Universidade de São Paulo
Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”

Simulação do efeito da restauração florestal ao longo do tempo no regime
hidrológico de riachos

Diana Yulieth Peña Sierra

Dissertação apresentado para o título de Mestra em
Ciências. Programa: Recursos Florestais. Opção em:
Conservação de Ecossistemas Florestais

Piracicaba
2021

Diana Yulieth Peña Sierra
Engenheira Florestal

**Simulação do efeito da restauração florestal ao longo do tempo no regime hidrológico
de riachos**

versão revisada de acordo com a resolução CoPGr 6018 de 2011

Orientador:

Prof. Dr. **SILVIO FROSINI DE BARROS FERRAZ**

Dissertação apresentado para o título de Mestra em
Ciências. Programa: Recursos Florestais. Opção em:
Conservação de Ecossistemas Florestais

Piracicaba
2021

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
DIVISÃO DE BIBLIOTECA – DIBD/ESALQ/USP

Peña Sierra, Diana Yulieth

Simulação do efeito da restauração florestal ao longo do tempo no regime hidrológico de riachos / Peña Sierra Diana Yulieth- - versão revisada de acordo com a resolução CoPGr 6018 de 2011. - - Piracicaba, 2021.

181 p.

Dissertação (Mestrado) - - USP / Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz".

1. Modelagem hidrológica 2. Processos hidrológicos 3. Serviços ecossistêmicos 4. Regulação 5. Disponibilidade hídrica I. Título

*A **Dios** por ser la guianza de mis días, a mis padres **Delma y Fermin** por apoyarme incondicionalmente, y a todos los que contribuyeron para alcanzar este logro*

DEDICO

*A **Deus** por ser quem guia meus dias, aos meus pais **Delma e Fermin** por me apoiarem incondicionalmente, e a todos aqueles que contribuíram para alcançar esta conquista*

DEDICO

AGRADECIMENTOS

Ao prof. Silvio Frosini de Barros Ferraz pela oportunidade, por me orientar no processo e pelo aprendizado. Agradeço principalmente pela confiança e o apoio que o professor demonstrou em todos os momentos, e agradeço também pela dedicação e tempo.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa de estudo concedida, e ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Florestais pela oportunidade e o apoio.

Ao Professor Jens Christian Refsgaard por todo o apoio e dedicação que mesmo à distância mostrou, pois sua ajuda foi fundamental para o desenvolvimento deste projeto. Agradeço por todas as conversas que mantivemos e por estar sempre disposto a me explicar com paciência a enorme quantidade de dúvidas que surgiram nesse processo. Agradeço especialmente ao Professor Favio López por estar sempre presente para me incentivar a ser melhor e por toda a confiança que depositou em mim.

Ao pessoal do laboratório de hidrologia florestal (LHF) por tornar a jornada sempre mais leve; agradeço por todos os momentos que compartilhamos, dentro e fora do laboratório, pelos cafés, pelas discussões acadêmicas, pelas conversas agradáveis (mesmo em portunhol), pela amizade sincera e por estar sempre dispostos a ajudar no mestrado. Muito obrigado por me apoiar e acolher, pois com vocês sempre foi mais fácil levar cada dia, embora eu estivesse a tantos quilômetros de casa. Agradeço ao Felipe Rosseti, a Cecília Cortijo, a Aline Fransozi, a Carolina Rodriguez, a Renata melo, a Carla Cassiano, a Katherine Vazquez, a Lara García, ao Matheus Ogasawara e a Gláucia Santos, pela inspiração na pesquisa, pelos aportes as correções e sugestões de melhoria.

Agradeço especialmente ao Matheus, a Glaucia e ao Karlmer por toda ajuda que me ofereceram no mestrado, mas também por ter se mostrado excelentes amigos e por me acompanhar na infinidade de atividades em pro de nossa saúde psicológica, vocês foram fundamentais nesse processo. Agradeço ainda à Lara por me acompanhar e orientar ao longo do desenvolvimento do projeto, pela dedicação em me explicar com paciência uma e outra vez e por ser um suporte na construção e culminação do mestrado.

Agradeço ao pessoal da Estação Experimental de Ciências Florestais, ao Rildo e à Elaine por terem disponibilizado tudo para as jornadas de trabalho de campo e ao Lorival por me acompanhar em campo sempre com a melhor atitude e maior disposição de ajudar.

Agradeço também a Yajahaira, a Mariana e a Brenda por ter compartilhado grande parte da minha estadia no Brasil e ter se tornado uma motivação para voltar para casa depois de uma

jornada de trabalho; agradeço pelo intercâmbio cultural, pela preocupação genuína e pelo carinho oferecido.

Um agradecimento especial aos meus pais, por me ensinarem a depender de Deus e me dar asas para voar, por cuidar de mim, me amar e me inspirar com seu exemplo, por lutar para construir um futuro melhor e por me ensinar que tudo deve ser feito com amor e disciplina; obrigada pelo apoio e a confiança. Ainda agradeço aos meus irmãos Yimmy e Samuel, a minha cunhada Yeral e minhas duas sobrinhas Mariana e Violeta pelo apoio, pelas muitas risadas, as brincadeiras e todos os momentos de alegria que foram essenciais na culminação desse processo.

A todos aqueles que não foram mencionados, mas que participaram direta e indiretamente na realização desse sonho.

