reservatório lento no desempenho do modelo, a diferença entre o NSE dos modelos foi calculada da seguinte forma:

$$NSE_{dif} = \frac{(1 - NSE_s) - (1 - NSE_c)}{(1 - NSE_s)} \quad (14)$$

onde  $NSE_s$  é o valor de NSE para o modelo sem o reservatório analisado e  $NSE_c$  é o valor de NSE para o modelo com o reservatório analisado. A diferença foi calculada desta forma com o objetivo de dar um maior peso para a melhora na performance quanto maiores os valores de NSE. Por exemplo, uma melhora de  $NSE_s = 0.45$  para  $NSE_c = 0.50$  terá um valor de  $NSE_{dif}$  menor do que uma melhora de  $NSE_s = 0.75$  para  $NSE_c = 0.80$ . Para penalizar a diferença da complexidade entre os modelos utilizados (diferença de parâmetros), as análises foram feitas com os resultados da validação.

### 3.6 ETAPAS DO TRABALHO

O trabalho foi desenvolvido conforme o fluxograma da Figura 12.

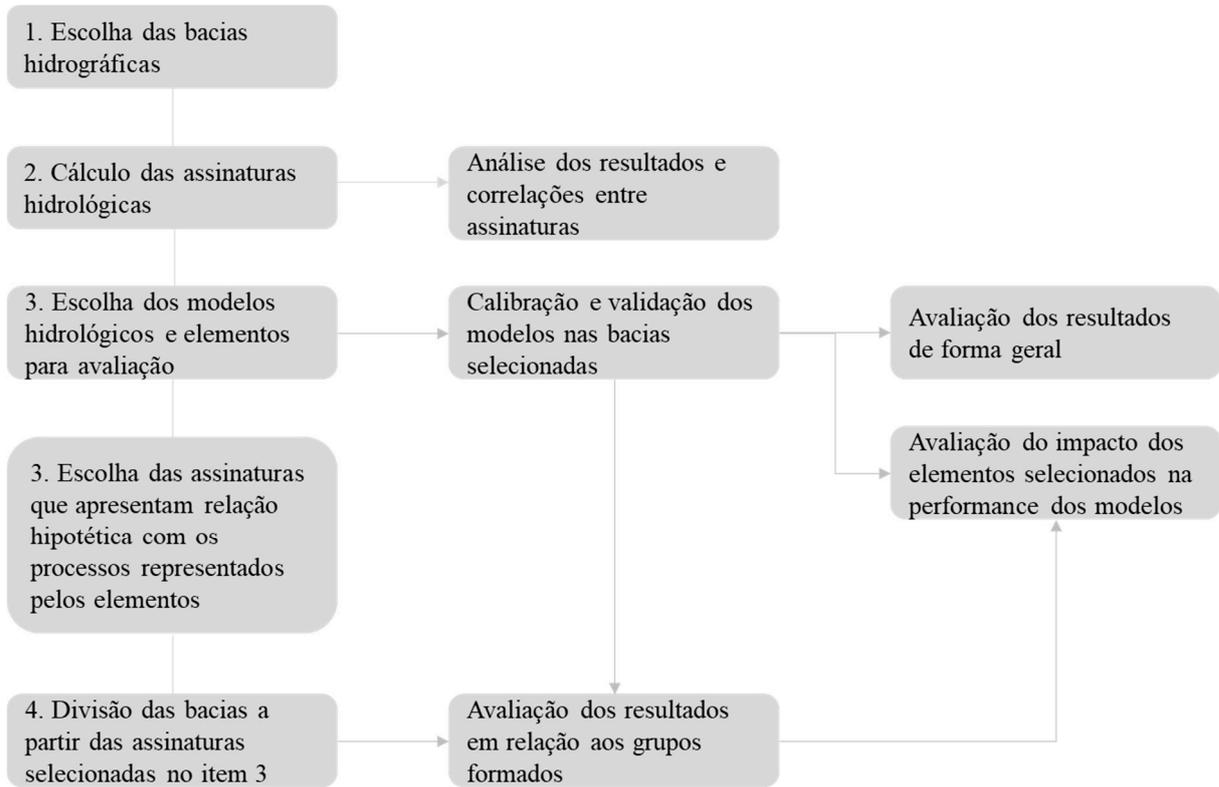


Figura 12 - Fluxograma do trabalho.



## 4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 4.1 ASSINATURAS HIDROLÓGICAS

É possível verificar que bacias próximas apresentam valores semelhantes das assinaturas hidrológicas (Figura 13). Este resultado corrobora com outros trabalhos (e.g., Sawicz et al., 2011), nos quais a proximidade exerce uma importante função na similaridade das bacias. Ainda, é possível observar que em áreas de transição climática há normalmente uma mudança no valor das assinaturas. A assinatura de flashiness apresentou valores maiores nas bacias localizadas no Sul e Nordeste do país, tendo valores intermediários no Sudeste e menores no interior do Nordeste. Esta assinatura representa as variações diárias da variável em relação ao total anual. Bacias com um valor maior de flashiness apresentam maior variabilidade. A elasticidade da vazão (EQP) apresenta valores maiores no Sudeste e em parte do Nordeste. Ou seja, as vazões dessas bacias são mais sensíveis às mudanças na precipitação média anual. Esta assinatura não apresentou um padrão espacial tão claro quanto as demais.

O índice de aridez (AI) é menor no Sul do país, aumentando em direção ao Nordeste. É possível ver um padrão espacial bem definido para esta assinatura. Esta assinatura apresenta valores opostos aos de taxa de escoamento (RR), o que é um resultado esperado, uma vez que representam características opostas. Os maiores valores estão concentrados no Sul e os menores no Nordeste. Em bacias mais áridas, uma menor parcela da precipitação sai da bacia em forma de vazão.

O índice de escoamento de base (BFI) apresenta valores menores no Sul e Nordeste, e maiores nas outras regiões do país. Ou seja, nestas últimas a contribuição do escoamento de base é maior. Resultado oposto foi encontrado para a inclinação da curva de permanência (SFDC). A SFDC quantifica a variabilidade da vazão. Portanto, esta oposição já era esperada, uma vez que grandes inclinações estão relacionadas com baixos índices de escoamento de base – o que pode indicar bacias com resposta rápida.

A Q10 possui valores maiores no Sul e Nordeste. A Q10 apresenta um comportamento semelhante à SFDC, onde bacias com maiores vazões máximas possuem maiores variabilidades vazão. Por outro lado, a Q10 tem um comportamento inverso com o BFI; quanto maior a Q10, menor o índice de escoamento de base. A Q90, que quantifica as vazões mínimas, apresenta valores maiores no Sul e Sudeste, diminuindo em direção ao Nordeste.

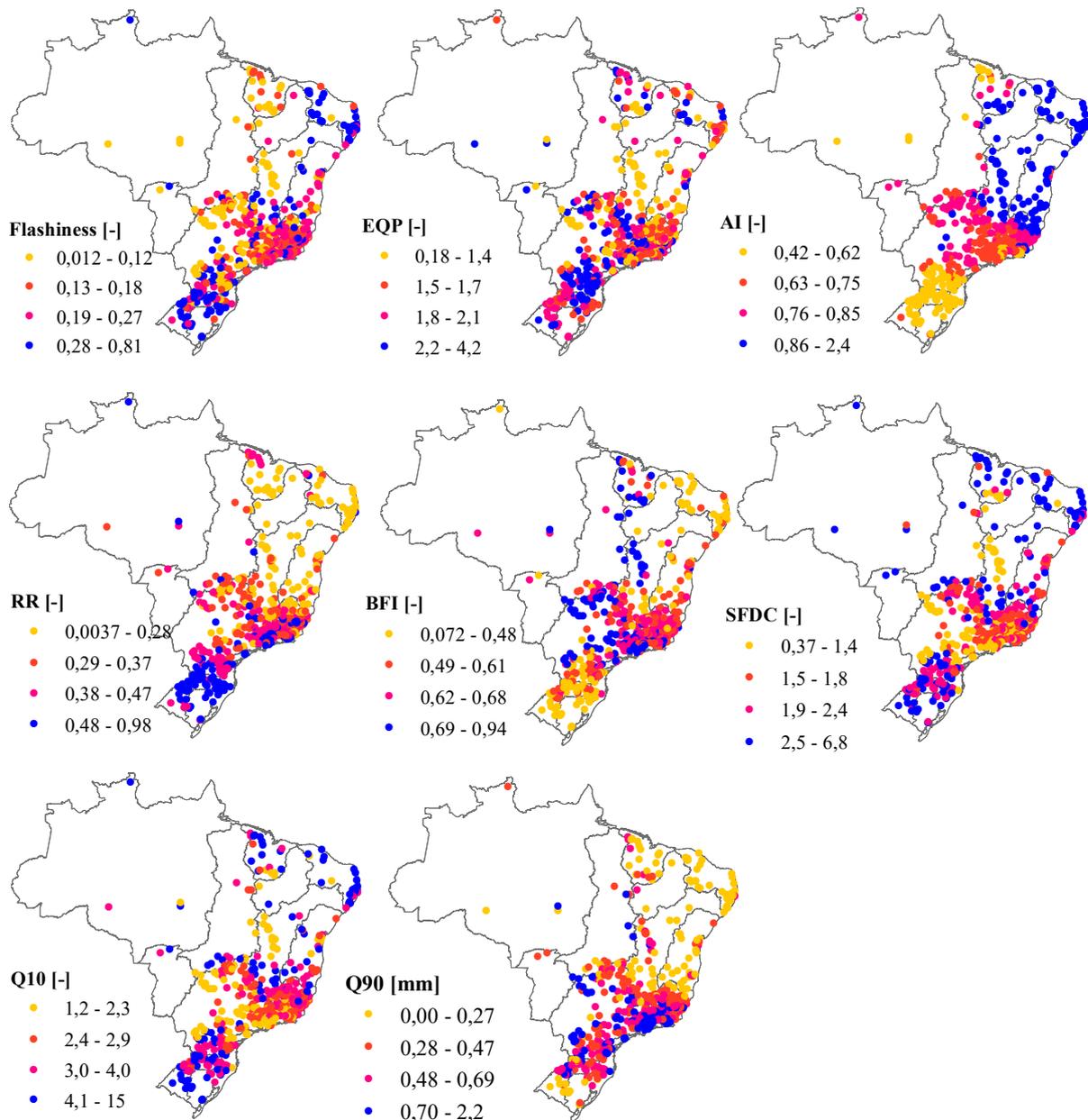


Figura 13 - Distribuição espacial das assinaturas hidrológicas consideradas deste trabalho.

Foi calculado o coeficiente de correlação de Spearman entre as assinaturas hidrológicas (Figura 14), a fim de selecionar as assinaturas mais representativas para a análise das estruturas de modelos, removendo assinaturas que possuem alta correlação com as demais. O índice de escoamento de base apresenta altas correlações negativas com as assinaturas flashiness, SFDC e Q10. Ou seja, quanto maior a contribuição do escoamento de base para o escoamento total, menores as flutuações da vazão, menor a variabilidade da vazão, e menores as vazões máximas.

A assinatura flashiness, EQP, SFDC e Q10 apresentam altas correlações positivas entre si. Quanto maiores as flutuações, maiores a variabilidade, vazões máximas, e sensibilidade

da vazão às mudanças da precipitação. O índice de aridez possui uma alta correlação negativa com a taxa de escoamento e com a Q90. Em bacias mais áridas uma menor porcentagem da precipitação sai da bacia em forma de vazão, indicando que o balanço hídrico destas bacias é menos linear e mais complexo.

Considerando todas estas interações entre as assinaturas hidrológicas calculadas, optou-se por utilizar o índice de aridez e o índice de escoamento de base como base para relacionar os diferentes processos que são representados nas estruturas de modelo com as características hidrológicas das bacias. Por exemplo, ao dividir as bacias pelo seu BFI já é sabido que bacias com baixos valores destas assinaturas apresentam uma maior variabilidade e menores flutuações da vazão e que estas características mudam com o aumento do BFI.

Ao dividir as bacias entre áridas e úmidas, de acordo com o AI maior ou menor que 1, respectivamente, estamos verificando o impacto ao analisar bacias em dois estados: com água limitada ( $AI > 1$ ) e com energia limitada ( $0 < AI < 1$ ). Wang e Alimohammadi (2012) estudaram as relações entre os componentes do balanço hídrico e a variabilidade climática em 277 bacias situadas nos EUA. Usando a estrutura de Budyko, eles relacionaram a aridez da bacia com dois estados: bacias com água limitada e bacias com energia limitada. Seus resultados mostraram que, em condições de energia limitada, a maior parte da anomalia de precipitação é transferida para a anomalia de escoamento. O impacto da evapotranspiração e das mudanças nas águas subterrâneas é, portanto, reduzido, facilitando a representação do balanço hídrico por modelos hidrológicos (PONCELET et al., 2017). Entretanto, em condições de água limitada, a maior parte da anomalia de precipitação é transferida para alteração de armazenamento e parte da anomalia de precipitação é transferida para a anomalia de evapotranspiração. Quando a aridez aumenta, a partição da precipitação em escoamento, evaporação e armazenamento se torna mais variável. Portanto, o balanço hídrico é mais difícil para o modelo reproduzir.

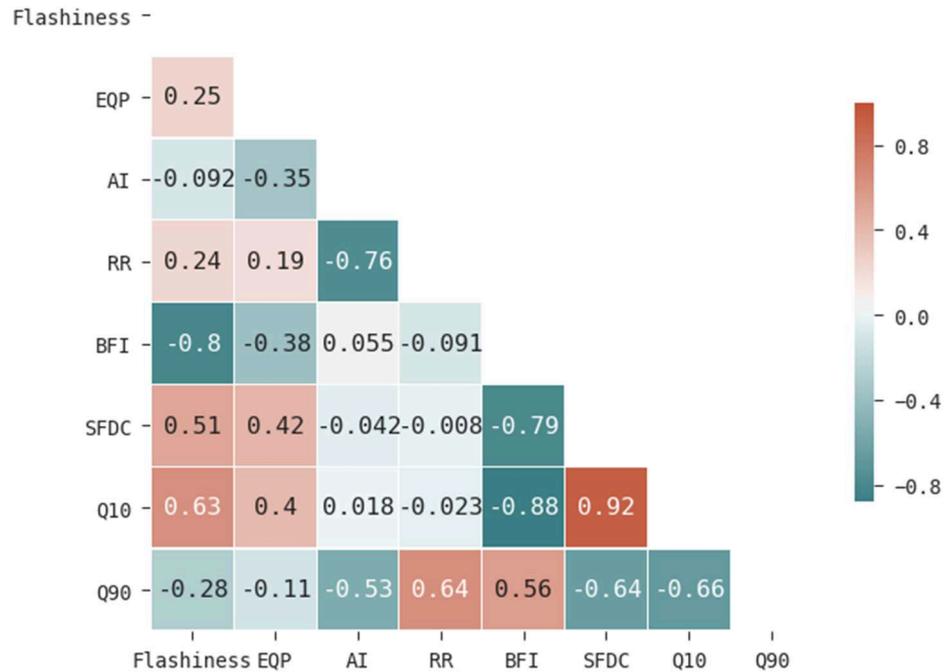


Figura 14 - Coeficientes de correlação de Spearman entre as assinaturas hidrológicas. Todas as correlações com coeficiente acima de 0.30 são significativas ( $p$ -valor  $< 0,05$ ).

Calculou-se também o coeficiente de correlação de Spearman entre as assinaturas hidrológicas e as características físicas das bacias (Figura 15). Altitude e declividade apresentaram baixas correlações com todas as assinaturas hidrológicas. Porcentagens de areia, argila e silte apresentaram as maiores correlações com o índice de aridez e taxa de escoamento. É possível verificar nas Figuras 7 e 8 que a distribuição espacial destas assinaturas e características é bastante claro e isso influenciou na correlação. Esperava-se encontrar uma maior correlação com estas características, uma vez que as propriedades do solo influenciam a infiltração e a quantidade armazenada de água, e solos com maior quantidade de areia são mais permeáveis.

As correlações entre a elasticidade da vazão e as características do solo também foram menores que as esperadas, tendo em vista que estão relacionadas com a capacidade do solo em amortecer a variabilidade da precipitação. Outra correlação com o tipo de solo que esperava-se que fosse significativa é com o índice de escoamento de base, uma vez que ele está relacionado com a água subterrânea.

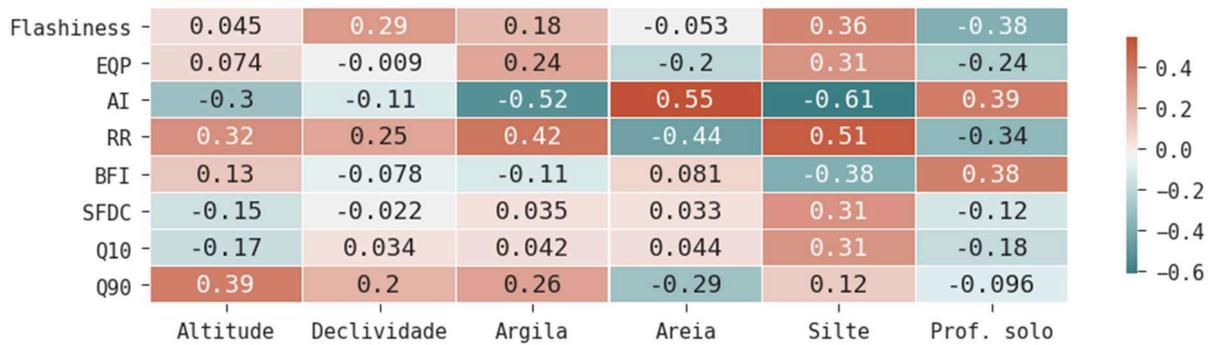


Figura 15 - Coeficientes de correlação de Spearman entre as assinaturas hidrológicas e as características físicas. Todas as correlações com com coeficiente acima de 0.30 são significativas ( $p$ -valor  $< 0,05$ ).

A Tabela 7 traz um resumo das assinaturas hidrológicas e características físicas calculadas para cada uma das bacias hidrográficas.

Tabela 7 - Resumo das assinaturas hidrológicas e características físicas calculadas.

Característica	Mínimo	Média	Máximo
Área (km <sup>2</sup> )	20,00	2261,60	10113,00
Flashiness (-)	0,01	0,21	0,81
Elasticidade da vazão (-)	0,18	1,71	4,23
Índice de aridez (-)	0,31	0,81	2,36
Taxa de escoamento (-)	0,00	0,37	0,98
Índice de escoamento de base (-)	0,07	0,58	0,94
Inclinação da curva de permanência (-)	0,37	2,09	6,76
Q10 (-)	1,23	4,13	5,28
Q90 (mm)	0,00	0,51	2,20
Altitude média (m)	28,41	390,93	940,11
Declividade média (%)	0,14	1,52	5,74
Argila (%)	5,91	19,43	41,21
Areia (%)	7,09	22,93	45,35
Silte (%)	2,51	10,26	20,57
Profundidade do solo (cm)	425,96	1807,68	5712,82

Duas assinaturas hidrológicas foram utilizadas para agrupar as bacias hidrográficas em grupos com comportamentos semelhantes: índice de aridez (AI) e índice de escoamento de base (BFI). As bacias foram primeiro separadas de acordo com o AI maior ou menor que 1 (Figura 16), ou seja, bacias áridas ou úmidas, respectivamente. Em seguida, foram divididas de acordo com o percentil do BFI. Foram considerados os percentis 25, 50 e 75, formando, portanto, quatro grupos. Como esperado, bacias do mesmo grupo ficaram na maioria das vezes próximas espacialmente.

A análise da performance das quatro estruturas de modelo utilizadas neste trabalho foi feita (i) avaliando o comportamento geral das bacias e (ii) avaliando o comportamento dos grupos criados.