MUITO OBRIGADA

“O que sabemos é uma gota; o que ignoramos é um oceano”

ISAAC NEWTON

SUMÁRIO

RESUMO	10
ABSTRACT	11
1. INTRODUÇÃO GERAL	13
REFERÊNCIAS	17
2. MODELAGEM HIDROLÓGICA EM FINA ESCALA DE UMA MICROBACIA TROPICAL DE PRIMEIRA ORDEM.....	21
Resumo	21
Abstract.....	21
2.1. Introdução.....	22
2.2. Materiais e Métodos	26
2.2.1. Área de estudo	26
2.2.2. Caracterização física da microbacia experimental	27
2.2.3. Elevação do Terreno	28
2.2.4. Geologia e solos	29
2.2.5. Uso do Solo	30
2.2.6. Caracterização físico-hídrica do uso do solo	31
2.2.6.1. Índice de área foliar	31
2.2.6.2. Profundidade radicular e coeficiente de cultura	34
2.2.7. Rugosidade do terreno e retenção superficial	34
2.2.8. Detalhamento das características do solo em função do uso	36
2.2.9. Hidrogeologia	38
2.2.10. Precipitação	39
2.2.11. Evapotranspiração de referência.....	40
2.2.12. Caracterização hidrológica	41
2.2.13. Rede de drenagem	42
2.2.14. Simulações hidrológicas	44
2.2.14.1. Tempo e Grid de processamento	45
2.2.14.2. Parametrização do Modelo Hidrológico	46
2.2.14.2.1. Unidades de parametrização	46
2.2.14.1. Uso do solo e variáveis climáticas.....	47
2.2.14.1. Escoamento superficial.....	47

2.2.14.2. Escoamento no canal.....	48
2.2.14.3. Movimento da água na zona não saturada	48
2.2.14.4. Movimento da água na zona saturada	49
2.2.15. Análise de sensibilidade.....	51
2.2.16. Calibração e Validação do modelo hidrológico.....	52
2.2.17. Análise de eficiência do modelo	53
2.3. Resultados	55
2.3.1. Análise de Sensibilidade	55
2.3.1.1. Indicadores hidrológicos	57
2.3.1.2. Processos hidrológicos.....	58
2.3.2. Calibração e Validação	59
2.3.2.1. Aquecimento do modelo hidrológico.....	59
2.4. Discussão	74
2.4.1. Análise de sensibilidade.....	74
2.4.2. Calibração e validação	78
2.4.3. Dificuldades e recomendações da modelagem hidrológica	83
2.5. Conclusões	86
Referências.....	87
Anexos	108
3. EFEITO DO DESENVOLVIMENTO DA RESTAURAÇÃO FLORESTAL NO REGIME HÍDRICO DE UMA MICROBACIA.....	127
Resumo.....	127
Abstract	127
3.1. Introdução	128
3.2. Materiais e métodos	132
3.3. Área de estudo.....	132
3.4. Modelagem hidrológica	133
3.4.1. Cenários de desenvolvimento da restauração florestal	134
3.4.2. Cenários das trajetórias da restauração florestal	135
3.4.3. Análise de indicadores e serviços hidrológicos dos cenários de restauração florestal.....	136
3.5. Análise de dados	137
3.6. Resultados	138
3.6.1. Efeito do desenvolvimento da restauração florestal	138

3.6.2. Disponibilidade hídrica	139
3.6.3. Regulação hídrica	141
3.6.4. Comparação dos cenários de desenvolvimento da restauração florestal	143
3.7. Efeito das trajetórias de restauração florestal	144
3.7.1. Disponibilidade hídrica	144
3.7.2. Regulação hídrica	146
3.7.3. Comparação das trajetórias de restauração florestal.....	148
3.8. Discussão	149
3.8.1. Efeito hidrológico do desenvolvimento da restauração florestal.....	149
3.8.1.1. Disponibilidade hídrica	149
3.8.2. Regulação hídrica (Diminuição de picos e do Flashiness)	152
3.9. Efeito das possíveis trajetórias da restauração florestal	154
3.9.1. Disponibilidade hídrica	154
3.9.2. Regulação hídrica	157
3.10. Tradeoff entre disponibilidade hídrica e regulação da floresta restaurada	158
3.11. Limitações da metodologia.....	159
3.12. Conclusões.....	160
Referências	161

RESUMO

Simulação do efeito da restauração florestal ao longo do tempo no regime hidrológico de riachos

Por muitos anos, a dinâmica entre a floresta e a água vem sendo estudada, devido ao papel fundamental atribuído a esta cobertura em relação à sua capacidade de regulação hídrica. No entanto, o consumo de água da floresta durante seu desenvolvimento, pode levar a uma diminuição deste recurso, estabelecendo então um *tradeoff* entre a disponibilidade e regulação da água. Diante da deterioração das áreas florestais no mundo, tem se gerado um movimento global de restauração florestal, visando recuperar as funções da floresta e garantir a prestação de serviços ecossistêmicos essenciais para o bem-estar do ser humano. Apesar da execução de diversos projetos de restauração, pouco se sabe sobre o efeito hidrológico durante seu desenvolvimento. Diante desse contexto, o objetivo geral do presente estudo foi avaliar o efeito do desenvolvimento da restauração florestal no regime hídrico de uma microbacia, a fim de entender a dinâmica do trade-off entre disponibilidade e regulação hídrica. Para tal, utilizando-se de uma área experimental com informações do meio físico e de monitoramento hidrológico e meteorológico, foi calibrado e validado um modelo hidrológico distribuído de base física, por meio do qual foi possível simular cenários em diferentes idades da restauração florestal. A parametrização do modelo foi feita com base nas características de uma microbacia experimental de 0,72 km² em processo de restauração florestal, localizada no estado de São Paulo – Brasil. Depois de calibrado e validado o modelo hidrológico (R² de 0,67 e 0,87 respectivamente) foram definidos os cenários de desenvolvimento da floresta, considerando restaurações com 5, 15, e 30 anos de idade. Esses cenários foram estabelecidos alterando parâmetros físico-hídricos considerados como critérios de decisão e que representam as variações estruturais da floresta restaurada. Adicionalmente, cenários de possíveis trajetórias de desenvolvimento de restauração foram simulados sob premissas de intensidade de uso na área ou manejo florestal. A análise dos cenários simulados foi realizada em função dos serviços hidrológicos de disponibilidade e regulação hídrica, com base em indicadores hidrológicos de vazão máxima (Q5), vazão mínima (Q95), vazão média (Q50), deflúvio anual, índice Flashiness (IF) e índice de fluxo base (BFI). As hipóteses testadas foram que o desenvolvimento em idade da restauração florestal diminuiria a disponibilidade de água na microbacia enquanto haveria um aumento na capacidade de regulação de água, permitindo definir a idade em que ocorre o *tradeoff* entre os dois serviços. Os resultados mostraram efetivamente uma tendência de diminuição do deflúvio anual e vazão mínima com o desenvolvimento da floresta, representando uma afetação na disponibilidade hídrica da microbacia, com o aumento da idade da floresta. Também foi observada a melhora na regulação dos fluxos da microbacia refletido na redução dos picos de vazão e na ocorrência de eventos. Porém, 30 anos não foi tempo suficiente para que a restauração voltasse ao consumo inicial de água, portanto, não foi possível definir a idade em que ocorre o *tradeoff* entre disponibilidade hídrica e regulação. Observou-se também que opções de manejo florestal podem ser uma alternativa potencial na redução do consumo hídrico da floresta restaurada sem comprometer sua capacidade em regular as vazões na microbacia.

Palavras-chave: Disponibilidade hídrica, Regulação, Serviços ecossistêmicos, Indicadores hidrológicos, Modelagem hidrológica

ABSTRACT

Simulation of the effect of forest restoration over time on the hydrological regime

For many years, the dynamics between forest and water have been studied, due to the fundamental role attributed to the forest in relation to its capacity for water regulation. However, the high water consumption of the forest during its development leads to a decrease in water resources in a given area, thus there is a tradeoff between water availability and regulation. In the face of the deterioration of forest areas in the world, a global movement of forest restoration has been generated, aiming to recover the functions of the forest and guarantee the provision of essential ecosystem services for the well-being of human beings. However, despite the execution of several restoration projects, little is known about the long-term hydrological effect of forest restoration effect at the catchment. Given this context, the general objective of the present study was to evaluate the effect of the development of forest restoration on the water regime of a watershed, in order to understand the dynamics of the trade-off between water supply and water regulation. For this purpose, using an experimental area with information on the physical environment and hydrological and meteorological monitoring, a physically distributed hydrological model was calibrated and validated, through which it was possible to simulate scenarios at different ages of forest restoration. The parameterization of the model was based on the characteristics of an experimental catchment of 0.72 km² in the process of forest restoration, located in the state of São Paulo - Brazil. After the hydrological model was calibrated and validated (R² of 0.67 and 0.87), the forest development scenarios were defined, considering restorations with 5, 15, and 30 years of age. These scenarios were established by changing physical-hydric parameters considered as decision criteria and that represent the structural variations of the restored forest. Additionally, scenarios of possible trajectories of restoration development were simulated under premises of intensity of use in the area or forest management. The analysis of the simulated scenarios was performed according to the hydrological services of availability and water regulation, based on hydrological indicators of maximum flow rate (Q₅), minimum flow rate (Q₉₅), average flow rate (Q₅₀), annual flow, Flashness index (IF) and baseflow index (BFI). The tested hypotheses were that the age development of forest restoration would decrease the water supply in the catchment while there would be an increase in the water regulation, allowing to define the age at which the tradeoff between the two services occurs. The results effectively showed a tendency to decrease the streamflow and minimum flow with the development of the forest, which representing an affectation on the water availability of the catchment, with the increase in the age of the forest. There was also an improvement in the water regulation of the catchment reflected in the reduction of peak flows and the flashness. However, 30 years was not enough time for the restoration to return from the initial water consumption, therefore, it was not possible to define the age at which the tradeoff between water availability and regulation occurs. It was also observed that forest management alternatives such as thinning can be a potential alternative in reducing the water consumption of the restored forest without compromising its ability to regulate flows in the watershed.

Keywords: Water supply, Water regulation, Ecosystem services, Hydrological indicators, Hydrological modelling

1. INTRODUÇÃO GERAL

A composição e o tipo de cobertura dentro da bacia hidrográfica influenciam na porção da precipitação que atinge o solo, e por sua vez, nos processos subsequentes como infiltração, percolação, armazenamento no perfil do solo, e drenagem profunda (Le Maitre et al., 1999). No caso da cobertura florestal, suas características típicas de forma, tamanho e densidade das copas (Oliveira & Dias, 2005; Savé et al., 2005), diâmetro do tronco (Miranda, 1992), ou sistema radicular (Mendonça, 2001) interferem na dinâmica dos processos hidrológicos (Brantley et al., 2017), limitando a quantidade de água que chega efetivamente ao solo, bem como alterando suas características (Lozano-Baez et al., 2019). Assim, o desenvolvimento florestal, como a sucessão de períodos de crescimento dos indivíduos, gera alterações na dinâmica do ecossistema (Klaus & Hui, 2013) decorrentes das mudanças estruturais que ocorrem ao longo deste crescimento como aumento da área basal, desenvolvimento das copas, estratificação do dossel, entre outros (Bauhus et al., 2009; Klaus & Hui, 2013). Estas variações estruturais no tempo influenciam diretamente o regime hidrológico da bacia e conferem à floresta madura conservada, o papel de manutenção da função reguladora exercida pelo solo nos processos hidrológicos da superfície (Ellison et al., 2017).