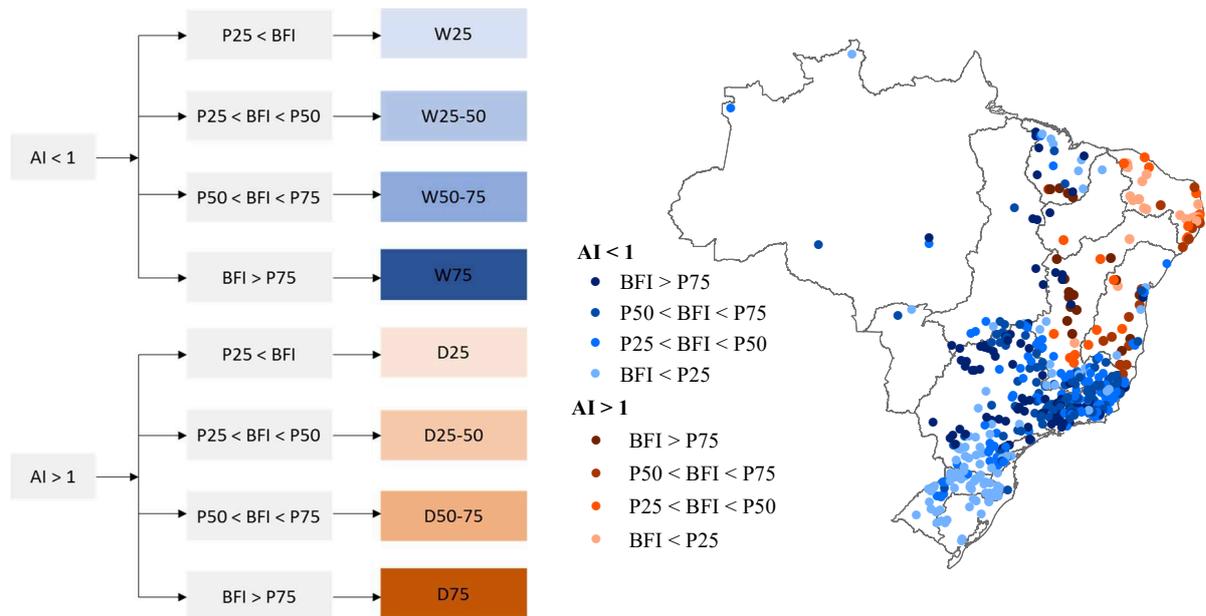


Figura 16 - Divisão das bacias hidrográficas em úmidas e secas de acordo com o percentil do índice de escoamento de base. P25: percentil 25, P50: percentil 50. P75: percentil 75

#### 4.2 ANÁLISE DA PERFORMANCE DAS ESTRUTURAS DE MODELO

A Figura 17 apresenta o impacto das oito assinaturas hidrológicas no coeficiente de Nash-Sutcliffe (NSE) da validação dos quatro modelos analisados de todas as 508 bacias hidrográficas. De uma forma geral, o modelo mais simples, M1 (azul), apresentou resultados piores; enquanto o modelo mais complexo (M4, roxo), apresentou os maiores valores de NSE.

Os modelos M1 e M2 e os modelos M3 e M4 apresentam comportamentos semelhantes. No caso das assinaturas hidrológicas *flashiness*, elasticidade da vazão (EQP), taxa de escoamento (RR) e inclinação da curva de permanência (SFDC), a performance dos modelos M1 e M2 melhora com o aumento do valor dessas assinaturas. O aumento dessas assinaturas representa, de forma geral, um aumento da variabilidade e flutuação da vazão e da umidade dessas bacias. Portanto, quanto mais variável a vazão, menor a necessidade de se representar o escoamento subterrâneo (pelo reservatório lento). Já os modelos M3 e M4 apresentaram desempenho melhor em bacias com menor variabilidade (valores menores daquelas assinaturas mencionadas), o que pode estar relacionado com a representação do escoamento subterrâneo.

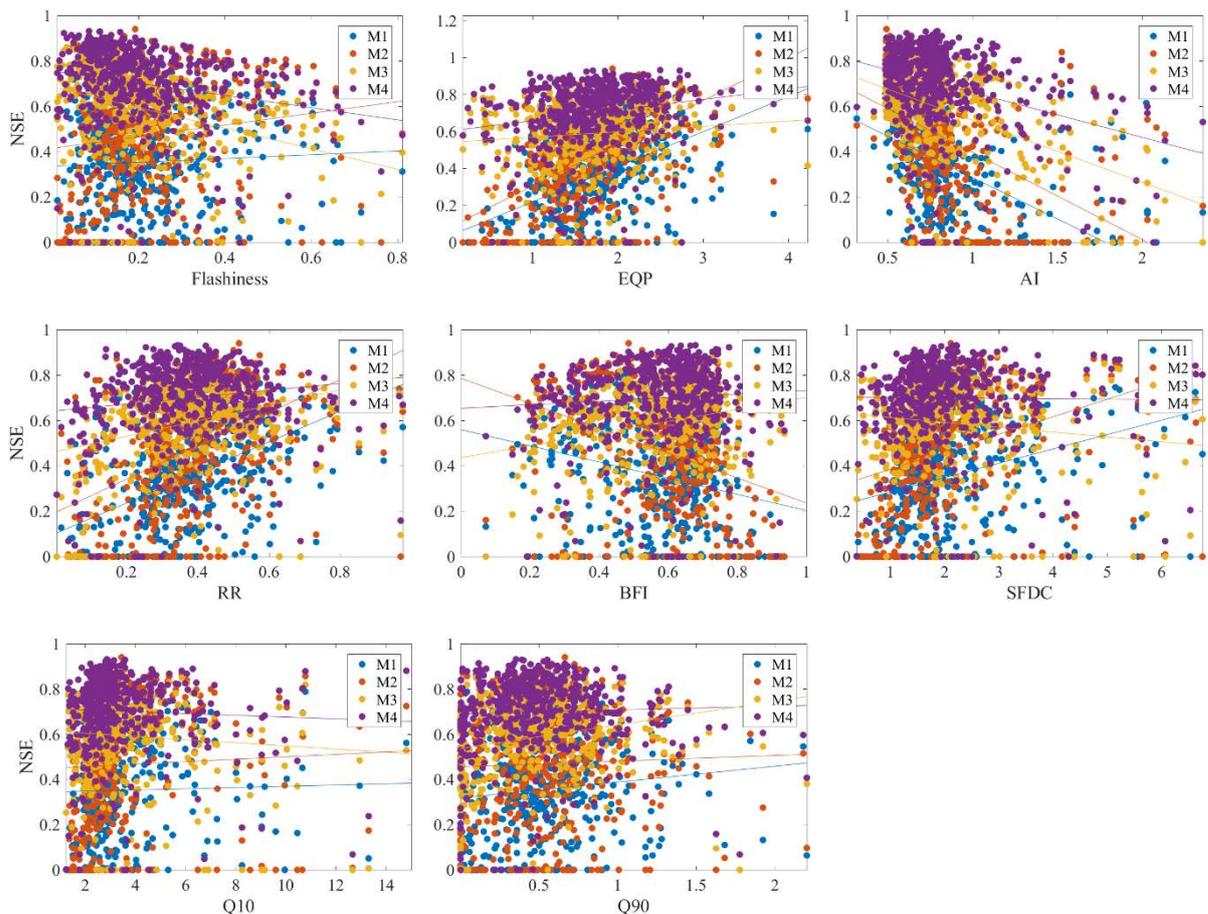


Figura 17 – *Scatter plot* dos valores de NSE na validação para cada estrutura de modelo em função dos valores de cada assinatura hidrológica.

Quanto maiores os valores de BFI, melhor a performance de estruturas com o reservatório lento (M3 e M4). As estruturas M1 e M2, que não representam esse processo, apresentam um grande piora na performance com o aumento do BFI. Bacias com alto valor dessa assinatura são aquelas cuja maior parte do escoamento total do rio é de base. Então, há sempre um fluxo com uma baixa frequência contribuindo no total, que é bem representado quando há a inclusão de um reservatório lento - independente - em paralelo com o rápido. O aumento do índice de aridez piora a performance de todas as estruturas. Este resultado corrobora com outros trabalhos (e.g., PONCELET et al., 2017), que mostram que bacias áridas são mais difíceis de simular, uma vez que seu balanço hídrico é menos linear e há maior influência da evapotranspiração e do armazenamento subterrâneo. Este resultado mostra que há uma relação entre os processos dominante das bacias e os processos representados nos modelos.

Fazendo a mesma análise com as características físicas das bacias (Figura 18), foi possível também encontrar alguns padrões. Os modelos M1 e M2 apresentam pior performance

em bacias com mais porcentagem de areia. Por estas bacias apresentarem uma maior permeabilidade do solo, a adição do reservatório lento faz-se necessária. O aumento na porcentagem de argila melhorou a performance de todos os modelos, principalmente o M1 e M2. Quanto menor a permeabilidade do solo, menor a necessidade de representar o escoamento subterrâneo. O aumento da profundidade do solo não influenciou na performance dos modelos com reservatório lento M3 e M4; entretanto, piorou a performance dos modelos em série (M1 e M2). Bacias com maiores profundidades do solo provavelmente apresentam uma maior contribuição do escoamento de base para o escoamento total, tornando necessária a adição do reservatório lento.

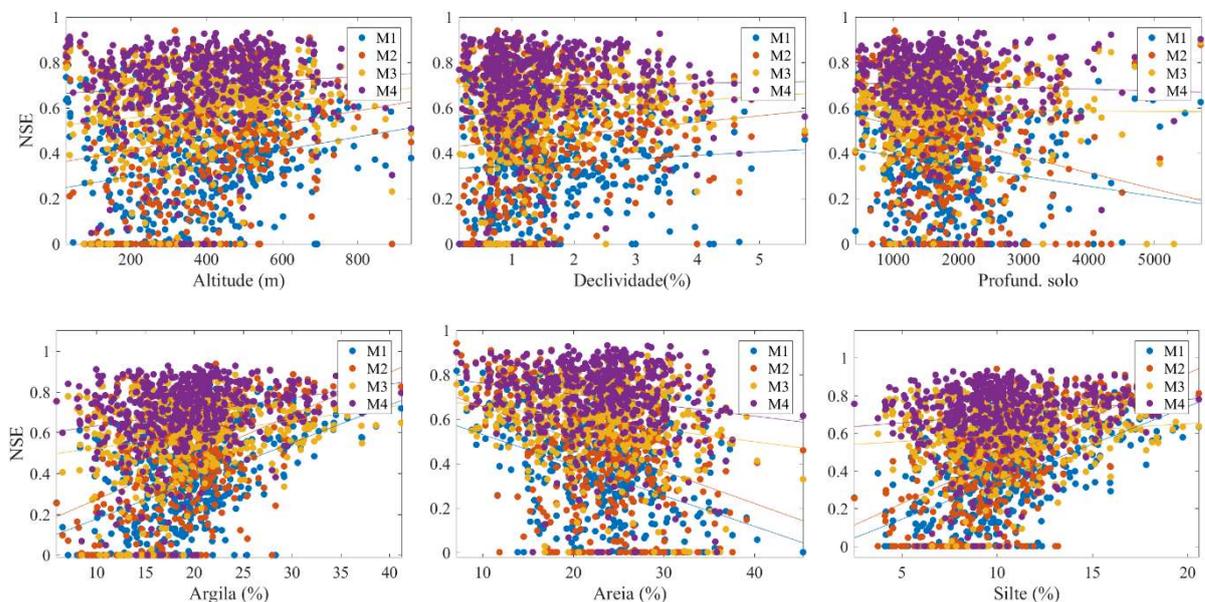


Figura 18 - *Scatter plot* dos valores de NSE na validação para cada estrutura de modelo em função dos valores de cada característica física.

A Figura 19 apresenta a distribuição espacial do NSE na calibração para cada um dos modelos. As bacias localizadas na região sul são as que apresentam melhores resultados para o M1. Estas bacias são as que apresentam o menor BFI. Nas outras regiões a grande maioria das bacias apresentaram um valor de NSE menor que 0,50. O modelo M2 apresentou resultados um pouco melhores quando comparado ao M1, principalmente nas regiões com bacias com baixo BFI. Já nas regiões com alto BFI não houve uma melhora significativa.

O modelo M3 apresenta resultados satisfatórios para a maioria das bacias, sendo a região nordeste a que apresentou os piores resultados. O modelo M4 foi o que apresentou os melhores resultados em todas as regiões. Observa-se que as bacias localizadas na região de costa do Nordeste foram as que apresentaram os piores resultados para todos os modelos.

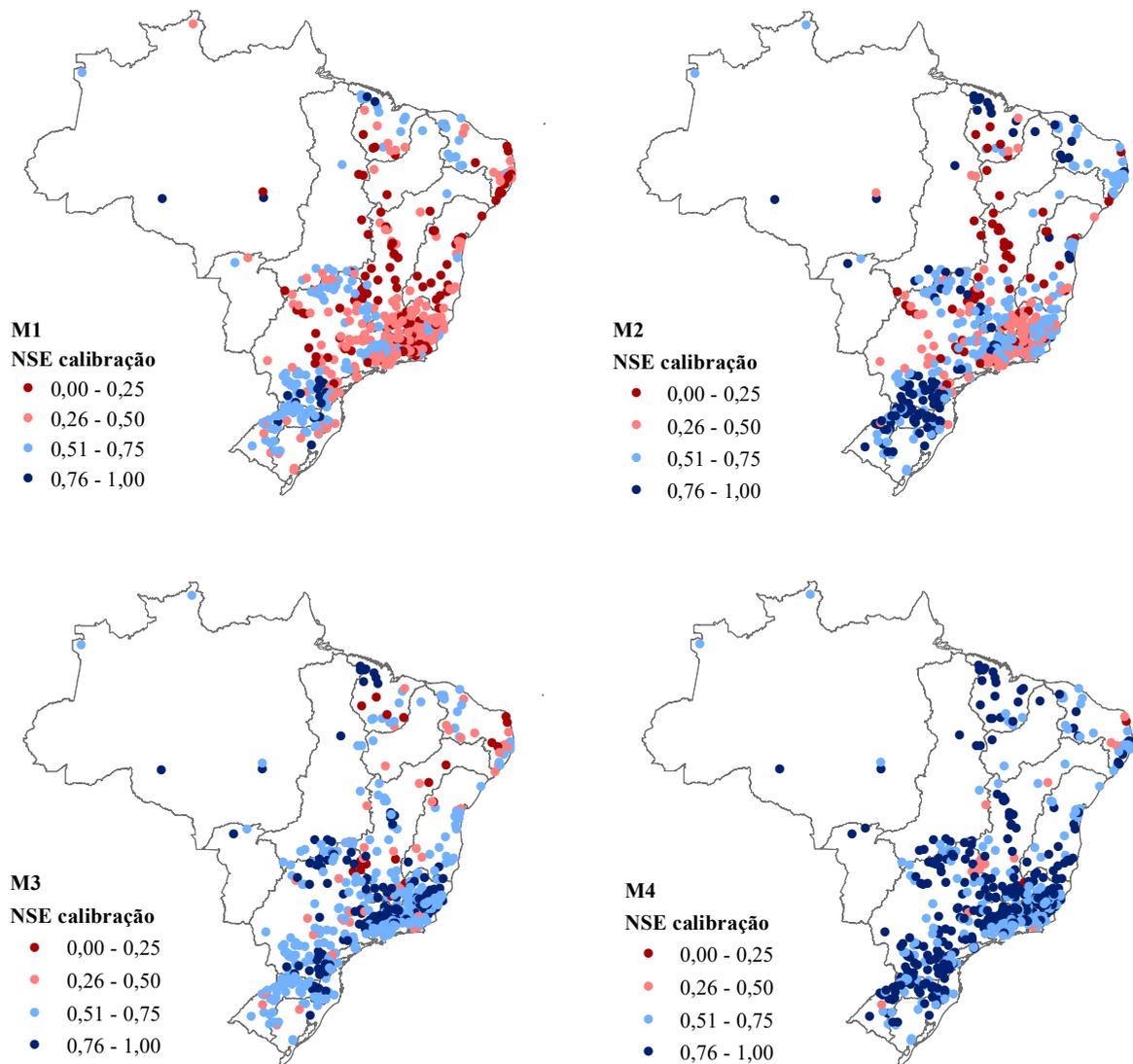


Figura 19 - Distribuição espacial dos valores de NSE na calibração para cada uma das estruturas de modelo avaliadas.

Quando o NSE da calibração é avaliado pelos grupos de bacias, são encontrados padrões claros de comportamento (Figura 20). No caso das bacias úmidas (painel superior) a performance dos modelos sem o reservatório lento (M1 e M2) piora do grupo com menor BFI (W25) para o grupo com maior BFI (W75). Neste trabalho foi considerado um limiar de NSE igual a 0.5 para considerar se um modelo “falhou” na simulação. A partir do grupo W25-50, o M1 falha em praticamente todas as bacias. As bacias a partir deste grupo possuem BFI maiores que 0.50, ou seja, mais da metade do escoamento total é proveniente do escoamento de base. No caso do grupo W25 os modelos com reservatório da zona não saturada (M2 e M4) foram os que apresentaram melhores resultados, enquanto que para os outros grupos o M3 e M4 foram os que apresentaram as melhores performances.

Para as bacias áridas (Figura 20, painel inferior) o comportamento foi semelhante às bacias úmidas; entretanto, com uma piora maior dos modelos M1 e M2 com o aumento do BFI dos grupos. A diferença entre os modelos com e sem reservatório da zona não saturada também é mais evidente.

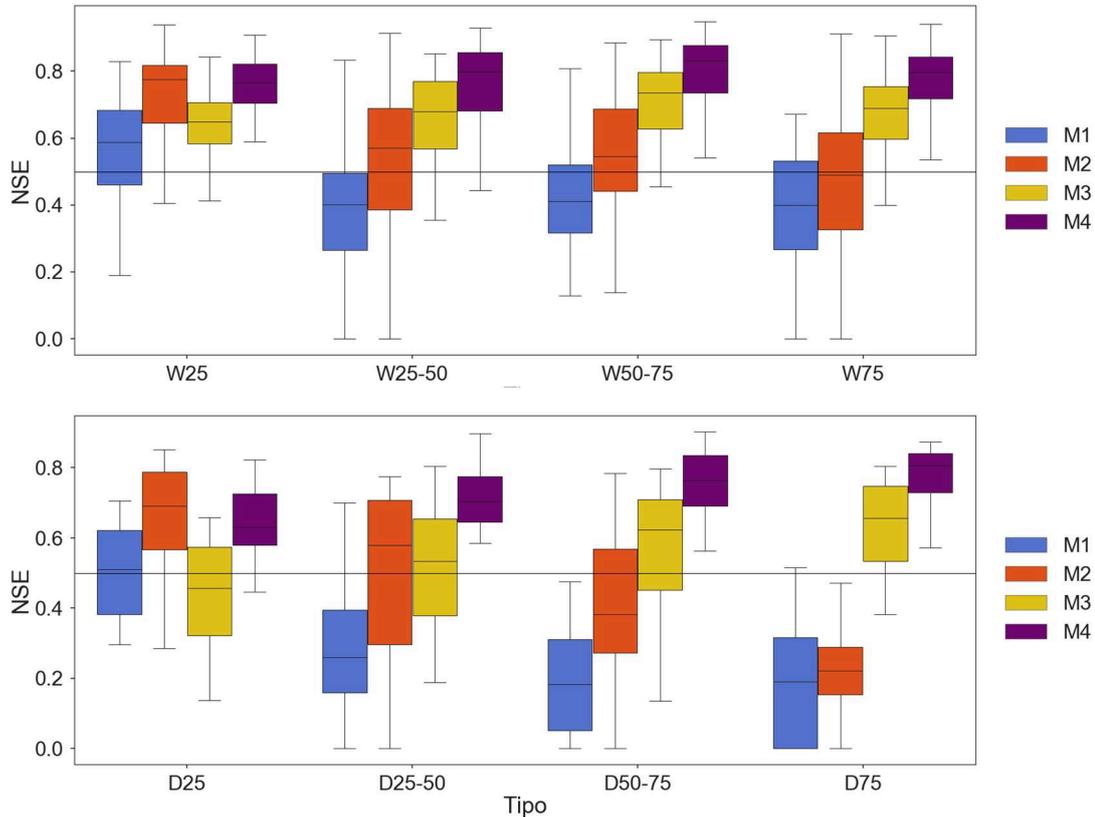


Figura 20 - Valores de NSE de acordo com o grupo de bacias. W(D)25: bacias úmidas (secas) com BFI abaixo do percentil 25; W(D)25-50: bacias úmidas (secas) com BFI entre os percentis 25 e 50; W(D)50-75: bacias úmidas (secas) com BFI entre os percentis 50 e 75; W(D)75: bacias úmidas (secas) com BFI acima do percentil 75.

A Figura 21 traz a porcentagem de bacias que obtiveram um NSE inferior a 0,50 na calibração em cada modelo considerado e para cada grupo. É possível observar que os modelos M1 (FR) e M2 (UR\_FR) falham mais que os modelos M3 (FR\_SR) e M4 (UR\_FR\_SR) para todos os grupos analisados, e principalmente para os que apresentam maior BFI. As bacias áridas (Figura 21, painel inferior) apresentaram porcentagens de falha maiores para quase todos os grupos e modelos quando comparadas com bacias úmidas (Figura 21, painel superior), novamente mostrando que bacias áridas são mais difíceis de simular. Para bacias com maiores BFI fica evidente a necessidade da adição do reservatório lento, uma vez que o índice de falha dos modelos em série foi maior que 50% em bacias úmidas e em quase 100% para bacias secas.