Os resultados das primeiras pesquisas feitas sobre os efeitos das florestas no ciclo da água, mitificaram certos conceitos (Andréassian, 2004) gerando a percepção social de que a floresta poderia aumentar a precipitação e a produção de água em uma bacia (Balbinot et al., 2008; Calder, 2007; Kaimowitz, 2001). No entanto, quando comparada com uma cobertura herbácea, em termos de evapotranspiração (ET), a floresta utiliza maior quantidade de água (Carlyle-Moses, 2004; Iroume & Huber, 2000; Vega et al., 2005) devido à extensão e profundidade das raízes das árvores, bem como a sua estrutura de copa (Schenk & Jackson, 2002). Isto resulta na diminuição da disponibilidade de água naquelas áreas com cobertura florestal, pelo que hoje o consenso científico valida a afirmação de que, em escala de bacia hidrográfica, com o aumento da cobertura florestal há uma diminuição na produção de água (Brognia et al., 2017; Calder, 1998; Filoso et al., 2017) pelo menos em curto prazo. De outro lado, alguns autores argumentam que embora a ET aumente em áreas com cobertura florestal, esta não deve ser considerada como uma perda, pois é água que acaba sendo incorporada novamente na atmosfera em forma de vapor de água, facilitando o seu transporte continental e promovendo a precipitação a nível local, regional e global, o que resulta na intensificação do ciclo hidrológico (Ellison et al., 2017). Ainda se discute em torno das limitações de escala temporal na hora de avaliar o efeito da cobertura florestal nos processos hidrológicos, uma vez que, apesar de ter

efeitos negativos em curto prazo, pode haver benefícios positivos em longo prazo (Filoso et al., 2017; Lozano-Baez et al., 2019), sendo que o aumento florestal também pode reduzir as taxas de escoamento superficial (Liang et al., 2015; Mohammad & Adam, 2010), ajudar na conservação do solo, melhorar a qualidade da água (Qi et al., 2019), ou aumentar as taxas de infiltração da água e consequente recarga de aquíferos que em longo prazo podem resultar na regulação dos fluxos, assim como no fornecimento de outros serviços ecossistêmicos (SE) (van Dijk & Keenan, 2007).

Em apenas cinquenta anos, quase dois terços dos SE foram degradados por meio de vários processos, entre os quais o desmatamento é destacado como um agente crítico de perda (MEA, 2005). No mundo aproximadamente 2 bilhões de hectares de floresta já foram degradados (Laestadius et al., 2011), sendo que no Brasil, apesar dos esforços para reduzir a taxa de desmatamento, desde 2013 há uma tendência de aumento na mesma, que vem sendo agravada desde 2018 (Silva et al., 2021). Diante dessa situação, há uma preocupação crescente com a biodiversidade, a resiliência e as funções do ecossistema florestal (Sahagian, 2000; Sharma et al., 2000), pois esta perda resulta em problemas de tipo, não apenas ambiental, mas também social pela limitação das funções básicas do ecossistema florestal em torno do recurso água (GWP, 2011). Assim, vários esforços internacionais estabeleceram metas para recuperação das áreas degradadas, baseadas na regeneração natural e no plantio de árvores (Laestadius et al., 2015). Isto impulsionou um movimento global de restauração (SCDB, 2011), fundamentado nos potenciais benefícios ambientais da restauração florestal que a colocam no centro da discussão como uma das possíveis formas de combater as mudanças climáticas, prevenir a extinção de espécies e melhorar a subsistência rural (Bastin et al., 2019; K. Suding et al., 2015).

Diante o movimento de restauração florestal atual, tem se implementado projetos de restauração em vários países do mundo, causando com isto mudanças na cobertura que irão afetar a dinâmica da água dentro da microbacia hidrográfica, definindo um *tradeoff* entre o declínio potencial da água em curto prazo com o estabelecimento da restauração, que poderia representar em longo prazo maior regulação dos fluxos pelo desenvolvimento da floresta. No entanto, existem poucos sobre os efeitos hidrológicos da restauração florestal (Filoso et al., 2017), especificamente sobre a variação da vazão com a mudança na cobertura florestal em áreas tropicais (Bentley et al., 2019). Desta forma, o monitoramento hidrológico desses projetos de restauração é essencial para medir sua efetividade, e, por sua vez, medir a eficácia da política que está por trás. Nesse sentido, é importante que a referida avaliação seja feita com objetividade, baseada em indicadores abrangentes que medem a capacidade do ecossistema, bem como a dinâmica dos processos ecológicos em diferentes escalas espaciais e temporais para a prestação dos serviços do ecossistema (De Groot et al., 2002). Porém, grande parte dos estudos que

avaliam a alteração do regime hidrológico de bacias se baseiam em valores médios de deflúvio desconsiderando outros indicadores hidrológicos que representam as possíveis variações do deflúvio ao longo do tempo (Filoso et al., 2017; Zhang et al., 2017), perdendo informação relevante sobre o desenvolvimento da floresta e sua influência nos serviços hidrológicos (Bentley et al., 2019).

A curva de permanência de vazão é uma ferramenta indispensável de análise que permite determinar diferenças na resposta hidrológica de uma bacia hidrográfica diante diversas mudanças, fornecendo informações sobre os regimes de fluxo que a bacia hidrográfica pode apresentar (Carrillo et al., 2011). Assim, o índice Q95 é usualmente utilizado na análise de riscos de períodos com fluxos baixos extremos (Verma et al., 2017), o índice Q50, corresponde à descarga igual ou superior a 50% do tempo e pode ser interpretado como o limiar superior dos índices utilizados na avaliação da contribuição das águas subterrâneas e/ou dos fluxos subsuperficiais (Smakhtin, 2001), este indicador está dentro do segmento médio de curva de permanência pelo que se utiliza para caracterizar os fluxos de eventos de precipitação de tamanho moderado (Yilmaz et al., 2008). Já para determinar os picos de descarga, tem se utilizado o segmento da curva de permanência entre os indicadores Q5 e Q20 (Pfannerstill et al., 2014) ou em alguns outros estudos, são utilizados intervalos mais rigorosos, entre o Q2 e o Q5 (Yilmaz et al., 2008). Outro indicador amplamente utilizado na avaliação do regime hidrológico de bacias, é o índice de fluxo base (BFI por suas siglas em inglês) dada sua importância na gestão de recursos hídricos e previsão de fluxos mínimos (Brauman et al., 2007; Campolo et al., 1999). O qual já foi estudado globalmente para identificar os padrões de variação das águas subterrâneas no mundo, encontrando que a contribuição de aquíferos para o fluxo dos rios depende principalmente da precipitação média anual, evapotranspiração, o relevo da bacia hidrográfica e a densidade de captação (Beck et al., 2013)