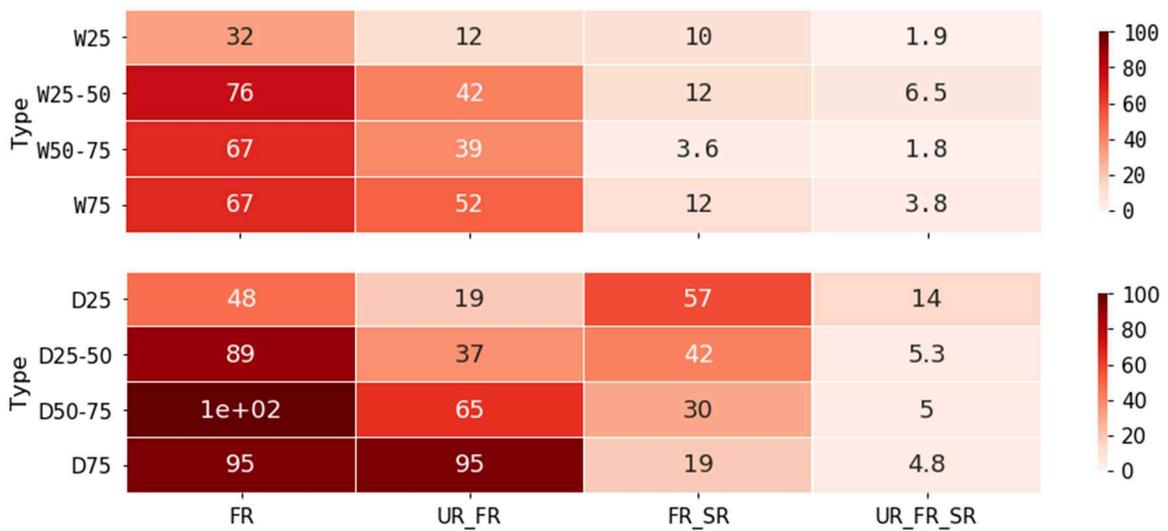


Figura 21 - Porcentagem de bacias que obtiveram valores de NSE inferior a 0.5 na calibração para bacias úmidas (painel superior) e secas (painel inferior). W(D)25: bacias úmidas (secas) com BFI abaixo do percentil 25; W(D)25-50: bacias úmidas (secas) com BFI entre os percentis 25 e 50; W(D)50-75: bacias úmidas (secas) com BFI entre os percentis 50 e 75; W(D)75: bacias úmidas (secas) com BFI acima do percentil 75; FR: modelo M1; UR\_FR: modelo M2; FR\_SR: modelo M3; UR\_FR\_SR: modelo M4.

Os resultados da validação foram semelhantes aos da calibração, como pode ser observado na Figura 22. Não houve uma piora significativa entre os dois, mostrando que não houve um ajuste excessivo no período de calibração. Entretanto, deve ser evidenciado que os modelos usados aqui são considerados simples, com no máximo 5 parâmetros e, por isso, esperava-se que não houvesse uma grande piora no período de validação devido ao excesso de parâmetros. As bacias que apresentam uma piora na performance estão localizadas no Nordeste e nas regiões com maior BFI.

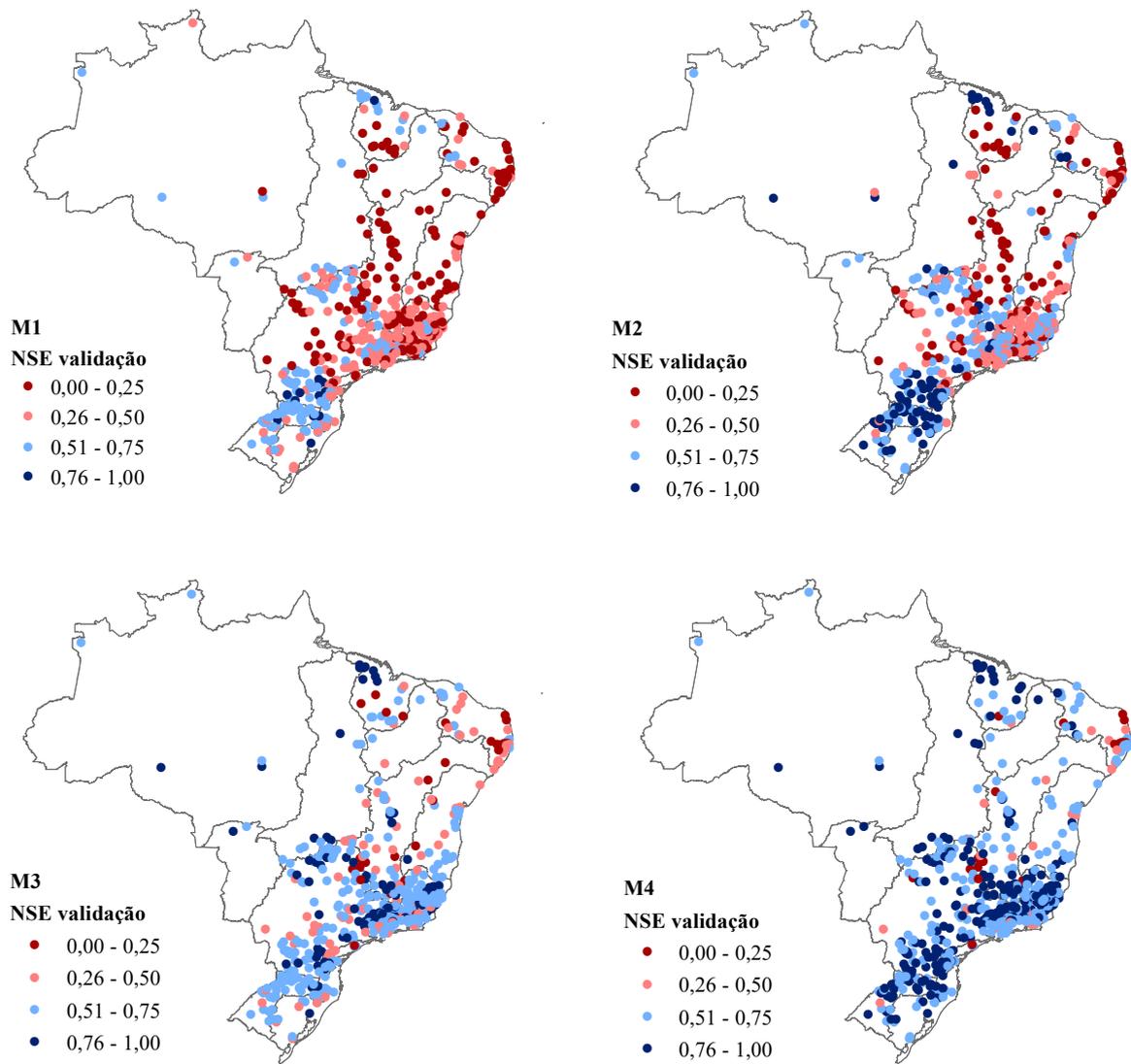


Figura 22 - Distribuição espacial dos valores de NSE na validação para cada uma das estruturas de modelo avaliadas.

Quando o NSE da validação é avaliado pelos grupos de bacias, são encontrados os mesmos padrões da calibração (Figura 23). Entretanto, os modelos M1 e M2 foram muito piores na validação no caso das bacias áridas, mesmo em bacias com baixo BFI. O grupo D25 foi o que apresentou os piores resultados. Essas bacias áridas e com baixo BFI apresentam grandes períodos com vazões zero ou muito próximas de zero, o que torna mais difícil a simulação.

A Figura 24 traz a porcentagem de bacias que obtiveram um NSE inferior a 0,50 na validação em cada modelo considerado e para cada grupo. Os resultados são semelhantes aos da calibração. Entretanto, uma maior porcentagem de bacias apresentou NSE abaixo de 0,50 em todos os casos, principalmente nas bacias áridas. No caso do grupo D25, o melhor modelo, M4, ainda falhou em 38% das bacias.

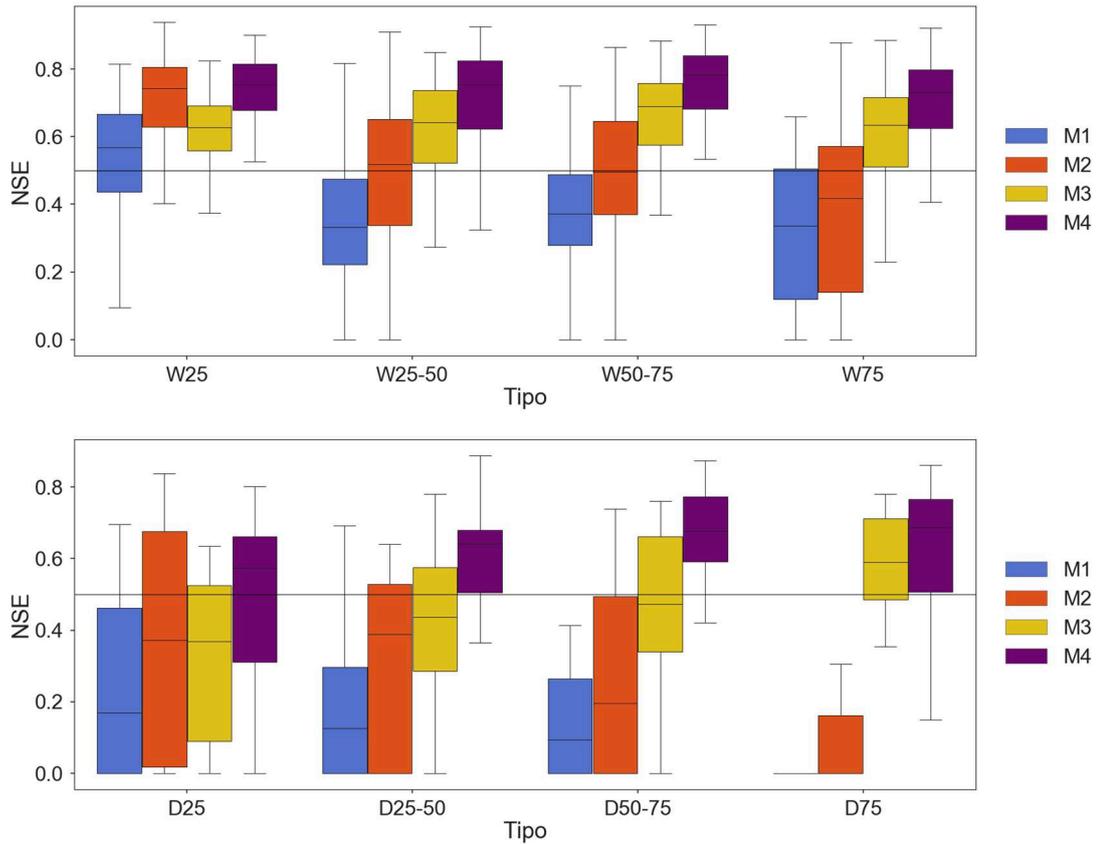


Figura 23 - Valores de NSE de acordo com o grupo de bacias. W(D)25: bacias úmidas (secas) com BFI abaixo do percentil 25; W(D)25-50: bacias úmidas (secas) com BFI entre os percentis 25 e 50; W(D)50-75: bacias úmidas (secas) com BFI entre os percentis 50 e 75; W(D)75: bacias úmidas (secas) com BFI acima do percentil 75.

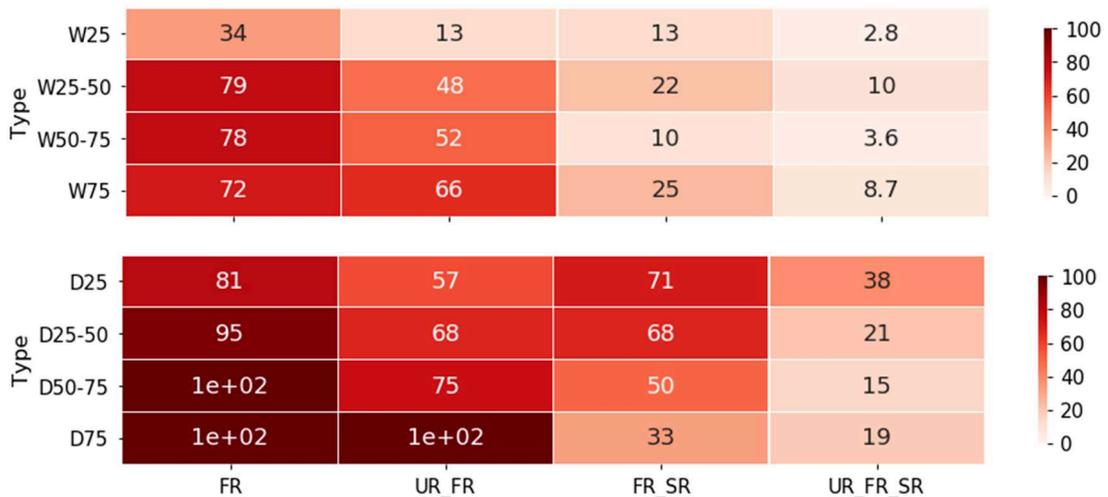


Figura 24 - Porcentagem de bacias que obtiveram valores de NSE inferior a 0.5 na validação para bacias úmidas (painel superior) e secas (painel inferior). W(D)25: bacias úmidas (secas) com BFI abaixo do percentil 25; W(D)25-50: bacias úmidas (secas) com BFI entre os percentis 25 e 50; W(D)50-75: bacias úmidas (secas) com BFI entre os percentis 50 e 75; W(D)75: bacias úmidas (secas) com BFI acima do percentil 75; FR: modelo M1; UR\_FR: modelo M2; FR\_SR: modelo M3; UR\_FR\_SR: modelo M4.

Foram calculadas três métricas que são obtidas da decomposição do NSE (e.g. LANE et al., 2019): viés da média, que representa o quão bem o modelo representa o comportamento médio anual da vazão; a diferença no desvio-padrão, que representa uma sub ou superestimativa da amplitude do ciclo anual; e a correlação entre as vazões observada e simulada, que representa a capacidade do modelo em capturar o tempo e forma do hidrograma. A Figura 25 apresenta os resultados das três métricas para os quatro modelos analisados. O modelo M1 superestima a vazão média anual nas bacias localizadas no Sul e subestima as vazões na região Nordeste. Já os modelos M2, M3 e M4 tendem a subestimar as vazões em todas as regiões, sendo os piores resultados nas regiões com alto índice de escoamento de base.

O desvio-padrão do ciclo anual da vazão do modelo M1 é subestimada no Sul e Nordeste – regiões com menor BFI, e superestimada no Sudeste. O mesmo padrão é encontrado com os modelos M2 e M4. O modelo M3 subestima o desvio-padrão em todas as regiões. A correlação também apresentou padrões espaciais. Bacias com alto BFI apresentaram menores correlações com os modelos sem reservatório lento. As bacias no Sul apresentaram uma melhor correlação com os modelos M2 e M4. As bacias na região costeira do Nordeste apresentam uma menor correlação com todos os modelos.

Com relação aos grupos de bacias, alguns padrões foram encontrados. Para bacias úmidas (Figura 26), as bacias com menor BFI foram as que mais tiveram diferenças entre os modelos. O M1 superestimou a média, enquanto os demais subestimaram. Os modelos M2 e M3 foram o que apresentaram o menor viés. A diferença entre os modelos torna-se menor com o aumento do BFI, sendo que para o grupo W75 os que apresentaram menor viés foram aqueles com o reservatório lento. O desvio-padrão da vazão foi superestimado com modelos sem reservatório lento e superestimado com o modelo M3, sendo o M4 o com a menor diferença, considerando bacias com BFI acima do percentil 25. Já as bacias do grupo W25 obtiveram as menores diferenças com os modelos em série, e os modelos em paralelo subestimaram o desvio-padrão. A correlação foi melhor com os modelos em paralelo para as bacias com BFI acima do percentil 25, enquanto que as com BFI abaixo do percentil 25 os modelos com o reservatório da zona não saturada apresentaram as maiores correlações.

Para as bacias áridas (Figura 27), todos os modelos subestimaram a média, e para o grupo com o maior BFI, a diferença entre os modelos com e sem reservatório lento é significativa, com uma mudança do viés médio de 50% para zero. Mesmo para as bacias com baixo BFI os modelos em série apresentaram um resultado pior.

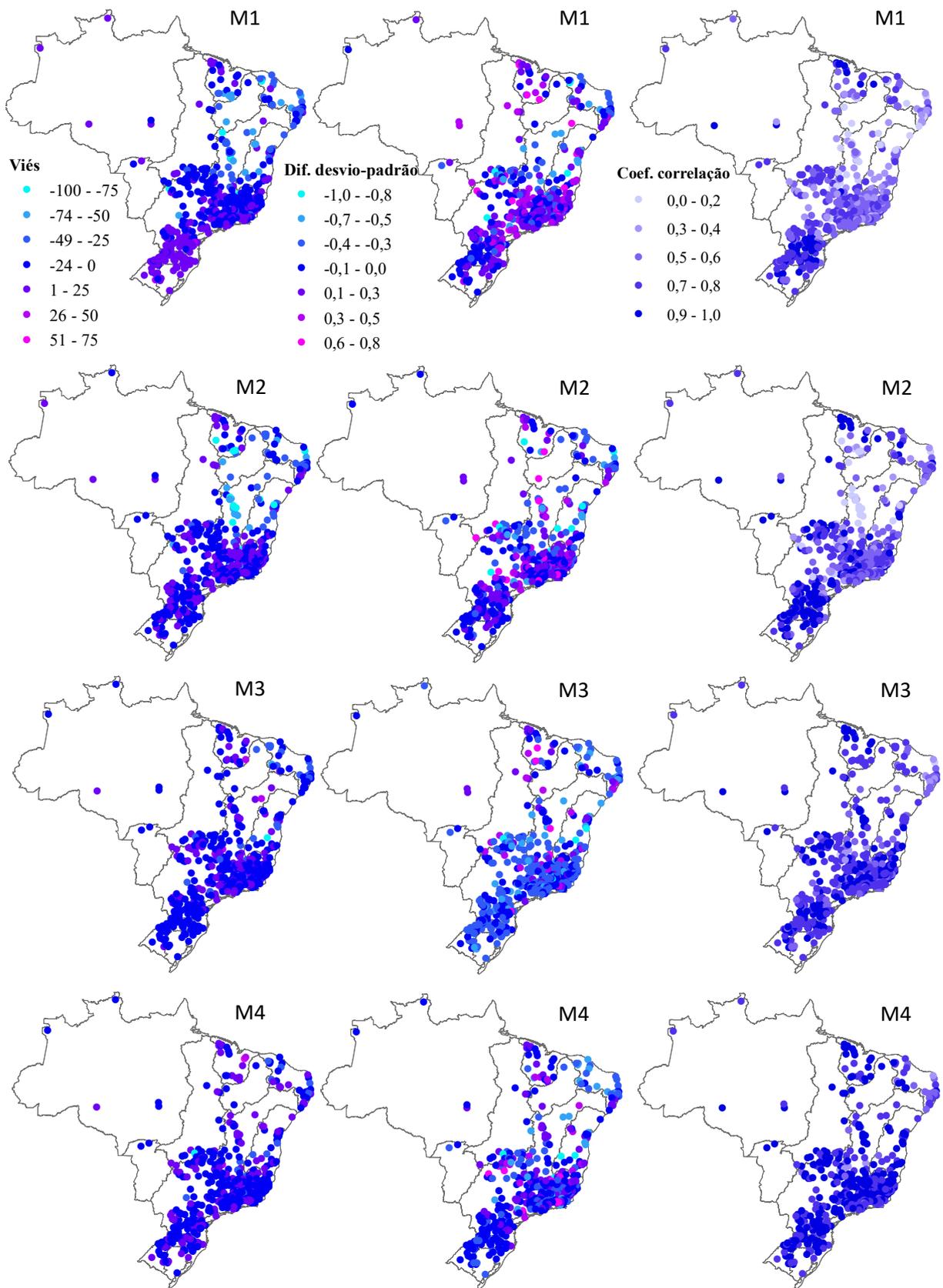


Figura 25 - Distribuição espacial dos valores de viés, diferença no desvio-padrão e correlação na validação para cada uma das estruturas de modelo avaliadas.

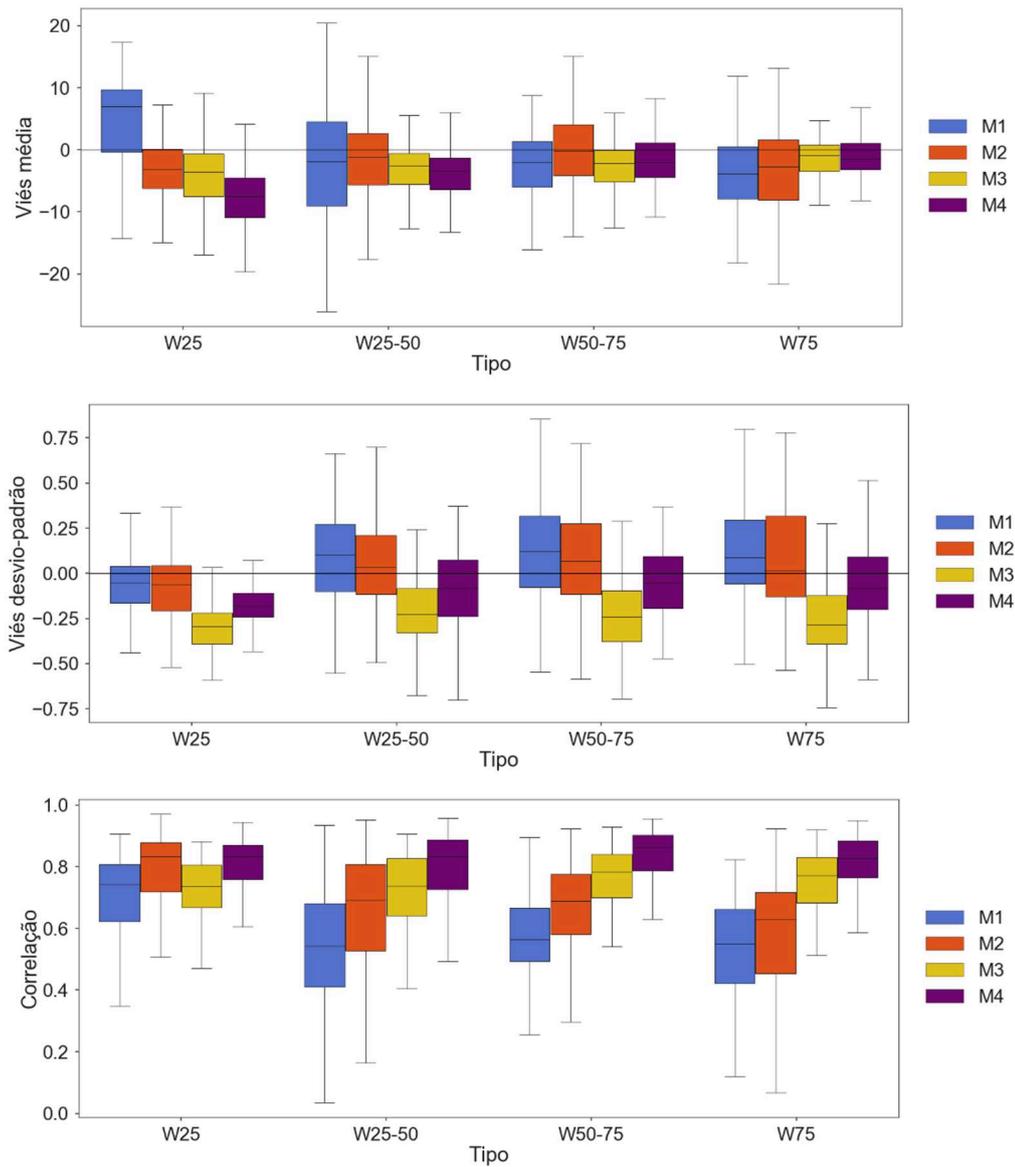


Figura 26 – Valores de viés, diferença no desvio-padrão e correlação de cada modelo dividido em grupos para as bacias úmidas. W25: bacias úmidas com BFI abaixo do percentil 25; W25-50: bacias úmidas com BFI entre os percentis 25 e 50; W50-75: bacias úmidas com BFI entre os percentis 50 e 75; W75: bacias úmidas com BFI acima do percentil 75.

O desvio-padrão foi subestimado em todos os casos, exceto com modelos em série para o grupo D75, no qual o viés é em torno de 50% enquanto para os em paralelo é próximo de zero. No caso da correlação, para os grupos com BFI inferior ao percentil 50 tiveram melhores resultados os modelos com o reservatório da zona não saturada, enquanto para os demais os modelos com o reservatório lento obtiveram melhor resultado.

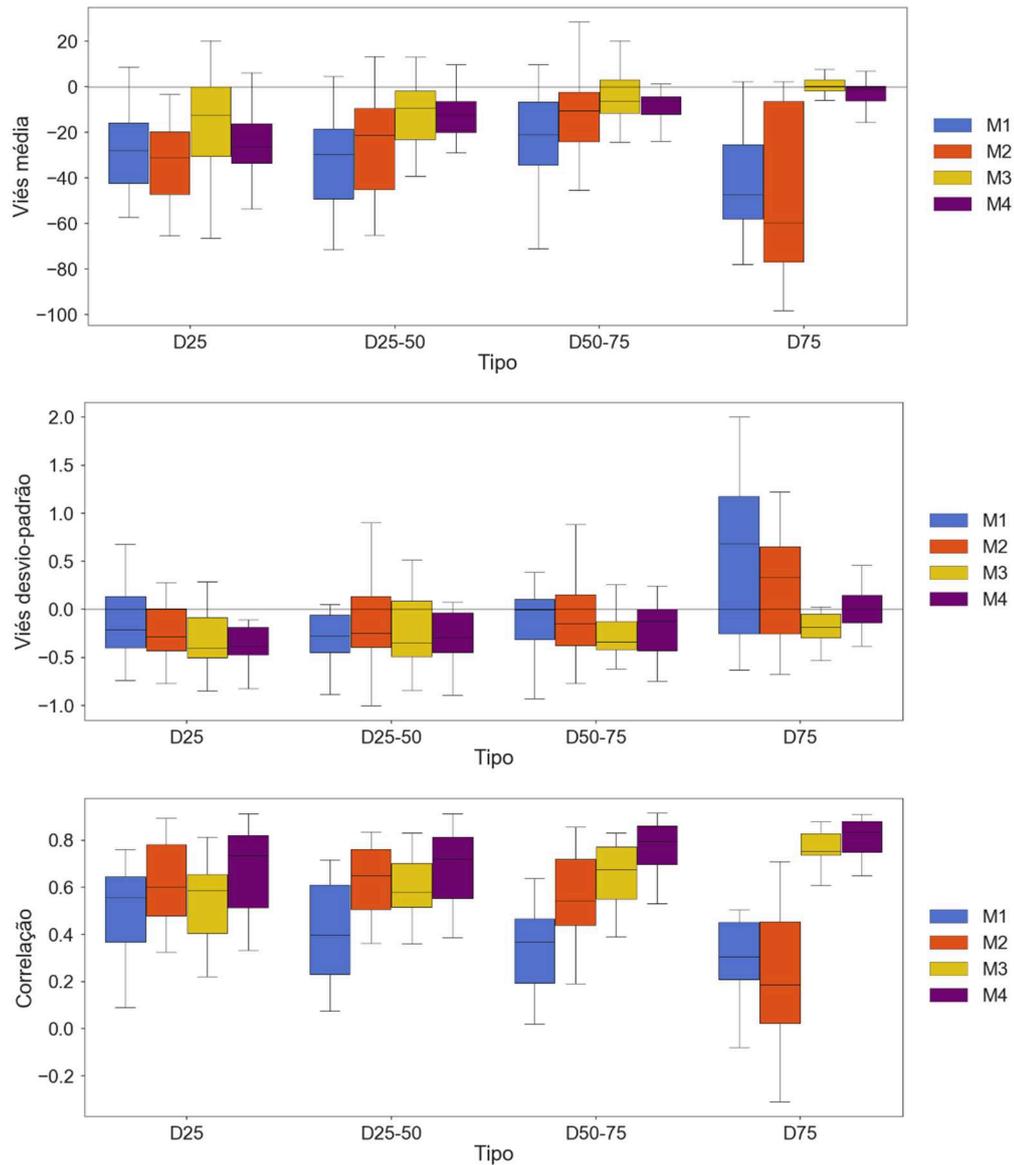


Figura 27 - Valores de viés, diferença no desvio-padrão e correlação de cada modelo dividido em grupos para as bacias secas. W25: bacias úmidas com BFI abaixo do percentil 25; W25-50: bacias úmidas com BFI entre os percentis 25 e 50; W50-75: bacias úmidas com BFI entre os percentis 50 e 75; W75: bacias úmidas com BFI acima do percentil 75.

#### 4.2.1 Análise dos parâmetros

Foi feita uma análise dos valores dos parâmetros de cada modelo para os grupos de bacias, considerando os dois períodos de calibração (1985 a 1994 e 1995 a 2004). A Figura 28 apresenta os resultados para as bacias úmidas. Observa-se que para os dois períodos a distribuição dos valores dos parâmetros é semelhante; ou seja, eles não foram sensíveis aos períodos utilizados. Desta forma, pode-se afirmar que um período de 10 anos é satisfatório para a inferência dos parâmetros, capaz de capturar as diferentes condições climáticas.

O parâmetro  $Ce$  convergiu para o limite superior nos modelos M2 e M3. O motivo pode ser uma tentativa de compensar outras perdas. O parâmetro  $Alpha$ , presente nos modelos em série (M1 e M2) apresentou valores maiores que 2 para as bacias com BFI menores, acusando uma não linearidade do escoamento superficial. Já para o grupo W75 houve uma grande variação desse parâmetro entre as bacias, o que pode ser um indicativo de que esse modelo não é capaz de capturar os processos nessas bacias. O parâmetro  $Kf$ , que é o coeficiente de recessão do reservatório rápido, obteve valores menores nos modelos em série, o que pode ser uma tentativa de representar o fluxo do escoamento de base, que apresenta uma menor baixa frequência e uma taxa mais constante. Já nos modelos em paralelo (M3 e M4) esse parâmetro diminuiu com o aumento o BFI e no caso do M4 apresentou uma maior incerteza. O parâmetro de capacidade de armazenamento da zona não saturada,  $SU_{max}$ , não apresentou um padrão claro no caso do modelo M2, porém, para o M4 houve um aumento desse parâmetro com o aumento do BFI. Ou seja, há um maior armazenamento de água no solo quando há uma maior contribuição do escoamento de base. O parâmetro  $Beta$ , que representa a não linearidade do reservatório da zona não satura, está presente apenas no modelo M2 e apresentou uma grande incerteza em todos os grupos de bacias. Isto mostra que erros na estrutura do modelo podem estar sendo compensado no valor do parâmetro.

O parâmetro  $D$  foi o que apresentou o comportamento mais interessante e “realístico”. Ele reparte o fluxo entre o escoamento superficial (reservatório rápido) e subterrâneo (reservatório lento). Quanto maior, maior a proporção do fluxo segue para o reservatório lento. O parâmetro aumentou conforme o aumento do índice de escoamento de base, tanto para o modelo M3 quanto para o modelo M4. Desta forma, os modelos representam de forma bastante realística a divisão do escoamento em rápido e de base, o que confirma a importância da adição do reservatório lento para bacias com alto BFI. Por fim, o parâmetro  $Ks$  apresentou uma alta incerteza. Este parâmetro representa o coeficiente de recessão do reservatório lento. Para as bacias do grupo W25 a incerteza foi maior que nas demais. Para o modelo M4 o  $Ks$  diminuiu com o aumento do BFI, tendo reservatório lento, assim, um maior tempo de residência.

As bacias áridas apresentaram algumas diferenças na distribuição dos parâmetros (Figura 29). O parâmetro  $Ce$  diminuiu de acordo com o BFI das bacias, sugerindo que com menor escoamento de base maiores devem ser as perdas por evapotranspiração. O parâmetro  $Alpha$  foi próximo a 1 para as bacias D75 tanto para o modelo M1 quanto para o M2. O parâmetro  $Kf$  foi o que se mostrou mais sensível ao período de calibração, especialmente com o modelo M3. O parâmetro  $SU_{max}$  não apresentou um padrão como no caso das bacias úmidas,

não apresentando relação com o aumento no BFI no caso do modelo M4 e, para o modelo M2 apresentou uma grande incerteza para o grupo D75. Neste último, o modelo deve compensar a falta do reservatório lento com esta maior capacidade de armazenamento.

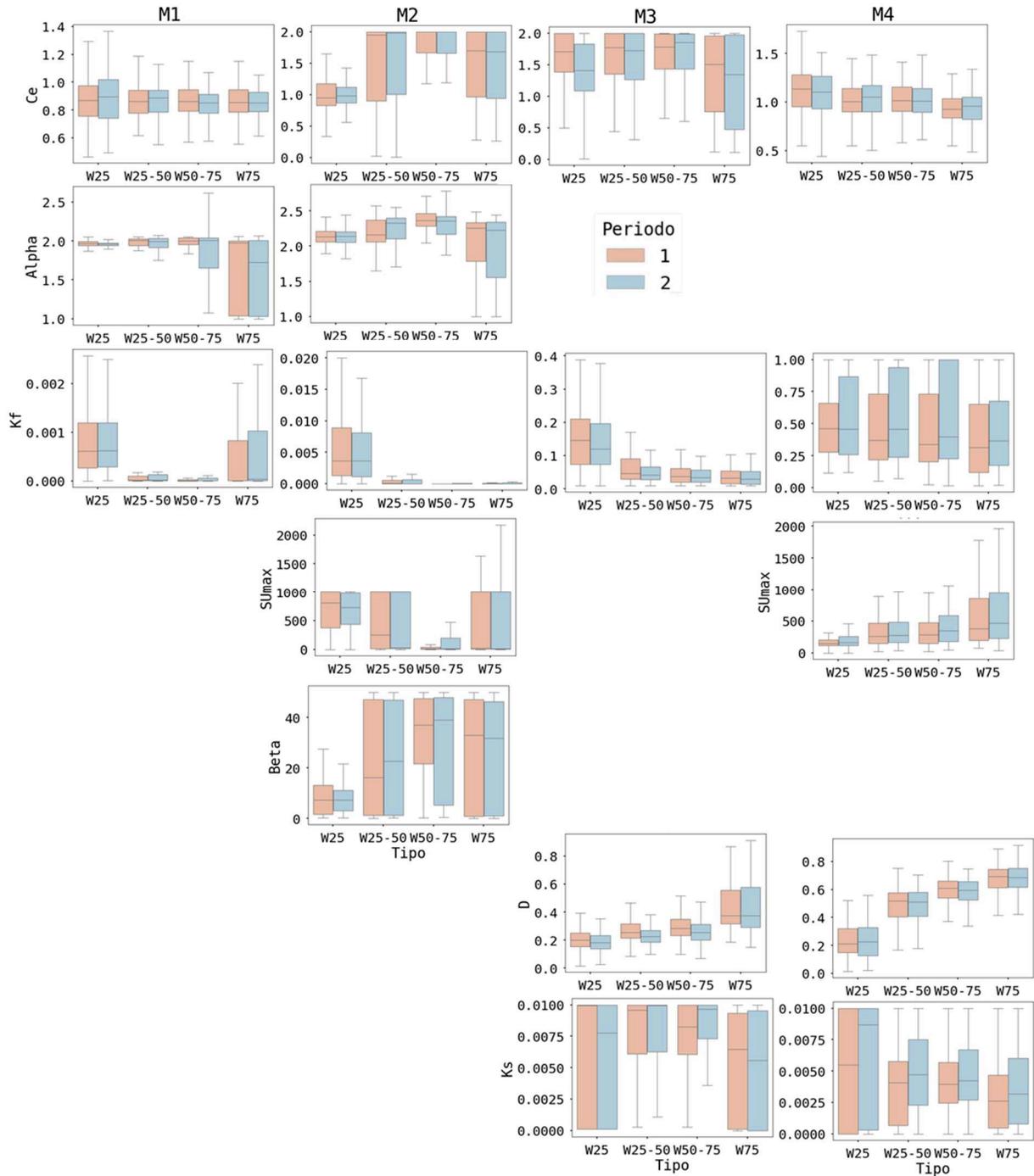


Figura 28 – Distribuição dos valores dos parâmetros de cada modelo para as bacias úmidas, separadas por grupos. W25: bacias úmidas com BFI abaixo do percentil 25; W25-50: bacias úmidas com BFI entre os percentis 25 e 50; W50-75: bacias úmidas com BFI entre os percentis 50 e 75; W75: bacias úmidas com BFI acima do percentil 75. O período 1 (rosa) corresponde à calibração entre 1985 e 1994 e o período 2 (azul) à calibração de 1995 a 2004.

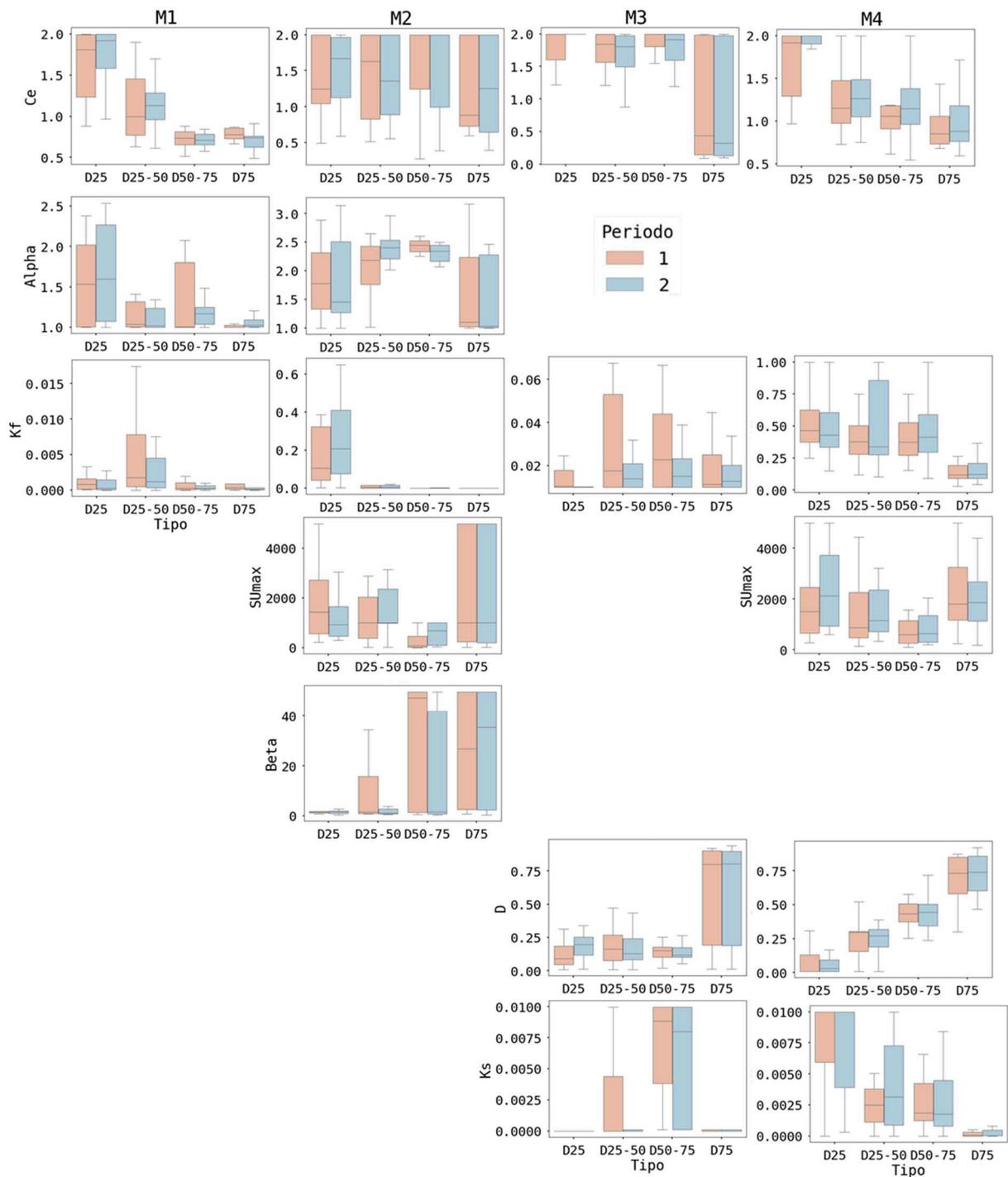


Figura 29 - Distribuição dos valores dos parâmetros de cada modelo para as bacias secas, separadas por grupos. D25: bacias secas com BFI abaixo do percentil 25; D25-50: bacias secas com BFI entre os percentis 25 e 50; D50-75: bacias secas com BFI entre os percentis 50 e 75; D75: bacias secas com BFI acima do percentil 75. O período 1 (rosa) corresponde à calibração entre 1985 e 1994 e o período 2 (azul) à calibração de 1995 a 2004.