Os indicadores apresentados anteriormente são utilizados nos diferentes métodos propostos para a avaliação do efeito das mudanças do uso do solo na água, dentre os quais se destacam o método de bacias pareadas e os modelos hidrológicos (Liang et al., 2015). Estes últimos têm sido cada vez mais implementados dada a dificuldade em avaliar experimentalmente em campo os efeitos das mudanças no uso da terra que incluem, por exemplo, áreas florestais com longos períodos de desenvolvimento. Assim, os modelos hidrológicos que permitem representar os processos envolvidos na distribuição de chuvas e a geração de fluxos em uma certa bacia (Jorquera et al., 2012), assim como prever o comportamento de bacias sob condições diversas (L. de Lima, 2011; Tucci, 2005) surgiram como alternativas para simular os efeitos hidrológicos da implantação e crescimento da floresta, tornando-se úteis na abordagem dos

problemas relacionados com os recursos hídricos e que considera a complexidade do sistema hidrológico da bacia (Singh & Frevert, 2005). Modelos distribuídos de base física representam os processos hidrológicos da bacia (Devia, Ganasri, & Dwarakish, 2015; Refsgaard, Storm, & Clausen, 2010), com base em parâmetros físicos obtidos localmente e tem sido usados na análise do balanço hídrico de bacias hidrográficas (Calero, 2015), impacto da irrigação na qualidade da água (Tadeu, 2007), avaliação de efeitos hidrológicos de mudanças no uso da terra (Im et al., 2009), quantificação de processos que afetam a drenagem superficial e os níveis de água subterrânea (Jayatilaka et al., 1998), simulação de efeitos do uso da terra e das mudanças climáticas nas águas subterrâneas (Keilholz et al., 2015), entre outros. Exemplos típicos de modelos distribuídos de base física são o modelo de hidrologia de solo distribuído (DHSVM) (Thanapakpawin et al., 2007), o THALES (Grayson et al., 1992a), o SHETRAN (Ewen & Parkin, 1996) e o MIKE SHE (DHI, 2019b), sendo este último amplamente utilizado, dada sua completa representação da maior parte dos processos do ciclo hidrológico e sua versatilidade na representação espacial e temporal dos parâmetros que caracterizam a bacia hidrográfica (Refsgaard, 2007).

Com base neste contexto e utilizando-se de uma área experimental com informações do meio físico e monitoramento hidrológico o estudo desenvolvido avalio o efeito do desenvolvimento da restauração florestal no regime hídrico de uma microbacia, a fim de entender a dinâmica do *trade-off* entre disponibilidade e regulação hídrica, subsidiando com isso ao aperfeiçoamento de políticas públicas relacionadas à gestão dos recursos hídricos, do uso do solo e da vegetação nativa. Para isso, no segundo capítulo deste documento é detalhado todo o processo de parametrização, análise de sensibilidade, calibração e validação de um modelo hidrológico distribuído de base física em alta resolução, incluindo os desafios encontrados na modelagem de uma pequena área da região tropical com uma escala de processamento fina (5x5 m). A aplicação do modelo calibrado e validado é apresentada no terceiro capítulo do documento com a simulação de cenários de desenvolvimento da floresta restaurada em diferentes idades (Pastagem, 5, 15, e 30 anos); bem como quatro possíveis trajetórias da restauração florestal definidas em função do manejo florestal da área e intensidade do uso prévio. Todos os resultados foram analisados quanto a indicadores do serviço da disponibilidade hídrica (Deflúvio anual – Q, Vazões mínimas – Q5), e regulação hídrica (Vazões máximas – Q5, Índice de fluxo base – BFI, e índice flashiness – IF).

REFERÊNCIAS

- Beck, H. E., Van Dijk, A. I. J. M., Miralles, D. G., De Jeu, R. A. M., Bruijnzeel, L. A., McVicar, T. R., & Schellekens, J. (2013). Global patterns in base flow index and recession based on streamflow observations from 3394 catchments. *Water Resources Research*, 49(12), 7843–7863. <https://doi.org/10.1002/2013WR013918>
- Bentley, L., Coomes, D. A., & David Coomes, C. A. (2019). Partial river flow recovery with forest age is rare in the decades following establishment. *Glob Change Biol*, 00, 1–16. <https://doi.org/10.1111/gcb.14954>
- Brauman, K. A., Daily, G. C., Ka'eo Duarte, T., & Mooney, H. A. (2007). The Nature and Value of Ecosystem Services: An Overview Highlighting Hydrologic Services. <https://doi.org/10.1146/annurev.energy.32.031306.102758>
- Calero, A. (2015). The role of evapotranspiration in water resources management: local measurements and regional estimates. <https://dialnet.unirioja.es/servlet/dctes?codigo=100766>
- Campolo, M., Soldati, A., & Andreussi, P. (1999). Forecasting river flow rate during low-flow periods using neural networks. *Water Resources Research*, 35(11), 3547–3552. <https://doi.org/10.1029/1999WR900205>
- Carrillo, G., Troch, P. A., Sivapalan, M., Wagener, T., Harman, C., & Sawicz, K. (2011). Hydrology and Earth System Sciences Catchment classification: hydrological analysis of catchment behavior through process-based modeling along a climate gradient. *Hydrol. Earth Syst. Sci*, 15, 3411–3430. <https://doi.org/10.5194/hess-15-3411-2011>
- De Groot, R. S., Wilson, M. A., & Boumans, R. M. J. (2002). A typology for the classification, description and valuation of ecosystem functions, goods and services. *Ecological Economics*, 41(3), 393–408. [https://doi.org/10.1016/S0921-8009\(02\)00089-7](https://doi.org/10.1016/S0921-8009(02)00089-7)
- Devi, G. K., Ganasri, B. P., & Dwarakish, G. S. (2015). A Review on Hydrological Models. *Aquatic Procedia*, 4, 1001–1007. <https://doi.org/10.1016/j.aqpro.2015.02.126>
- DHI. (2019). MIKE SHE Volume 1: User Guide.
- Ewen, J., & Parkin, G. (1996). Validation of catchment models for predicting land-use and climate change impacts. 1. Method. *Journal of Hydrology*, 175(1–4), 583–594. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)80026-6](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)80026-6)
- Filoso, S., Bezerra, M. O., Weiss, K. C. B., & Palmer, M. A. (2017). Impacts of forest restoration on water yield: A systematic review. *PLoS ONE*, 12(8), e0183210. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0183210>