O parâmetro *Beta*, assim como para as bacias úmidas, apresentou uma alta incerteza para bacias com alto escoamento de base. Como já discutido em outras seções deste trabalho, a inclusão do reservatório da zona não saturada melhora em todos os casos a performance dos

modelos; entretanto, não foi possível encontrar uma relação clara entre este elemento e as assinaturas hidrológicas aqui utilizadas. No modelo M3, o parâmetro  $D$  apenas foi sensível ao aumento do BFI com o grupo D75, apresentando alta incerteza. Já para o modelo M4 ele aumentou conforme o aumento do escoamento de base. O parâmetro  $Ks$  diminuiu com o aumento do BFI para o modelo M4, já no modelo M3 não apresenta nenhum padrão, além de apresentar uma alta incerteza no caso dos grupos D25-50 e D50-75. Uma incerteza maior nos parâmetros mostra que essas estruturas não são capazes de representar corretamente os principais processos que ocorrem na bacia.

No caso das bacias áridas, observa-se que a representação do escoamento subterrâneo é mais realística no M4 do que no M3. Isso sugere que a inclusão do reservatório da zona não saturada é importante para a correta representação dos processos hidrológicos em bacias áridas.

Quando é observado com mais detalhes a relação do parâmetro  $D$  com o valor do índice de escoamento de base (Figura 30), observa-se que há uma forte relação entre os dois, principalmente com o modelo M4, tanto para bacias áridas quanto úmidas. Como este parâmetro pode ser diretamente comparado com o BFI, este é um forte indício que a dinâmica interna do modelo é mais parecida com o que acontece na realidade.

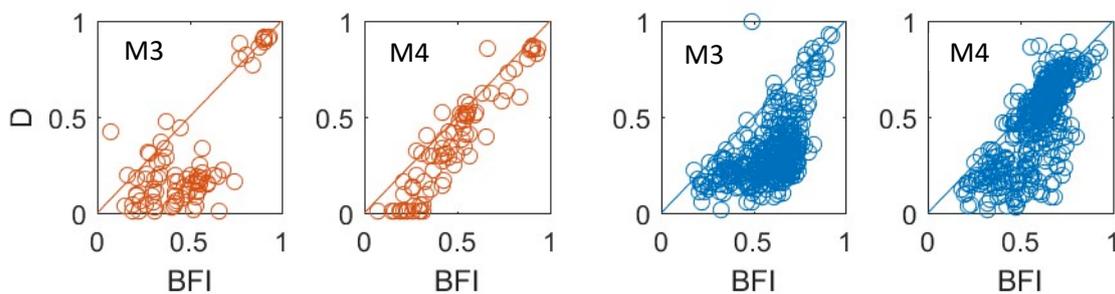


Figura 30 – *Scatterplot* entre o índice de escoamento de base BFI e o parâmetro  $D$ , que representa a divisão de fluxo entre os reservatórios rápido e lento. Os gráficos em laranja são referentes às bacias secas, para os modelos M3 e M4, e os azuis às bacias úmidas para os mesmos modelos.

#### 4.3 IMPACTO DOS RESERVATÓRIOS DA ZONA NÃO SATURADA E LENTO

Foi analisado também o impacto da inclusão (i) do reservatório da zona não saturada (UR) comparando a performance dos modelos M1 e M2 e dos modelos M3 e M4 e (ii) do reservatório lento (SR) comparando a performance dos modelos M1 e M3 e M2 e M4, com a Equação 13. Para cada reservatório foi feita uma análise com modelos mais simples e mais

complexos de forma a garantir que a melhora da performance foi devido a inclusão de um processo hidrológico importante e não apenas por causa do aumento no número de parâmetros.

A Figura 31 apresenta o resultado das comparações das performances dos modelos na calibração. A primeira linha apresenta o impacto do reservatório da zona não saturada (M1 versus M2, modelos mais simples; e M3 versus M4, modelos mais complexos). As regiões onde o índice de escoamento de base é maior (Sudeste e interior do nordeste) apresentaram uma baixa melhora ou até mesmo piora com a inclusão do UR, principalmente quando comparados M1 com M2. Em regiões com BFI menores (Sul e parte costeira do Nordeste) apresentaram uma melhora superior.

O impacto da inclusão do reservatório lento é apresentado na segunda linha da Figura 31 (M1 versus M3, modelos mais simples; e M2 versus M4, modelos mais complexos). Em bacias com baixo índice de escoamento de base, na região sul e nordeste, a inclusão deste reservatório piorou a performance ou melhorou pouco. Isto significa que em bacias com BFI abaixo de 0,50 (conforme Figura 8) a representação do fluxo subterrâneo acaba piorando a simulação, uma vez que não é um processo hidrológico dominante da bacia. Por outro lado, para bacias com BFI maiores que 0,50 a inclusão do reservatório lento melhora a performance nas duas comparações. Este resultado indica que a correta representação das bacias hidrográficas é, portanto, mais importante que o número de parâmetros para boas simulações.

Avaliando o impacto dos reservatórios separadamente para os grupos formados foram encontrados padrões interessantes (Figura 32). Para esta análise foram comparadas as performances se pelo menos uma tivesse NSE superior a 0,50. Conclui-se que se as duas performances fossem inferiores a esse valor ambos modelos falharam e, portanto, não seria significativa a avaliação da melhora ou piora. Considerando as bacias úmidas (painel superior), as bacias com os menores BFI, W25, apresentam um padrão diferente das demais. A inclusão do reservatório da zona não saturada apresentou uma melhora superior do que aquela pela inclusão do reservatório lento. Como já foi discutido anteriormente, a inclusão do reservatório lento em bacias com baixos BFI não melhoram a performance, podendo até piorá-la, com a média da melhora próxima de zero. Já para o grupo W25-50, que apresenta valores de BFI maiores que 0,54, o impacto da inclusão do reservatório lento se torna maior que o da inclusão do reservatório da zona não saturada. Porém, a inclusão dos dois reservatórios melhora a simulação.

Os grupos W50-75 e W75 apresentaram o mesmo comportamento que o W25-50. Porém, apresentaram uma diferença maior entre o impacto do reservatório da zona não saturada

e lento. Deve-se salientar que o comportamento das comparações entre modelos simples e complexos foi bastante semelhante, indicando uma correspondência entre o elemento do modelo e o que realmente está acontecendo na bacia.

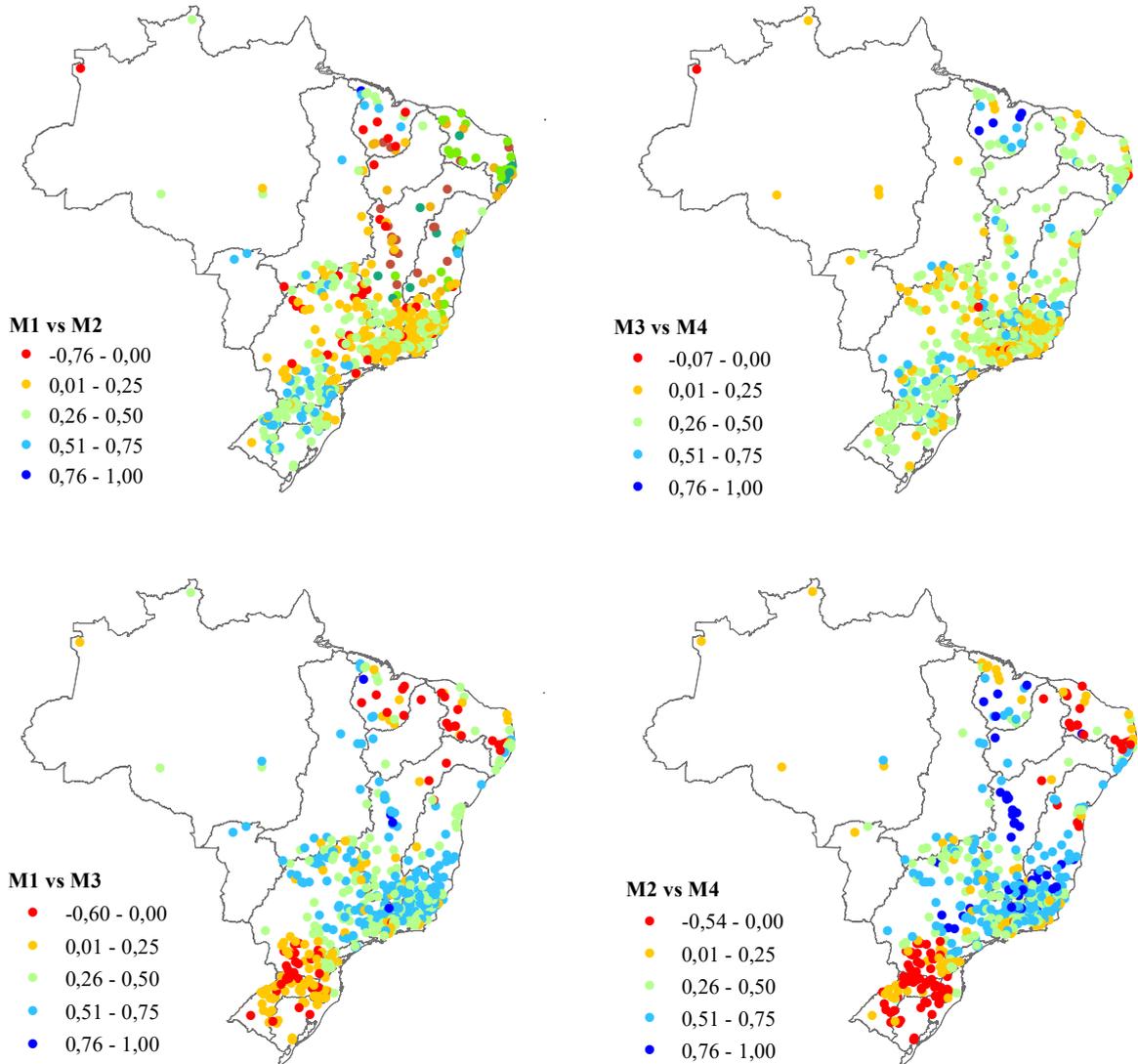


Figura 31 - Distribuição espacial da comparação das performances dos modelos na calibração para cada uma das comparações analisadas. M1 vs M2 e M3 vs M4 avaliam o impacto da inclusão do reservatório da zona não saturada. M1 vs M3 e M2 vs M4 avaliam o impacto da inclusão do reservatório lento.

Para as bacias áridas (painel inferior da Figura 32), o mesmo padrão foi encontrado entre os grupos. Todavia, fica mais evidente a piora da inclusão do reservatório lento em bacias com baixo BFI. No caso das bacias áridas, o grupo D25 é composto de bacias com BFI menor que 0,35. A importância da inclusão do reservatório lento fica mais evidenciado a partir do grupo D50-75. O percentil 50 do BFI das bacias secas é 0,48. Portanto, assim como nas bacias úmidas, a inclusão do reservatório lento se torna mais importante que a do reservatório da zona

não saturada quando o escoamento de base é dominante. Novamente, observa-se que bacias áridas apresentam um balanço hídrico mais complicado de se simular: no grupo D75 apenas uma bacia apresentou NSE maior que 0,50 para os modelos M1 ou M2.

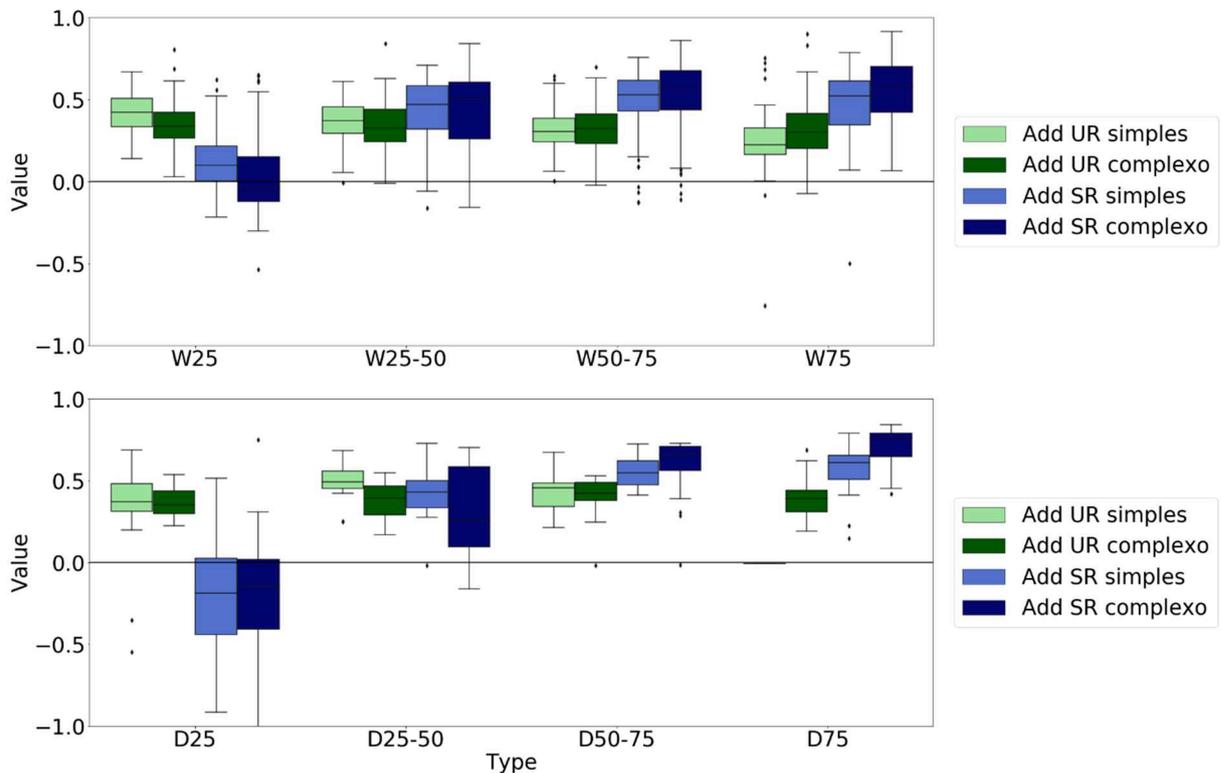


Figura 32 - Diferença das performances dos modelos na calibração para cada uma das comparações analisadas. W(D)25: bacias úmidas (secas) com BFI abaixo do percentil 25; W(D)25-50: bacias úmidas (secas) com BFI entre os percentis 25 e 50; W(D)50-75: bacias úmidas (secas) com BFI entre os percentis 50 e 75; W(D)75: bacias úmidas (secas) com BFI acima do percentil 75. Boxplots em verde avaliam a inclusão do reservatório da zona não saturada (UR). Boxplots em azul avaliam a inclusão do reservatório lento (SR). Cores claras são as comparações entre modelos mais simples. Cores escuras são as comparações entre modelos mais complexos.

Para a validação, o resultado das comparações das performances dos modelos está apresentado na Figura 33. Os padrões são semelhantes aos da calibração, com algumas pequenas diferenças. A melhora pela inclusão do reservatório da zona não saturada é menor na região sudeste do país, onde o BFI é maior, e no Nordeste. A melhora com a inclusão do reservatório lento também não foi tão alta, principalmente nas bacias no interior do Nordeste. Avaliando o impacto dos reservatórios separadamente para os grupos formados (Figura 34) na validação encontramos os mesmos resultados da calibração.

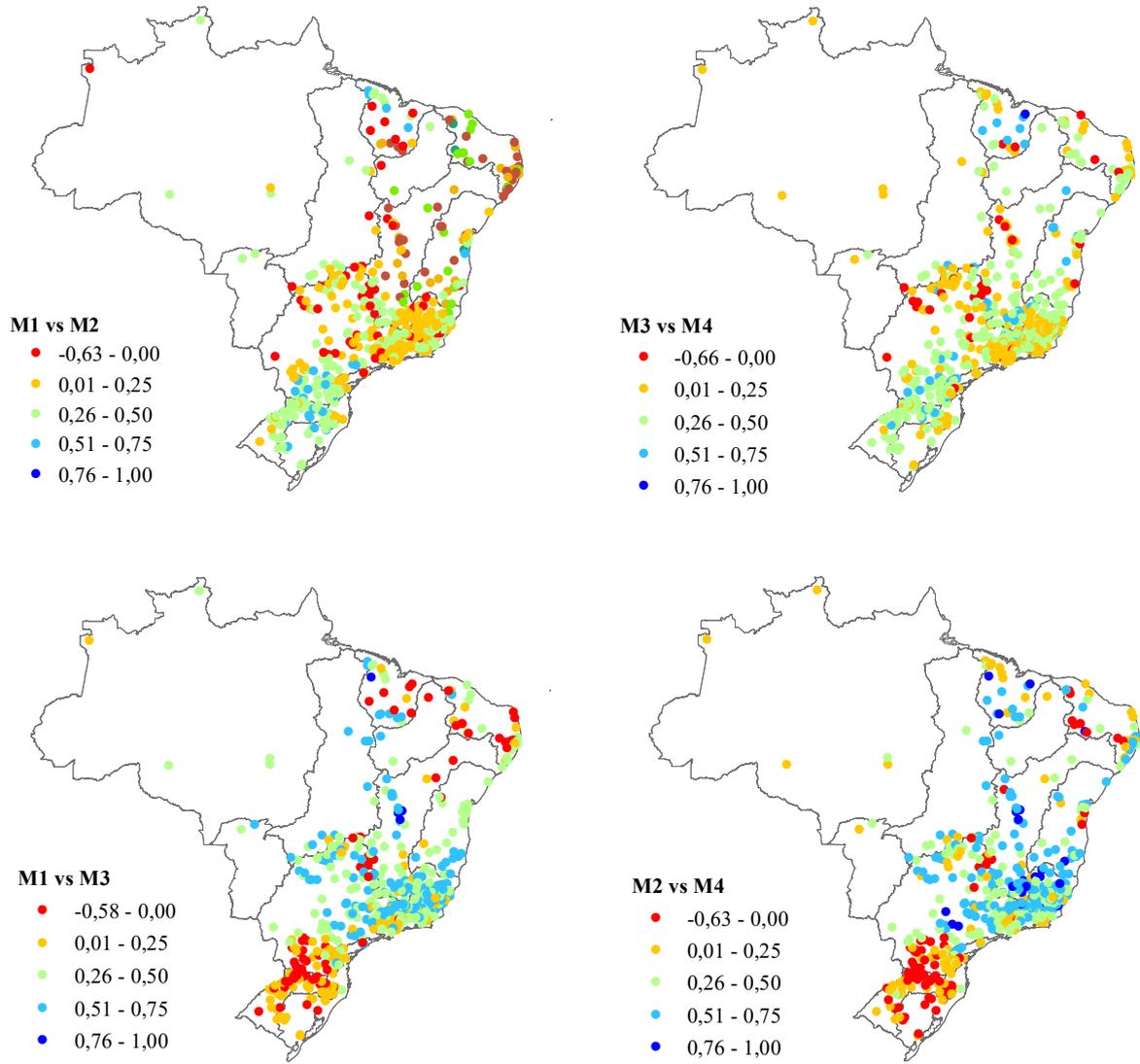


Figura 33 - Distribuição espacial da comparação das performances dos modelos na validação para cada uma das comparações analisadas. M1 vs M2 e M3 vs M4 avaliam o impacto da inclusão do reservatório da zona não saturada. M1 vs M3 e M2 vs M4 avaliam o impacto da inclusão do reservatório lento.