- Grayson, R. B., Moore, I. D., & McMahon, T. A. (1992). Physically based hydrologic modeling: 1. A terrain-based model for investigative purposes. *Water Resources Research*, 28(10), 2639–2658. <https://doi.org/10.1029/92WR01258>
- GWP. (2011). Situación de los recursos hídricos en Centroamérica: hacia una gestión integrada. Programa de Desarrollo de Zonas Fronterizas en América Central de la Unión Europea; Banco Centroamericano de Integración Económica.
- Im, S., Kim, H., Kim, C., & Jang, C. (2009). Assessing the impacts of land use changes on watershed hydrology using MIKE SHE. *Environmental Geology*, 57(1), 231–239. <https://doi.org/10.1007/s00254-008-1303-3>
- Jayatilaka, C. J., Storm, B., & Mudgway, L. B. (1998). Simulation of water flow on irrigation bay scale with MIKE-SHE. *Journal of Hydrology*, 208(1-2 /2), 108–130. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00151-6](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00151-6)
- Jorquera, E., Weber, J. F., & Reyna, S. M. (2012). Revisión del estado del arte en la modelación hidrológica distribuida e integrada. <https://www.researchgate.net/publication/266885248>
- Keilholz, P., Disse, M., & Halik, Ü. (2015). Effects of Land Use and Climate Change on Groundwater and Ecosystems at the Middle Reaches of the Tarim River Using the MIKE SHE Integrated Hydrological Model. *Water*, 7(12), 3040–3056. <https://doi.org/10.3390/w7063040>
- Laestadius, L., Buckingham, K., Maginnis, S., & Saint-Laurent, C. (2015). Before Bonn and beyond: The history and future of forest landscape restoration. In *Unasylva* (Vol. 66, Issue 245, pp. 11–18). Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- Laestadius, L., Maginnis, S., Minnemeyer, S., Potapov, P., Saint-Laurent, C., & Sizer, N. (2011). Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación Revista internacional de silvicultura e industrias forestales. *Revista Internacional de Silvicultura e Industrias Forestales*, 62(2), 47–48. www.youtube.com/
- Liang, W., Bai, D., Wang, F., Fu, B., Yan, J., Wang, S., Yang, Y., Long, D., & Feng, M. (2015). Quantifying the impacts of climate change and ecological restoration on streamflow changes based on a Budyko hydrological model in China's Loess Plateau. *Agupublications*, 51(8), 6500–6519. <https://doi.org/10.1002/2014WR016589>
- Lima, L. de. (2011). Implementação de um modelo hidrológico distribuído na plataforma de modelagem Dinamica EGO.
- MEA. (2005). ECOSYSTEMS AND HUMAN WELL-BEING.

- Pfannerstill, M., Guse, B., & Fohrer, N. (2014). Smart low flow signature metrics for an improved overall performance evaluation of hydrological models. *Journal of Hydrology*, 510, 447–458. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.12.044>
- Refsgaard, J., Storm, B., & Clausen, T. (2010). Système Hydrologique Européen (SHE): review and perspectives after 30 years development in distributed physically-based hydrological modelling. *Hydrology Research*, 41(5), 355–377. <https://doi.org/10.2166/nh.2010.009>
- Sahagian, D. (2000). Global physical effects of anthropogenic hydrological alterations: Sea level and water redistribution. *Global and Planetary Change*, 25(1–2), 39–48. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(00\)00020-5](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(00)00020-5)
- SCDB. (2011). La Diversidad Biológica Forestal. El Tesoro Viviente De La Tierra.
- Sharma, K. P., Vorosmarty, C. J., & Moore, B. (2000). Sensitivity of the himalayan hydrology to land-use and climatic changes. *Climatic Change*, 47(1–2), 117–139. <https://doi.org/10.1023/A:1005668724203>
- Silva, J. C. H. L., Pessôa, A. C. M., Carvalho, N. S., Reis, J. B. C., Anderson, L. O., & Aragão, L. E. O. C. (2021). The Brazilian Amazon deforestation rate in 2020 is the greatest of the decade. *Nature Ecology & Evolution*, 5, 144–145. <https://doi.org/10.1038/s41559-020-01368-x>
- Singh, V., & Frevert, D. (2005). Watershed models. [https://books.google.es/books?hl=es&lr=&id=mn8Foj3rAwQC&oi=fnd&pg=PP1&dq=SINGH,+V.+P.%3B+FREVERT,+D.+K.+\(ed.\).+Flexile+integrated+waterseh+modeling+with+MIKE+SHE.+In:+Watershed+models.+CRC+Press,+2005.&ots=oaTNKXEFsE&sig=Ngxey4xC-OxvmsXQRvW95WgyWj8](https://books.google.es/books?hl=es&lr=&id=mn8Foj3rAwQC&oi=fnd&pg=PP1&dq=SINGH,+V.+P.%3B+FREVERT,+D.+K.+(ed.).+Flexile+integrated+waterseh+modeling+with+MIKE+SHE.+In:+Watershed+models.+CRC+Press,+2005.&ots=oaTNKXEFsE&sig=Ngxey4xC-OxvmsXQRvW95WgyWj8)
- Smakhtin, V. U. (2001). Low flow hydrology: A review. *Journal of Hydrology*, 240(3–4), 147–186. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00340-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00340-1)
- Tadeu, L. (2007). Impacto da irrigação na bacia hidrográfica do ribeirão dos Marin. Universidade de São Paulo.
- Thanapakpawin, P., Richey, J., Thomas, D., Rodda, S., Campbell, B., & Logsdon, M. (2007). Effects of landuse change on the hydrologic regime of the Mae Chaem river basin, NW Thailand. *Journal of Hydrology*, 334(1–2), 215–230. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.10.012>
- Tucci, C. (2005). Modelos hidrológicos. <http://www.sidalc.net/cgi-bin/wxis.exe/?IsisScript=uninat.xis&method=post&formato=2&cantidad=1&expresion=mfn=003303>