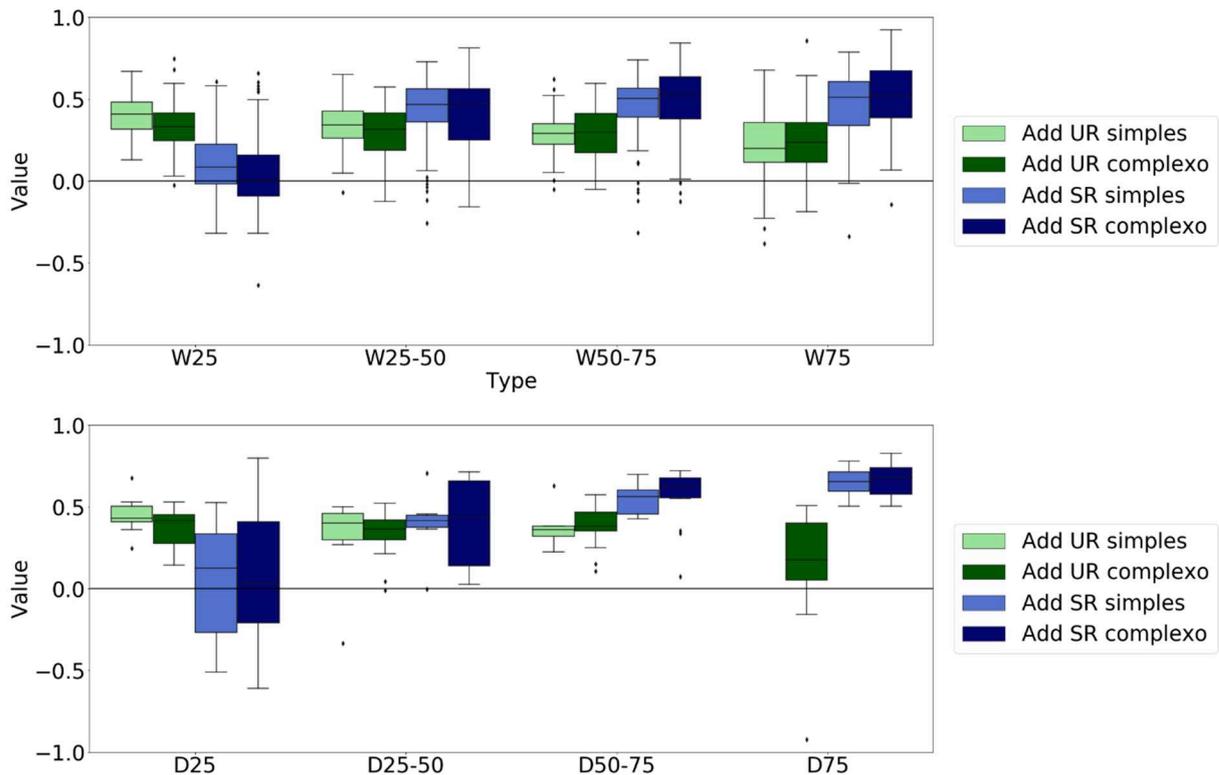


Figura 34 - Diferença das performances dos modelos na validação para cada uma das comparações analisadas. W(D)25: bacias úmidas (secas) com BFI abaixo do percentil 25; W(D)25-50: bacias úmidas (secas) com BFI entre os percentis 25 e 50; W(D)50-75: bacias úmidas (secas) com BFI entre os percentis 50 e 75; W(D)75: bacias úmidas (secas) com BFI acima do percentil 75. *Boxplots* em verde avaliam a inclusão do reservatório da zona não saturada (UR). *Boxplots* em azul avaliam a inclusão do reservatório lento (SR). Cores claras são as comparações entre modelos mais simples. Cores escuras são as comparações entre modelos mais complexos.

A diferença da inclusão do reservatório da zona não saturada (UR) ou do lento (SR) fica evidente quando observa-se os hidrogramas simulados. A Figura 35 traz as comparações entre os modelos para bacias úmidas com escoamento de base inferior ao percentil 25 (W25). Na Figura 35 (a) e Figura 35 (b) é apresentado o impacto da adição do reservatório da zona não saturada para modelos mais simples (M1 e M2) e mais complexos (M3 e M4), respectivamente. É possível observar que os modelos sem esse elemento apresentam uma simulação satisfatória; porém, ao adicionar o UR vemos um maior ajuste dos valores ao da observação. Como já comentado, a métrica de correlação é melhor nos modelos que apresentam esse reservatório.

A Figura 35 (c) e 35 (d) apresentam o impacto da inclusão do reservatório lento para modelos mais simples (M1 e M3) e mais complexos (M2 e M4), respectivamente. Nestes casos todos os modelos se comportam de forma bastante semelhante, com uma pequena melhora para modelos com o SR. Essas bacias – úmidas e com baixo BFI – se mostraram as mais simples de reproduzir o balanço hídrico, sendo o modelo mais simples M1 já mostrando um bom ajuste,

com NSE igual a 0.57, enquanto o M2 apresenta um NSE de 0.77, o M3 de 0.61 e o M4 de 0.79 para a bacia apresentada. Entretanto, se observamos o comportamento das outras métricas (Figura 23) vê-se que o modelo M2 apresenta menores viés da média e do desvio-padrão, ou seja, a inclusão do reservatório lento no M4 piorou a representação do comportamento médio e da amplitude da vazão para as bacias com baixo BFI quando comparado com o M2.

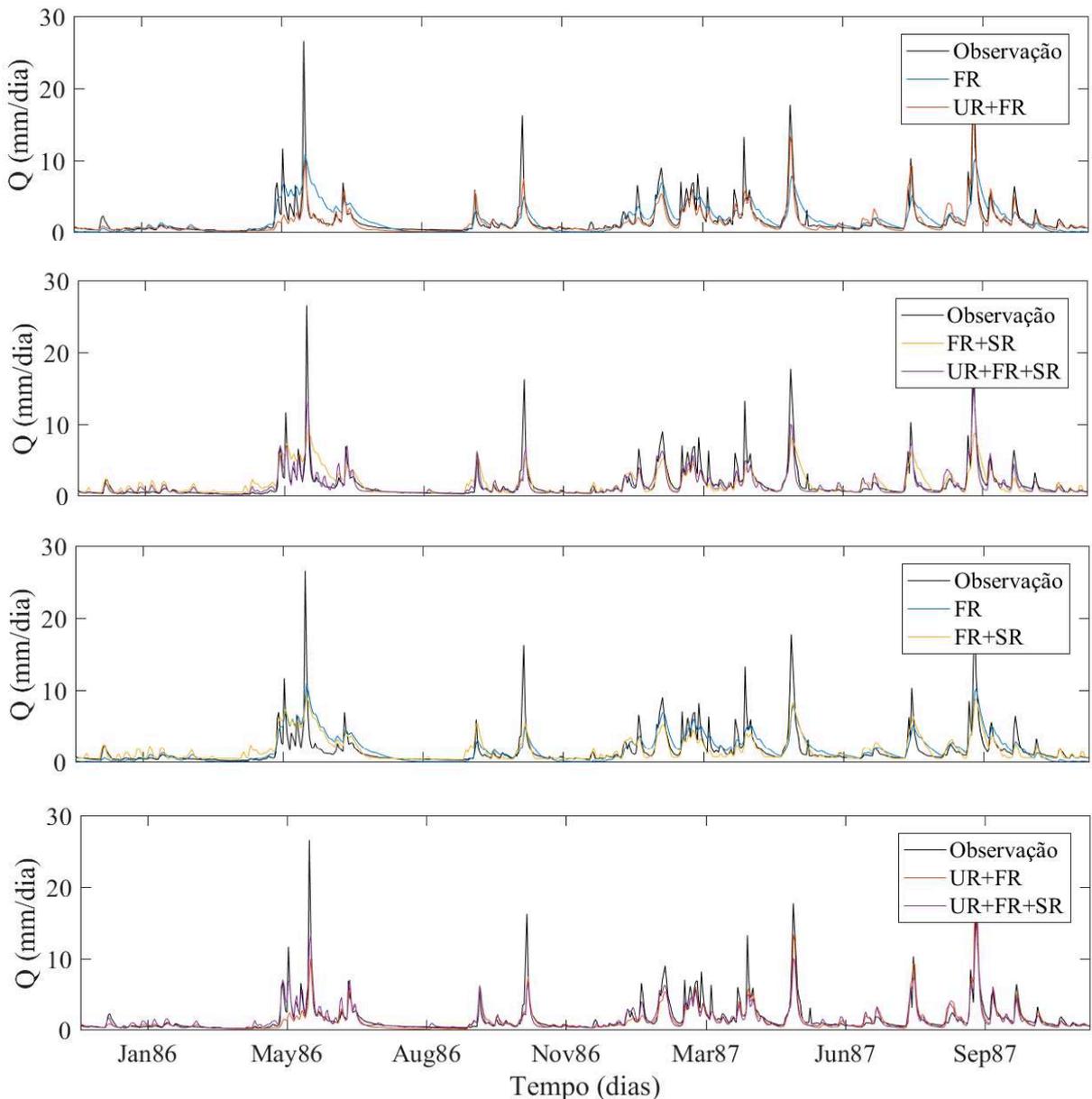


Figura 35 - Hidrogramas observado e simulado (validação) para cada uma das comparações feitas para uma bacia úmida com índice de escoamento de base inferior ao percentil 25 (código 83345000). Comparação de modelos com ou sem o reservatório da zona não saturada (a) M1 (FR) e M2 (UR+FR) e (b) M3 (FR+SR) e M4 (UR+FR+SR); comparação de modelos com e sem reservatório lento (c) M1 (FR) e M3 (FR+SR) e (d) M2 (UR+FR) e M4 (UR+FR+SR).

A Figura 36 traz as comparações entre os modelos para bacias úmidas com escoamento de base superior ao percentil 75 (W75). Nas Figura 36 (a) e 36 (b) verifica-se que a inclusão do reservatório da zona não saturada pouco afeta a performance dos modelos. Os modelos M1 e M2, que não possuem o SR, apresentam uma performance bastante inferior daqueles que possuem, com valores de NSE de 0.26 e 0.25, respectivamente. Estes modelos são os que apresentam a menor correlação entre as vazões observadas e simulada, ou seja, não conseguem representar bem o tempo e formato do hidrograma.

Os modelos M3 e M4, que possuem o SR, representam muito melhor as pequenas variações da vazão - com NSE de 0.75 e 0.76 respectivamente - enquanto os outros modelos conseguem apenas representar um comportamento geral da vazão. Isto pode ser conferido na Figura 36 (c) e 36 (d). Apesar de apresentar um NSE bastante semelhantes, o modelo M3 apresentou resultados piores para a simulação do desvio-padrão da vazão para esse grupo de bacias e menores correlações.

Para as bacias áridas com índice de escoamento de base abaixo do percentil 25 (D25), os hidrogramas estão representados na Figura 35. A inclusão do UR melhorou a simulação (Figura 37 (a) e Figura 37 (b)). Os modelos sem o reservatório, M1 e M3, para esta bacia, apresentaram NSE de 0.58 e 0.52, enquanto os com o UR, M2 e M4, apresentaram um NSE de 0.69 e 0.66, respectivamente. Esses últimos tiveram, também, maiores correlações, mas tiveram desempenhos ruins com viés da média e do desvio-padrão. Portanto, não houve um modelo que conseguisse otimizar todas as métricas. O balanço hídrico em bacias áridas é mais complexo que em bacias úmidas, e por isso, os modelos não conseguiram representar todos os aspectos ao mesmo tempo. Já a inclusão do reservatório lento teve um impacto menor, praticamente nulo no caso dos modelos mais complexos. Modelos com SR apresentaram, ainda, maiores diferenças no desvio-padrão e viés da média.

Para as bacias áridas com índice de escoamento de base acima do percentil 75 (D75), os modelos sem o reservatório lento apresentam uma simulação muito ruim da vazão (Figura 36 (a)) com NSE de -0.24 para o modelo M1 e NSE de 0.05 para o M2. A inclusão do reservatório da zona não saturada melhorou um pouco a performance, mas não foi capaz de representar o comportamento da bacia.

Para os modelos mais complexos (Figura 38 (b)), o UR melhorou a performance de NSE igual a 0.60 para o M3 para 0.77 com o M4, houve também uma melhora nas métricas de viés da média, diferença do desvio-padrão e correlação. As Figuras 38 (c) e (d) mostram a importância da inclusão do reservatório lento para esta bacia. Os modelos com o SR

apresentaram uma representação do tempo, formato e picos do hidrograma muito melhor que os modelos sem.

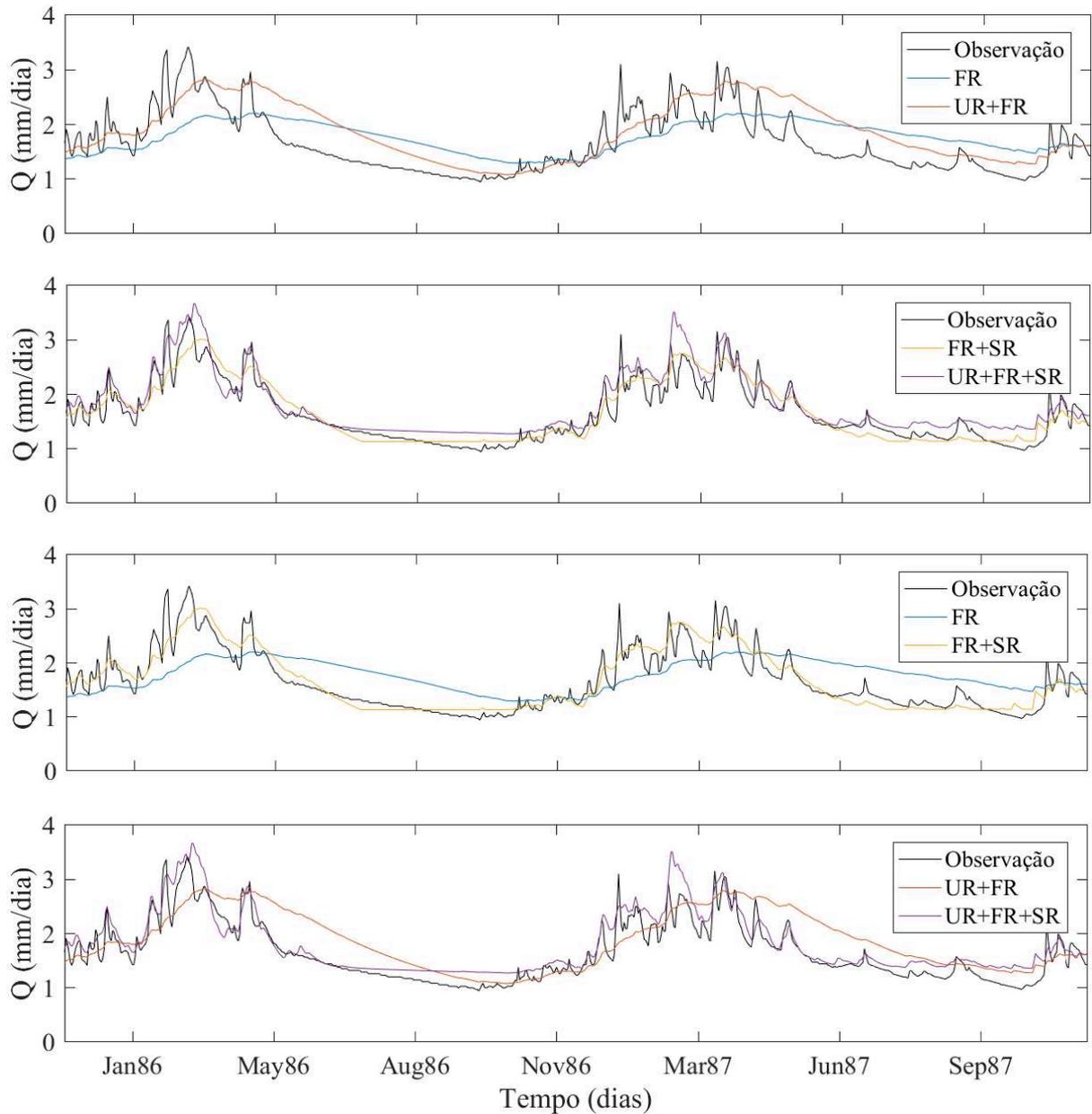


Figura 36 - Hidrogramas observado e simulado para cada uma das comparações feitas para bacias úmidas com índice de escoamento de base inferior ao percentil 75 (código 60940000). Comparação de modelos com ou sem o reservatório da zona não saturada (a) M1 (FR) e M2 (UR+FR) e (b) M3 (FR+SR) e M4 (UR+FR+SR); comparação de modelos com e sem reservatório lento (c) M1 (FR) e M3 (FR+SR) e (d) M2 (UR+FR) e M4 (UR+FR+SR).

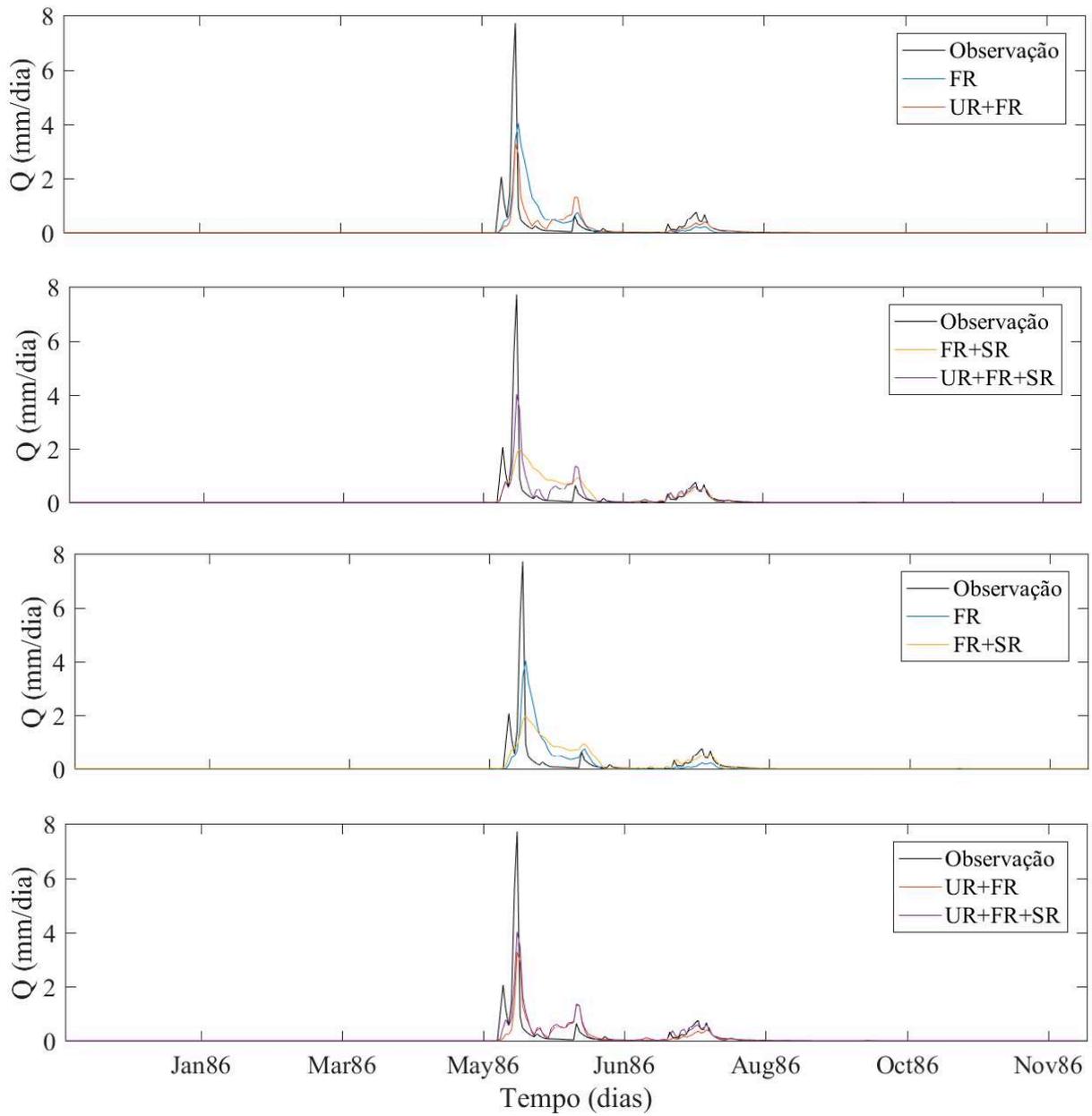


Figura 37 - Hidrogramas observado e simulado para cada uma das comparações feitas para bacias áridas com índice de escoamento de base inferior ao percentil 25 (código 35240000). Comparação de modelos com ou sem o reservatório da zona não saturada (a) M1 (FR) e M2 (UR+FR) e (b) M3 (FR+SR) e M4 (UR+FR+SR); comparação de modelos com e sem reservatório lento (c) M1 (FR) e M3 (FR+SR) e (d) M2 (UR+FR) e M4 (UR+FR+SR).

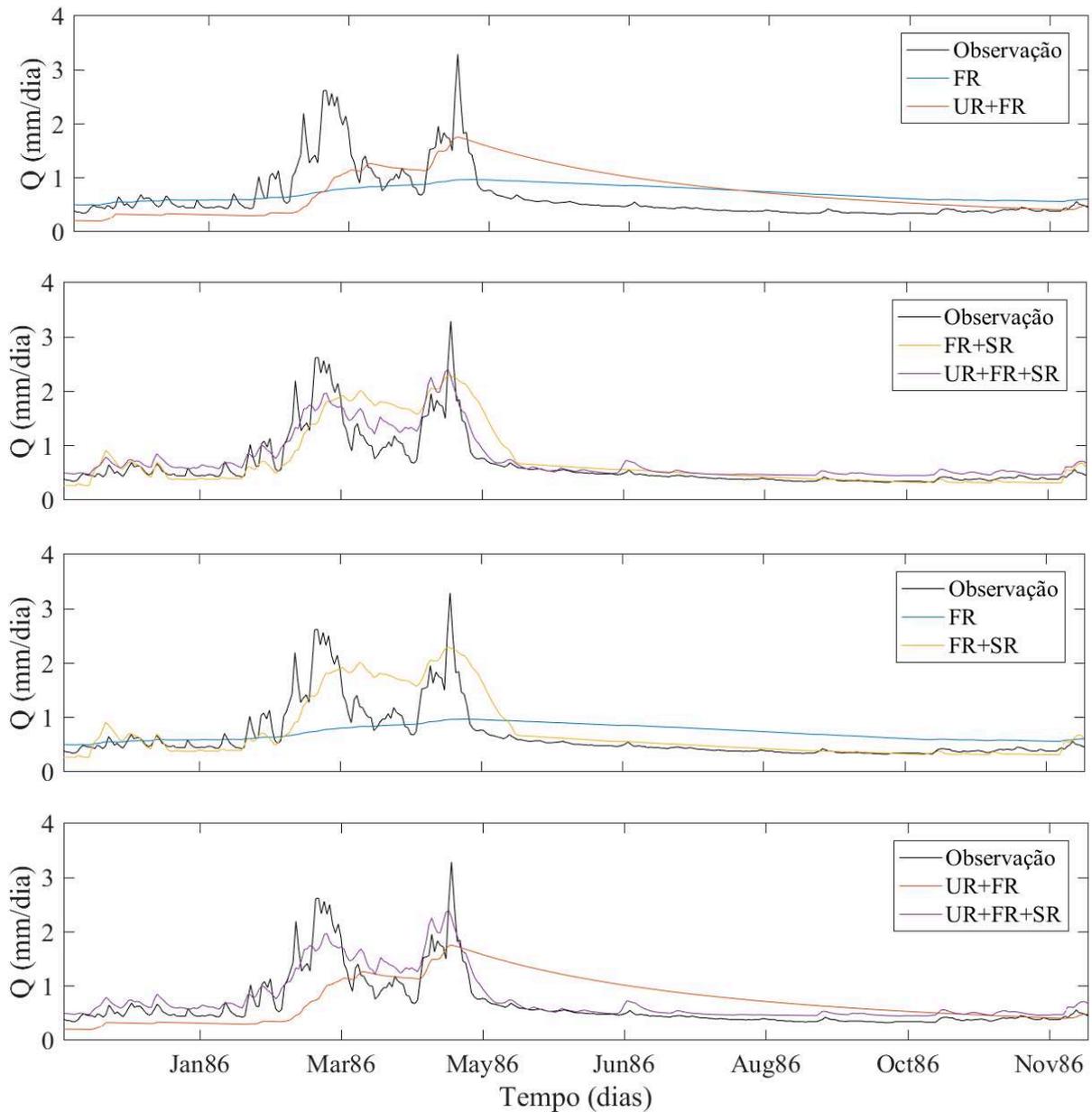


Figura 38 - Hidrogramas observado e simulado para cada uma das comparações feitas para bacias secas com índice de escoamento de base inferior ao percentil 75 (código 33205000). Comparação de modelos com ou sem o reservatório da zona não saturada (a) M1 (FR) e M2 (UR+FR) e (b) M3 (FR+SR) e M4 (UR+FR+SR); comparação de modelos com e sem reservatório lento (c) M1 (FR) e M3 (FR+SR) e (d) M2 (UR+FR) e M4 (UR+FR+SR).

#### 4.4 DISCUSSÃO

O reservatório lento se mostrou necessário quando o índice de escoamento de base é maior que 0,5 tanto para bacias úmidas quando áridas. Isto indica que somente a partir do momento em que este processo se torna dominante no escoamento que sua representação se fez necessária. Um resultado semelhante foi encontrado por Van Esse et al. (2013), que

encontraram que modelos em paralelo apresentam uma melhor performance em bacias com escoamento subterrâneo dominante.

Já o reservatório da zona não saturada apresentou melhora tanto em bacias úmidas quanto áridas, independentemente do índice de escoamento de base. Este resultado não era esperado. Esperava-se que bacias áridas fossem mais sensíveis a esse reservatório e, por isso, apresentassem uma melhora na performance maior. Como a resposta é menos linear para bacias áridas – o balanço hídrico depende menos da precipitação e mais da evapotranspiração e do armazenamento subterrâneo – do que em bacias úmidas, o reservatório da zona não saturada seria importante para compensar esta não linearidade. Entretanto, para as bacias áridas os modelos sem este reservatório apresentaram os piores resultados para as bacias com baixo BFI. O modelo M1, por exemplo, não consegue representar o hidrograma nas épocas de cheia, provavelmente porque a água que compõe esta parte do hidrograma é água que já estava armazenada.

Bacias áridas se mostraram mais difíceis de simular do que bacias úmidas. Este resultado está de acordo com outros trabalhos, como Poncelet et al. (2017) que encontraram que a aridez da bacia é uma das principais características que afetam o desempenho do modelo por eles utilizado. Eles justificam que o desempenho mais alto em bacias úmidas se deve a menos respostas não lineares (maior correlação entre precipitação e vazão). Para algumas bacias áridas, principalmente as com baixo índice de escoamento de base, nenhum modelo conseguiu um resultado satisfatório ( $NSE > 0,5$ ). Estas bacias apresentam longos períodos com vazão próxima de zero ou zero, o que torna a modelagem difícil (e.g. MCINERNEY et al. 2019)

Os modelos M2 e M4 possuem o mesmo número de parâmetros (5) e representam bacias cujo escoamento de base é dominante de forma bastante diferente. Estes resultados mostram claramente que mais importante que o número de parâmetros do modelo hidrológico, é o que eles representam e quais os processos hidrológicos o modelo representa. Resultados semelhantes já foram mostrados, por exemplo, por Fenicia et al. (2008), Fenicia et al. (2014), Orth et al. (2015), Van Esse et al. (2013) e De Boer-Euser et al. (2017).

Estes resultados ressaltam a importância de se utilizar uma estrutura de modelo que tenha uma correspondência com os processos dominantes que ocorrem na bacia hidrográfica. Muitas vezes, apesar do modelo apresentar um bom desempenho, ao analisar os parâmetros vê-se que eles não apresentam uma relação clara com os mecanismos hidrológicos da bacia. Desta forma, é obtido os resultados certos pelos motivos errados (KIRCHNER, 2006).

#### 4.5 E PARA BACIAS NÃO MONITORADAS?

Uma questão importante da hidrologia é o estudo de bacias não monitoradas, existindo diversas iniciativas internacionais para esta área. Por exemplo, o *Predictions in Ungauged Basins* (PUB) foi o tema da década 2003-2012 da *International Association of Hydrological Sciences* IAHS. Os objetivos da iniciativa era (i) melhorar a capacidade dos modelos hidrológicos existentes de gerar previsões confiáveis em bacias não monitoradas; e (ii) desenvolver novos modelos e abordagens inovadores capazes de representar a variabilidade espacial e temporal dos processos hidrológicos, a fim de apoiar a previsão melhorada em bacias não monitoradas.

Neste trabalho, foram utilizadas duas assinaturas para avaliar o impacto de diferentes elementos nos modelos, uma baseada na precipitação e evapotranspiração – o índice de aridez - e outra na vazão – o índice de escoamento de base. Os resultados aqui apresentados podem auxiliar trabalhos futuros a escolher a priori quais processos representar no modelo. Eles também permitem a identificação dos principais processos hidrológicos que ocorrem nas bacias hidrológicas. Entretanto, se fosse necessário estimar a vazão de uma bacia não monitorada, ou mesmo identificar os processos hidrológicos dominantes da bacia, isto não seria possível, uma vez que não se teria dados para calcular o BFI. Desta forma, foi feita uma análise inicial de que características físicas poderiam ser utilizadas para substituir o BFI. Como existem produtos globais das características utilizadas aqui, elas podem ser calculadas para qualquer bacia. O mesmo para a precipitação e evapotranspiração.

Foi escolhida uma característica física para esta análise inicial: profundidade de solo. A escolha foi feita com base nas análises já apresentadas neste trabalho, por ser a característica que apresentou o maior coeficiente de correlação com o BFI (0,38). Também, a hipótese de que esta característica do solo influencia no movimento e armazenamento da água subterrânea. A Figura 39 (painel superior) apresenta os resultados das comparações entre modelos para diferentes bacias agrupadas de acordo com o percentil da profundidade do solo, como foi feito com o BFI. Observa-se um padrão bastante semelhante com o encontro com o BFI. Bacias com as menores profundidades de solo (P25) tiveram pouca ou nenhuma melhora com a adição do reservatório lento, e uma melhora maior com a adição do reservatório da zona não saturada. Uma hipótese é que bacias com menor profundidade do solo armazenam menos água e, portanto, a proporção de escoamento de base no fluxo total no rio é menor. A partir do grupo P25-50 esse comportamento se inverte e o impacto do reservatório lento se torna superior ao

do reservatório da zona não saturada, da mesma forma que aconteceu o índice de escoamento de base. Este resultado mostra que, com o aumento da profundidade do solo, a representação do fluxo subterrâneo da bacia torna-se mais importante.

A Figura 39 (painel inferior) apresenta a porcentagem de bacias que obtiveram um NSE inferior a 0,50 na validação em cada modelo considerado e para cada grupo. Novamente, para bacias com maiores profundidades de solo a porcentagem de falha foi mais alta para os modelos em série – sem reservatório lento. As bacias com melhores resultados para todos os modelos foram aquelas com as menores profundidades.

Sendo assim, para bacias sem dados observados de vazão, o uso do dado de profundidade do solo nos permite criar hipóteses sobre quais os processos hidrológicos dominantes da bacia hidrológica, uma vez que sabe-se a priori quais processos hidrológicos dominantes devem ser considerados no modelo hidrológico. Este tipo de conhecimento permite um maior entendimento destes sistemas e que as simulações de vazão sejam otimizadas. Uma análise mais aprofundada ainda deve ser feita, como testar o uso dos parâmetros inferidos para cada grupo de bacia (e.g. Figuras 28 e 29) e testá-los em outras bacias com características semelhantes.

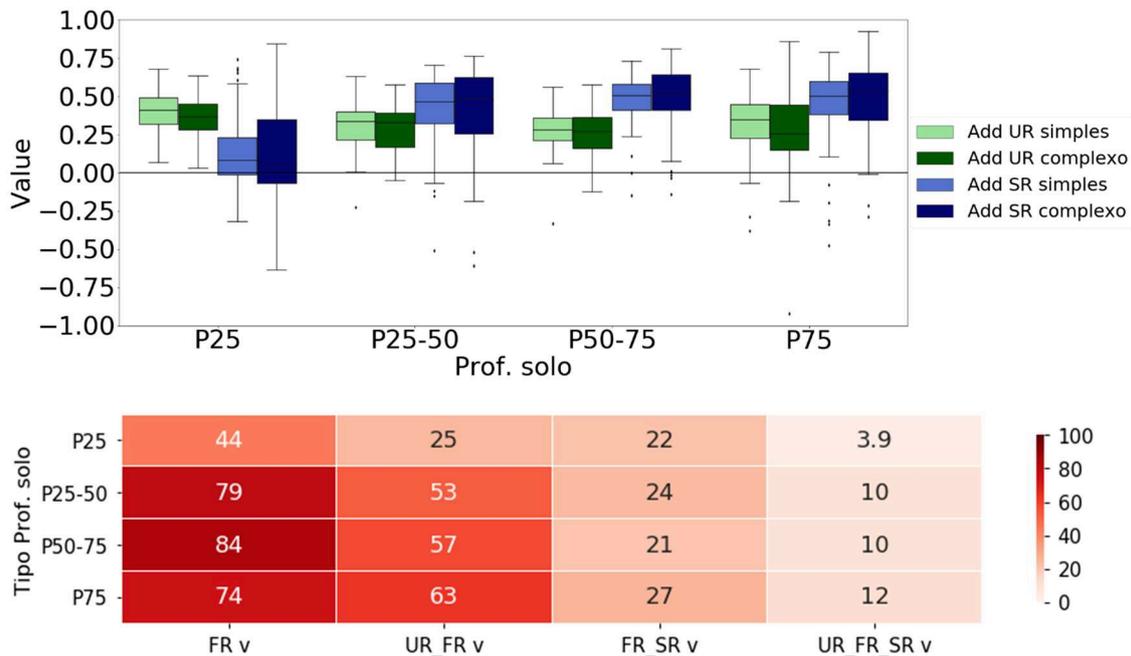


Figura 39 - Painel superior: diferença das performances dos modelos na validação para cada uma das comparações analisadas. P25: bacias com profundidade do solo abaixo do percentil 25; P25-50: bacias com profundidade do solo entre os percentis 25 e 50; P50-75: bacias com profundidade do solo entre os percentis 50 e 75; P75: bacias com profundidade do solo acima do percentil 75. *Boxplots* em verde avaliam a inclusão do reservatório da zona não saturada (UR). *Boxplots* em azul avaliam a inclusão do reservatório lento (SR). Painel inferior: porcentagem de bacias que obtiveram valores de NSE inferior a 0,50 na validação. Modelo M1; UR\_FR: modelo M2; FR\_SR: modelo M3; UR\_FR\_SR: modelo M4.

## 5 CONCLUSÕES

Este trabalho analisou a performance de diferentes estruturas de modelos hidrológicos conceituais em 508 bacias hidrográficas localizadas no Brasil com área inferior a 10.000km<sup>2</sup>. Aqui, tentou-se avançar na compreensão da correspondência entre diferentes estruturas de modelos hidrológicos e as características hidrológicas das bacias. O uso de um grande conjunto de bacias para o teste de diferentes modelos hidrológicos se mostrou útil para a compreensão dos processos hidrológicos que ocorrem na escala da bacia hidrográfica, uma vez que permitiu generalizações sobre o sistema; e o estabelecimento do grau de aplicabilidade de métodos e modelos.

Primeiro, buscou-se compreender a correspondência entre estruturas de modelos e assinaturas hidrológicas. De forma geral, todas as bacias apresentaram um resultado satisfatório do critério de Nash-Sutcliffe para pelo menos um dos modelos analisados. Portanto, pode-se considerar que os modelos hidrológicos conceituais aqui utilizados podem ser utilizados para simulação e previsão hidrológicas. Os modelos M1, M2, M3 e M4 obtiveram valores de NSE maiores de 0,50 para 30%, 50%, 76% e 91% das bacias, respectivamente.

Foi possível encontrar alguns padrões espaciais. Bacias úmidas com menores índices de escoamento de base, como as encontradas na região Sul do país, obtiveram bons resultados já com o modelo mais simples considerado – o M1 – que possui apenas um reservatório. Já para as bacias mais áridas, da região Nordeste, os modelos mais complexos apresentaram melhores resultados, e o M1 falhou em mais de 50% das bacias. Como em outros trabalhos, bacias áridas são mais difíceis de simular por apresentarem um balanço hídrico mais complicado que bacias mais úmidas, tendo a evapotranspiração e a dinâmica do fluxo subterrâneo uma maior influência.

As características hidrológicas que mais influenciaram no desempenho dos modelos foram as relacionadas a variabilidade do fluxo. Os modelos M1 e M2, que são em série sem o reservatório lento, foram melhores em bacias com maior *flashiness*, elasticidade da vazão e inclinação da curva de permanência. O comportamento oposto foi encontrado para os modelos em paralelo M3 e M4, que tem reservatório lento. Houve uma piora no desempenho para bacias com maior variabilidade na vazão. O aumento do índice de escoamento de base melhorou o desempenho desses modelos. Isto indica que a representação do processo subterrâneo no modelo está relacionada com o que realmente acontece nas bacias. Para bacias cujo escoamento do rio é dominado pelo escoamento de base, as estruturas em paralelo foram muito superiores

àquelas em série. O aumento da aridez das bacias piorou a performance de todos os modelos, mostrando novamente que estas bacias são mais complexas.

Depois, analisou-se quando diferentes processos hidrológicos devem ser adicionados nos modelos. Foram avaliados o impacto da inclusão do reservatório da zona não saturada, que representa o armazenamento e liberação de água no solo, e do reservatório lento – que representa a água subterrânea. O impacto destes reservatórios foi avaliado através de comparações entre modelos mais simples e modelos mais complexos. Desta forma, pode-se garantir que uma melhora ou piora no desempenho é devido a representação daqueles processos hidrológicos e não apenas do aumento da complexidade. Para isso, foram usadas duas assinaturas hidrológicas que mais se relacionavam com os processos: índice de aridez com o reservatório da zona não saturada e índice de escoamento de base com o reservatório lento.

Um modelo com apenas um reservatório, como o M1, já é suficiente para se obter uma simulação satisfatória em bacias úmidas com baixo índice de escoamento de base. A adição do reservatório da zona não saturada se mostrou benéfica independentemente do índice de aridez e do índice de escoamento de base da bacia. Esperava-se uma melhora maior em bacias áridas, uma vez que esse reservatório auxiliaria no armazenamento da água e controle da não linearidade da relação entre precipitação e escoamento. Assim, outras assinaturas hidrológicas devem ser testadas para encontrar qual delas melhor representa o processo representado por este reservatório.

Já a inclusão do reservatório lento só foi benéfica quando o BFI era superior a 0,50; ou seja, quando o fluxo era em sua maioria proveniente do escoamento de base. Quando o BFI era inferior a esse valor, a performance dos modelos com este reservatório foi pior da que dos modelos sem, principalmente nas bacias áridas e da região Sul do país. Este resultado mostra que a adição de complexidade, como muitas vezes se pensa, nem sempre traz benefícios ou ajuda a melhor representar os processos nas bacias hidrográficas.

Os resultados encontrados neste trabalho mostram também que mais importante que a complexidade dos modelos – medida pelo número de parâmetros – é a correta representação dos processos dominantes de cada bacia. Modelos com o mesmo número de parâmetros – como o M2 e M4 – apresentaram performances muito diferentes para as bacias com alto índice de escoamento de base; a diferença entre eles é a adição do reservatório lento no último.

Algumas bacias, independentemente do modelo utilizado, apresentaram resultados inferiores que as demais, principalmente as áridas. Isto indica que os processos e mecanismos que ocorrem nestas bacias não estão sendo bem representados. Outros elementos dos modelos

hidrológicos devem ser avaliados – além dos reservatórios escolhidos neste trabalho – para testar se a inclusão de algum melhora a simulações de bacias áridas. Além disso, outras características físicas e climáticas e assinaturas hidrológicas devem ser utilizadas a fim de encontrar novas correspondências entre os elementos dos modelos e as características das bacias. Trabalhos de campo e de monitoramento também são essenciais para que se possa decifrar as bacias hidrográficas e criar novas hipóteses de comportamento e modelos hidrológicos mais realistas.

Considerando a região costeira do Brasil, os modelos aqui testados podem ser utilizados para estudos de impacto das mudanças climáticas. Por exemplo, os modelos podem ser utilizados para calcular o nível de água em rios e, junto com dados de maré, estimar eventos compostos de cheia nestas regiões. Com os valores de índice de aridez e índice de escoamento de base, é possível escolher a estrutura que melhor representa os processos dominantes e assim, fazer as simulações. Centenas de bacias na região próxima à costa do Brasil foram aqui utilizadas e já é possível utilizar estes resultados e aplicá-los neste tipo de estudo.