- Verma, M., Murthy, S., Verma, S., & Mishra, S. (2017). Design flow duration curves for environmental flows estimation in Damodar River Basin, India. *Applied Water Science*, 7, 1283–1293. <https://doi.org/10.1007/s13201-016-0486-0>
- Yilmaz, K. K., Gupta, H. V., & Wagener, T. (2008). A process-based diagnostic approach to model evaluation: Application to the NWS distributed hydrologic model. *Water Resources Research*, 44(9). <https://doi.org/10.1029/2007WR006716>
- Zhang, M., Liu, N., Harper, R., Li, Q., Liu, K., Wei, X., Ning, D., Hou, Y., & Liu, S. (2017). A global review on hydrological responses to forest change across multiple spatial scales: Importance of scale, climate, forest type and hydrological regime. *Journal of Hydrology*, 546, 44–59. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.12.040>

2. MODELAGEM HIDROLÓGICA EM FINA ESCALA DE UMA MICROBACIA TROPICAL DE PRIMEIRA ORDEM

RESUMO

O conhecimento da dinâmica dos processos hidrológicos que dominam a bacia hidrográfica é vital diante do déficit hídrico global, visto que são a base para a gestão dos recursos hídricos. No entanto, a dificuldade em manter o monitoramento de longo prazo se constitui na primeira limitação para o entendimento da dinâmica desses processos. Nesse sentido, os modelos hidrológicos são uma ferramenta que permite, a partir de características físicas, fluviométricas e meteorológicas, representar a dinâmica atual do fluxo de água à escala de bacia, sendo que os últimos avanços na área de modelagem hidrológica também possibilitam a análise das implicações ecológicas próprias dessa dinâmica. No entanto, a maioria de modelos hidrológicos são desenvolvidos para regiões temperadas e grandes bacias hidrográficas, sem conciliar as escalas de medição e modelagem, o que afeta sua precisão. Dentro desse contexto, o objetivo desse estudo foi determinar a sensibilidade dos parâmetros de um modelo hidrológico distribuído de base física parametrizado em fina escala na região tropical e analisar seu nível de ajuste nos procedimentos de calibração e validação para a simulação de cenários. O estudo foi realizado em uma microbacia experimental (0,72 km²) com cobertura florestal localizada no estado de São Paulo - Brasil, fazendo uso do modelo MIKE SHE acoplado ao modelo hidrodinâmico MIKE 11. A parametrização do modelo foi feita com base em dados meteorológicos e fluviométricos coletados em campo, bem como características físico-hidráulicas do solo e da cobertura florestal presente na microbacia. Dessa forma, foram simulados os processos de evapotranspiração real, escoamento superficial, escoamento no canal, movimento da água na zona não saturada, e movimento da água na zona saturada. A análise de sensibilidade realizada antes da calibração foi aplicada para quatorze parâmetros que representam todos os processos simulados. A calibração e validação, foi feita manualmente, seguindo uma metodologia de hierarquização das vazões e fazendo uso da curva de permanência de vazão para a análise visual, bem como os valores de índices hidrológicos e diferentes critérios estatísticos de eficiência. Os resultados mostraram que a condutividade hidráulica horizontal (K_x) e o fluxo pelos macroporos foram os parâmetros mais influentes do modelo, sendo que a K_x é importante tanto em pequena como em grande escala, enquanto parâmetros como coeficiente de troca entre a zona saturada e o rio, não mostram influência em escalas menores. Na calibração os principais critérios de eficiência avaliados (NSE e R²) obtiveram valores de 0.64 e 0.67, sendo que durante a validação esses valores foram maiores de 0.70 e 0.87, no entanto observou-se um baixo ajuste das vazões mínimas durante a validação do modelo. Foi evidente a necessidade de incluir diversos indicadores hidrológicos durante calibração de forma a garantir maior robustez ao modelo, bem como a importância de ter adequadas condições iniciais do solo para a área a ser modelada.

Palavras chave: Processos hidrológicos, Análise de sensibilidade, Indicadores hidrológicos, Critérios de eficiência, Modelo MIKE SHE

ABSTRACT

Knowledge of the hydrological processes dynamic that dominates the catchment is vital in the face of the global water deficit. However, the lack of long-term monitoring data

séries is a limitation for understanding that dynamic. In this sense, hydrological models are a tool that allows representing the current dynamics of water flow at the catchment scale, based on physical, fluvimetric, and meteorological characteristics. Furthermore, the latest advances in the area of hydrological modeling also enable the analysis of ecological implications of this dynamic. Most hydrological models are developed for temperate regions and large watersheds, without reconciling the measurement and modeling scales, which affects their accuracy. Within this context, the objective of this study was to determine the sensitivity of the parameters of a physically distributed hydrological model parameterized in a fine-scale in the tropical region and to analyze its fit in the calibration and validation procedures for the simulation of scenarios. The study was carried out in an experimental catchment (0.72 ha) with forest cover located in the state of São Paulo - Brazil, using the MIKE SHE model coupled to the hydrodynamic model MIKE 11. The parameterization of the model was based on meteorological data and fluvimetric data collected in the field, as well as physical-hydraulic characteristics of the soil and forest cover present in the catchment. In this way, the processes of real evapotranspiration, overland flow, channel flow, water movement in the unsaturated zone, and water movement in the saturated zone were simulated. The sensitivity analysis performed before the calibration was applied to fourteen parameters that represent all simulated processes. Calibration and validation were done manually, following a hierarchy methodology and using the flow duration curve for visual analysis, as well as hydrological indicators and different statistical efficiency criteria. The results showed that the horizontal hydraulic conductivity (K_x) and the bypass flow were the most influential parameters of the model, with K_x being important both on a small and large scale, as parameters such as the leakage coefficient, show no influence on smaller scales. In the calibration, the main efficiency criteria evaluated (NSE and R^2) obtained values of 0.64 and 0.67, and during the validation, these values were greater than 0.70 and 0.87, however, a low adjustment of the minimum flow rates was observed during the validation of the model. It was evident the need to include several hydrological indicators during calibration in order to guarantee greater robustness to the model, as well as the importance of having adequate initial soil conditions for the area to be modeled.