Em trabalhos futuros, deve-se analisar ainda mais a fundo como ou onde podemos e precisamos melhorar os modelos para entender o impacto das diferentes formulações. Recomenda-se ainda a consideração da incerteza associada às simulações. Desta forma, será possível fazer previsões confiáveis para tentar entender melhor os principais processos hidrológicos que ocorrem na bacia hidrológica e as principais características associadas, permitindo assim, entender e estimar os impactos antrópicos e do uso da terra nos processos hidrológicos.



## REFERÊNCIAS

- ADDOR, N. et al. The CAMELS data set: Catchment attributes and meteorology for large-sample studies. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 21, n. 10, p. 5293–5313, 2017.
- ATKINSON, S. E., R. A. WOODS, AND M. SIVAPALAN, Climate and landscape controls on water balance model complexity over changing timescales, **Water Resour. Res.**, 38(12), 1314, doi:10.1029/2002WR001487, 2002.
- ANA - AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. HidroWeb: Sistema de Informações Hidrológicas. 2017. Disponível em: <<http://hidroweb.ana.gov.br/>>.
- BAKER, D. B. et al. A New Flashiness Index: Characteristics and Applications to Midwestern Rivers and Streams. **Journal of the American Water Resources Association (JAWRA)**, v. 44883, n. 03095, p. 503–522, 2004.
- BEVEN, K.J. **Rainfall Runoff Modelling: The Primer**. 2. ed. Chichester: Wiley-Blackwell, 2012. 488p
- BOYLE, D. P., H. V. GUPTA, AND S. SOROOSHIAN, Toward improved calibration of hydrological models: Combining the strengths of manual and automatic methods, **Water Resour. Res.**, 36(12), 3663–3674, 2000.
- BROXTON, P. D. et al. A global land cover climatology using MODIS data. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 53, n. 6, p. 1593–1605, 2014.
- BUTTS, M. B. et al. An evaluation of the impact of model structure on hydrological modelling uncertainty for streamflow simulation. **Journal of Hydrology**, v. 298, n. 1–4, p. 242–266, 2004.
- CARRILLO, G. et al. Catchment classification: Hydrological analysis of catchment behavior through process-based modeling along a climate gradient. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, n. 11, p. 3411–3430, 2011.
- CHAGAS, V.B.P. **Mudanças nos regimes de chuva e vazão no Brasil**, de 1980 a 2015. 159p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) - Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental, Universidade Federal de Santa Catarina, 2019.
- CLARK, M. P. et al. Framework for Understanding Structural Errors (FUSE): A modular framework to diagnose differences between hydrological models. **Water Resources Research**, v. 44, n. 12, p. 1–14, 2008.
- CLARK, M. P. et al. Hydrological field data from a modeller's perspective: Part 2: Process-based evaluation of model hypotheses. **Hydrological Processes**, v. 25, n. 4, p. 523–543, 2011.
- CLARK, M. P.; KAVETSKI, D. Ancient numerical daemons of conceptual hydrological modeling: 1. Fidelity and efficiency of time stepping schemes. **Water Resources Research**, v. 46, n. 10, 2010.

CLARK, M. P.; KAVETSKI, D.; FENICIA, F. Pursuing the method of multiple working hypotheses for hydrological modeling. **Water Resources Research**, v. 47, n. 9, p. 1–16, 2011.

COLE, R. A. J.; JOHNSTON, H. T.; ROBINSON, D. J. The use of flow duration curves as a data quality tool. **Hydrological Sciences Journal**, v. 48, n. 6, p. 939–952, 2003.

COXON, G. et al. Diagnostic evaluation of multiple hypotheses of hydrological behaviour in a limits-of-acceptability framework for 24 UK catchments. **Hydrological Processes**, v. 28, n. 25, p. 6135–6150, 2014.

DAVID, P.C.; OLIVEIRA, D. Y.; GRISON, F.; KOBAYAMA, M.; CHAFFE, P.L.B. Systematic increase in model complexity helps to identify dominant streamflow mechanisms in two small forested basins. **Hydrological Sciences Journal**, V.64, p.455-472, 2019.

DE BOER-EUSER, T. et al. Looking beyond general metrics for model comparison - Lessons from an international model intercomparison study. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 21, n. 1, p. 423–440, 2017.

DO, H. X., GUDMUNDSSON, L., LEONARD, M., AND WESTRA, S.: The Global Streamflow Indices and Metadata Archive (GSIM) – Part 1: The production of a daily streamflow archive and metadata, **Earth Syst. Sci. Data**, 10, 765–785, 2018.

DUAN, Q., V. K. GUPTA, AND S. SOROOSHIAN, Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models, **Water Resour. Res.**, 28, 1015– 1031, 1992.

DUAN, Q., V. K. GUPTA, AND S. SOROOSHIAN, A shuffled complex evolution approach for effective and efficient global minimization, **J. Optim. Theory Appl.**, 76(3), 501– 521, 1993.

DUAN, Q., SOROOSHIAN, S., & GUPTA, V. K.. Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models. **Journal of Hydrology**, 158(3–4), 265-284, 1994.

ECKHARDT, K. How to construct recursive digital filters for baseflow separation. **Hydrological Processes**, v. 19, n. 2, p. 507–515, 2005.

EUSER, T. et al. A framework to assess the realism of model structures using hydrological signatures. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 17, n. 5, p. 1893–1912, 2013.

FENICIA, F. et al. Understanding catchment behavior through stepwise model concept improvement. **Water Resources Research**, v. 44, n. 1, p. 1–13, 2008.

FENICIA, F. et al. Catchment properties, function, and conceptual model representation: Is there a correspondence? **Hydrological Processes**, v. 28, n. 4, p. 2451–2467, 2014.

FENICIA, F. et al. Signature-Domain Calibration of Hydrological Models Using Approximate Bayesian Computation: Empirical Analysis of Fundamental Properties. **Water Resources Research**, n. 1, p. 1–44, 2018.

FENICIA, F.; KAVETSKI, D.; SAVENIJE, H. H. G. Elements of a flexible approach for conceptual hydrological modeling: 1. Motivation and theoretical development. **Water Resources Research**, v. 47, n. 11, p. 1–13, 2011.

GAN, T. Y., AND G. F. BIFTU, Automatic calibration of conceptual rainfallrunoff models: Optimization algorithms, catchment conditions, and model structure, **Water Resour. Res.**, 32(12), 3513– 3524, 1996.

GAO, H. et al. Testing the realism of a topography-driven model (FLEX-Topo) in the nested catchments of the Upper Heihe, China. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 18, n. 5, p. 1895–1915, 2014.

GHARARI, S. et al. Using expert knowledge to increase realism in environmental system models can dramatically reduce the need for calibration. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 18, n. 12, p. 4839–4859, 2014.

GUPTA, H. V. et al. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. **Journal of Hydrology**, v. 377, n. 1–2, p. 80–91, 2009.

GUPTA, H. V. et al. Large-sample hydrology: A need to balance depth with breadth. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 18, n. 2, p. 463–477, 2014.

GUPTA, H. V.; WAGENER, T.; LIU, Y. Reconciling theory with observations: elements of a diagnostic approach to model evaluation. **Hydrological Processes**, v. 22, n. 18, p. 3802–3813, 30 ago. 2008.

HENGL, T., MENDES DE JESUS, J., HEUVELINK, G. B.M., RUIPEREZ GONZALEZ, M., KILIBARDA, M. et al. (2017) SoilGrids250m: global gridded soil information based on Machine Learning. **PLoS ONE** 12(2): e0169748.

HÖGE, M.; WÖHLING, T.; NOWAK, W. A Primer for Model Selection: The Decisive Role of Model Complexity. **Water Resources Research**, p. 1–28, 2018.

HOGUE, T. S., S. SOROOSHIAN, H. V. GUPTA, A. HOLZ, AND D. BRAATZ, A multistep automatic calibration scheme for river forecasting models, **J. Hydrometeorol.**, 1, 524– 542, 2000.

HOLKO, L. et al. Flashiness of mountain streams in Slovakia and Austria. **Journal of Hydrology**, v. 405, n. 3–4, p. 392–401, 2011.

HRACHOWITZ, M. et al. What can flux tracking teach us about water age distribution patterns and their temporal dynamics? **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 17, n. 2, p. 533–564, 2013.

HRACHOWITZ, M. et al. Process consistency in models: The importance of system signatures, expert knowledge, and process complexity. **Water Resources Research**, v. 50, n. 9, p. 7445–7469, 2014.

- HRACHOWITZ, M.; CLARK, M. P. HESS Opinions: The complementary merits of competing modelling philosophies in hydrology. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 21, n. 8, p. 3953–3973, 2017.
- KAVETSKI, D. et al. Signature-Domain Calibration of Hydrological Models Using Approximate Bayesian Computation: Theory and Comparison to Existing Applications. **Water Resources Research**, n. 1, p. 1–34, 2018.
- KAVETSKI, D.; CLARK, M. P. Ancient numerical daemons of conceptual hydrological modeling: 2. Impact of time stepping schemes on model analysis and prediction. **Water Resources Research**, v. 46, n. 10, p. 1–27, 2010.
- KAVETSKI, D.; CLARK, M. P. Numerical troubles in conceptual hydrology: Approximations, absurdities and impact on hypothesis testing. **Hydrological Processes**, v. 25, n. 4, p. 661–670, 2011.
- KAVETSKI, D.; FENICIA, F. Elements of a flexible approach for conceptual hydrological modeling: 2. Application and experimental insights. **Water Resources Research**, v. 47, n. 11, p. 1–19, 2011.
- KAVETSKI, D.; FENICIA, F.; CLARK, M. P. Impact of temporal data resolution on parameter inference and model identification in conceptual hydrological modeling: Insights from an experimental catchment. **Water Resources Research**, v. 47, n. 5, p. 1–25, 2011.
- KIRCHNER, J. W. Getting the right answers for the right reasons: Linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology. **Water Resources Research**, v. 42, n. 3, p. 1–5, 2006.
- KIRCHNER, J. W. Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward, **Water Resour. Res.**, 45, W02429, 2009.
- KOBIYAMA, M., GRISON, K. MOTA, A. M. Curso de capacitação em hidrologia e hidrometria para conservação de mananciais. Florianópolis: UFSC/CTC/ENS/Labhidro, 3ªed. 242p, 2011.
- KUCZERA, G., Efficient subspace probabilistic parameter optimization for catchment models, **Water Resour. Res.**, 33(1), 177– 185, 1997.
- LANE, R. A., COXON, G., FREER, J. E., WAGENER, T., JOHNES, P. J., BLOOMFIELD, J. P., GREENE, S., MACLEOD, C. J. A., AND REANEY, S. M.: Benchmarking the predictive capability of hydrological models for river flow and flood peak predictions across over 1000 catchments in Great Britain, **Hydrol. Earth Syst. Sci.**, 23, 4011–4032, 2019.
- LEVER, J.; KRZYWINSKI, M.; ALTMAN, N. Points of Significance: Model selection and overfitting. **Nature Methods**, v. 13, n. 9, p. 703–704, 2016.
- LI, H.-Y. et al. Functional approach to exploring climatic and landscape controls of runoff generation: 1. Behavioral constraints on runoff volume. **Water Resources Research**, v. 50, n. 12, p. 9300–9322, dez. 2014.

LI, H.; XU, C. Y.; BELDRING, S. How much can we gain with increasing model complexity with the same model concepts? **Journal of Hydrology**, v. 527, p. 858–871, 2015.

LUCE, C. H., AND T. W. CUNDY, Parameter identification for a runoff model =for forest roads, **Water Resour. Res.**, 30(4), 1057– 1069, 1994.

MARTENS, B. et al. GLEAM v3: Satellite-based land evaporation and root-zone soil moisture. **Geoscientific Model Development**, v. 10, n. 5, p. 1903–1925, 2017.

MCDONNELL, J. J. et al. Moving beyond heterogeneity and process complexity: A new vision for watershed hydrology. **Water Resources Research**, v. 43, n. 7, p. 1–6, 2007.

MCDONNELL, J. J.; WOODS, R. On the need for catchment classification. **Journal of Hydrology**, v. 299, n. 1–2, p. 2–3, 2004.

MCGUIRE, K. J. et al. The role of topography on catchment-scale water residence time. **Water Resources Research**, v. 41, n. 5, p. 1–14, 2005.

MCGUIRE, K. J.; MCDONNELL, J. J. Hydrological connectivity of hillslopes and streams: Characteristic time scales and nonlinearities. **Water Resources Research**, v. 46, n. 10, p. 1–17, 2010.

MCINERNEY, D. et al. Improving probabilistic prediction of daily streamflow by identifying Pareto optimal approaches for modeling heteroscedastic residual errors. **Water Resources Research**, v. 53, n. 3, p. 2199–2239, mar. 2017.

MCINERNEY, D., KAVETSKI, D., THYER, M., LERAT, J., & KUCZERA, G. Benefits of explicit treatment of zero flows in probabilistic hydrological modeling of ephemeral catchments. **Water Resources Research**, 55, 11, 035-11, 060.

MCMILLAN, H. et al. Do time-variable tracers aid the evaluation of hydrological model structure? A multimodel approach. **Water Resources Research**, v. 48, n. 5, 2012.

MCMILLAN, H. et al. Spatial variability of hydrological processes and model structure diagnostics in a 50km<sup>2</sup> catchment. **Hydrological Processes**, v. 28, n. 18, p. 4896–4913, 2014.

MCMILLAN, H.; WESTERBERG, I.; BRANGER, F. Five guidelines for selecting hydrological signatures. **Hydrological Processes**, v. 31, n. 26, p. 4757–4761, 2017.

MERZ, R.; PARAJKA, J.; BLÖSCHL, G. Scale effects in conceptual hydrological modeling. **Water Resources Research**, v. 45, n. 9, p. 1–15, 2009.

MIRALLES, D. G. et al. Global land-surface evaporation estimated from satellite-based observations. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, n. 2, p. 453–469, 2011.

NASH, J.E.; SUTCLIFFE, J.V. River flow forecasting through conceptual models, Part I – A discussion of principles. **J. Hydrol.**, Amsterdam, v.10, p.282-290, 1970.

NELDER, J.A.; MEAD, R. A simplex method for function minimization. **Comput. J.**, v.7, p.308-313, 1965.

- NEWMAN, A. J. et al. Development of a large-sample watershed-scale hydrometeorological data set for the contiguous USA: Data set characteristics and assessment of regional variability in hydrologic model performance. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 19, n. 1, p. 209–223, 2015.
- ORTH, R. et al. Does model performance improve with complexity? A case study with three hydrological models. **Journal of Hydrology**, v. 523, p. 147–159, 2015.
- LOUDIN, L. et al. Spatial proximity, physical similarity, regression and ungaged catchments: A comparison of regionalization approaches based on 913 French catchments. **Water Resources Research**, v. 44, n. 3, p. 1–15, 2008.
- PERRIN, C.; MICHEL, C.; ANDRÉASSIAN, V. Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. **Journal of Hydrology**, v. 242, n. 3–4, p. 275–301, 2001.
- PONCELET, C. et al. Process-based interpretation of conceptual hydrological model performance using a multinational catchment set. **Water Resources Research**, v. 53, p. 2742–2759, 22 ago. 2017.
- SADEGH, M.; VRUGT, J. A. Approximate Bayesian Computation using Markov Chain Monte Carlo simulation. **Water Resources Research**, v. 10, n. 2, p. 6767–6787, 2014.
- SANKARASUBRAMANIAN, A.; VOGEL, R. M. Hydroclimatology of the continental United States. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 7, p. 180–195, abr. 2003.
- SANKARASUBRAMANIAN, A.; VOGEL, R. M.; LIMBRUNNER, J. F. Climate elasticity of streamflow in the United States. **Water Resources Research**, v. 37, n. 6, p. 1771–1781, 2001.
- SAVENIJE, H. H. G. HESS Opinions “The art of hydrology”. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 13, n. 2, p. 157–161, 2009.
- SAVENIJE, H. H. G.; HRACHOWITZ, M. HESS Opinions “catchments as meta-organisms - A new blueprint for hydrological modelling”. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 21, n. 2, p. 1107–1116, 2017.
- SAWICZ, K. et al. Catchment classification: Empirical analysis of hydrologic similarity based on catchment function in the eastern USA. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, n. 9, p. 2895–2911, 2011.
- SAWICZ, K. A. et al. Characterizing hydrologic change through catchment classification. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 18, n. 1, p. 273–285, 2014.
- SCHÖNIGER, A. et al. Model selection on solid ground: Rigorous comparison of nine ways to evaluate Bayesian model evidence. **Water Resources Research**, v. 50, n. 12, p. 9484–9513, dez. 2014.
- SCHÖNIGER, A.; WÖHLING, T.; NOWAK, W. A statistical concept to assess the uncertainty in Bayesian model weights and its impact on model ranking. **Water Resources Research**, v. 51, n. 9, p. 7524–7546, set. 2015.

- SCHOUPS, G. et al. Corruption of accuracy and efficiency of Markov chain Monte Carlo simulation by inaccurate numerical implementation of conceptual hydrologic models. **Water Resources Research**, v. 46, n. 10, p. 1–12, 2010.
- SCHOUPS, G.; VAN DE GIESEN, N. C.; SAVENIJE, H. H. G. Model complexity control for hydrologic prediction. **Water Resources Research**, v. 44, n. 1, p. 1–14, 2008.
- SCHOUPS, G.; VRUGT, J. A. A formal likelihood function for parameter and predictive inference of hydrologic models with correlated, heteroscedastic, and non-Gaussian errors. **Water Resources Research**, v. 46, n. 10, p. 1–17, 2010.
- SCHWARZ, G., Estimating the dimension of a model, **Ann. Stat.**, 6(2), 461–464, doi:10.1214/aos/1176344136. 1978.
- SIQUEIRA, V. A., PAIVA, R. C. D., FLEISCHMANN, A. S., FAN, F. M., RUHOFF, A. L., PONTES, P. R. M., PARIS, A., CALMANT, S., AND COLLISCHONN, W.: Toward continental hydrologic–hydrodynamic modeling in South America, **Hydrol. Earth Syst. Sci.**, 22, 4815–4842, <https://doi.org/10.5194/hess-22-4815-2018>, 2018.
- SIVAPALAN, M. Pattern, Process and Function: Elements of a Unified Theory of Hydrology at the Catchment Scale. **Encyclopedia of Hydrological Sciences**, n. APRIL 2006, p. 193–219, 2005.
- SOROOSHIAN, S., Q. DUAN, AND V. K. GUPTA, Calibration of rainfall-runoff models: Application of global optimization to the Sacramento Soil Moisture accounting model, **Water Resour. Res.**, 29, 1185– 1194, 1993.
- TANAKAMARU, H., Parameter estimation for the tank model using global optimization, **Trans. Jpn. Soc. Irrig. Drain. Reclam. Eng.**, 178, 103–112, 1995.
- USGS - U.S. GEOLOGICAL SURVEY. **Shuttle Radar Topography Mission 1 Arc Second scene**. Maryland, EUA: 2006. Disponível em: Acesso em: 10 jun. 2017.
- VAN DER LINDEN, S.; WOO, M. K. Application of hydrological models with increasing complexity to subarctic catchments. **Journal of Hydrology**, v. 270, n. 1–2, p. 145–157, 2003.
- VAN ESSE, W. R. et al. The influence of conceptual model structure on model performance: A comparative study for 237 French catchments. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 17, n. 10, p. 4227–4239, 2013.
- VOLPI, E.; SCHOUPS, G.; FIRMANI, G.; VRUGT, J. A. Sworn testimony of the model evidence: GaussianMixture Importance (GAME) sampling. **Water Resources Research**, v. 53, p. 5469–5494, 2017.
- VRUGT, J. A. et al. Treatment of input uncertainty in hydrologic modeling: Doing hydrology backward with Markov chain Monte Carlo simulation. **Water Resources Research**, v. 44, n. 12, p. 1–15, 2008.

- VRUGT, J. A.; SADEGH, M. Toward diagnostic model calibration and evaluation: Approximate Bayesian computation. **Water Resources Research**, v. 49, n. 7, p. 4335–4345, 2013.
- WAGENER, T. et al. Catchment Classification and Hydrologic Similarity. **Geography Compass**, v. 1, n. 4, p. 901–931, 2007.
- WANG, D., AND N. ALIMOHAMMADI. Responses of annual runoff, evaporation, and storage change to climate variability at the watershed scale, **Water Resour. Res.**, 48, W05546, 2012.
- XAVIER, A. C.; KING, C. W.; SCANLON, B. R. Daily gridded meteorological variables in Brazil (1980–2013). **International Journal of Climatology**, v. 36, n. 6, p. 2644–2659, 2016.