Keywords: Hydrological processes, Sensitivity analysis, Hydrological indicators, Efficiency criteria, MIKE SHE model

2.1. INTRODUÇÃO

Diante do déficit hídrico global (Brito et al., 2007) causado pelas tendências de uso da água e os impactos negativos e irreversíveis na capacidade dos ecossistemas que a abastecem (Andrade & Romeiro, 2009), é fundamental o conhecimento da dinâmica dos processos hidrológicos que dominam a bacia hidrográfica (Gomani et al., 2010). No entanto, uma das limitações para entender essa dinâmica no Brasil é a falta de dados de monitoramento em longo prazo, como séries de vazão e precipitação (Beskow et al., 2013). Nesse sentido, a modelagem hidrológica se constitui como uma ferramenta útil por representar os processos envolvidos na distribuição de chuvas e a geração de fluxos dentro da bacia (Jorquera et al., 2012) e com base nessa representação, simular cenários futuros sob diversas condições, ajudando a nosso entendimento sobre a dinâmica hidrológica (Marhaento et al., 2018; Sultana & Coulibaly, 2011).

A modelagem hidrológica tem se desenvolvido ao ponto de permitir não só descrever as características do fluxo e qualidade da água, mas também suas interações ecológicas e até suas implicações econômicas, sendo uma ferramenta cada vez mais utilizada como referência na tomada de decisões em torno do gerenciamento dos recursos hídricos na escala global (Refsgaard, 2007). O modelo MIKE SHE é um modelo hidrológico distribuído de base física desenvolvido em 1990 que inclui os processos do ciclo hidrológico: precipitação, evapotranspiração, interceptação, fluxo do rio, fluxo saturado de água subterrânea e fluxo de água subterrânea não saturado (Devi et al., 2015; Refsgaard et al., 2010). O modelo tem demonstrado sua versatilidade e grande utilidade no estudo de processos hidrológicos graças às vantagens observadas na representação dos componentes do ciclo hidrológico quando comparado com outros modelos convencionais, além da flexibilidade para integrar os processos hidrológicos em diferentes escalas de tempo (Ma et al., 2016; Sandu & Virsta, 2015). Apresenta uma estrutura modular cujo módulo básico é o do movimento da água e onde a bacia é representada por duas redes de grids análogas aos componentes do fluxo de águas superficiais e subterrâneas, unidos por colunas verticais que representam a zona não saturada (Im et al., 2009). O MIKE SHE já foi usado em vários estudos a fim de avaliar o impacto da irrigação na qualidade da água (Tadeu, 2007), mensurar os efeitos hidrológicos de mudanças no uso da terra (Im et al., 2009), quantificar os processos que afetam a drenagem superficial e os níveis de água subterrânea (Jayatilaka et al., 1998), simular os efeitos do uso da terra e das mudanças climáticas nas águas subterrâneas (Keilholz et al., 2015), avaliar o impacto do manejo florestal sobre os rendimentos de água (Sun et al., 2006), mensurar o impacto dos incêndios florestais (McMichael et al., 2006), entre outros.

A aplicação de um modelo hidrológico dependerá de sua capacidade de reproduzir adequadamente os processos que ali ocorrem, para o qual é necessário realizar a comparação entre dados simulados e observados mediante um processo de calibração e validação (C&V) (Refsgaard, 1997). Embora os modelos hidrológicos distribuídos de base física permitam distribuir completamente no espaço os parâmetros utilizados na sua construção, este tipo de modelos precisa de um grande número de parâmetros que não podem ser obtidos em sua totalidade mediante a observação direta em campo (Madsen, 2003; Vrugt et al., 2008), pois são altamente variáveis tanto no espaço quanto no tempo, fazendo com que sua exata representação seja impossível (Hansen et al., 2007; Madsen, 2003) e tornando necessária a calibração e validação (C/V). Em essência, a calibração consiste em ajustar um modelo generalizado às características de uma área específica, modificando parâmetros selecionados do modelo dentro de uma faixa dada, a fim de reduzir os erros e incertezas da simulação (Daggupati et al., 2015; Engel et al., 2007). A validação, por sua parte, corresponde à demonstração da capacidade do modelo em obter dados

com precisão suficiente em relação às observações de campo, em condições diferentes às da calibração (Refsgaard, 2007). Desta forma o modelo é considerado calibrado e validado quando a comparação dos dados simulados e observados atingem um nível aceitável de desempenho definido previamente (Engel et al., 2007).

A determinação dos parâmetros a serem modificados durante a calibração do modelo hidrológico é feita mediante uma análise de sensibilidade, uma ferramenta cada vez mais importante nos processos de modelagem, por permitir a identificação e priorização dos parâmetros que dentro de um modelo geram as maiores variações na magnitude, variabilidade e dinâmica da resposta do modelo (H. Gupta & Razavi, 2017). Deste modo são definidos os parâmetros mais influentes no modelo diminuindo assim o número de modificações necessárias nos processos de C/V, pois se todos eles puderem variar livremente o modelo será excessivamente parametrizado, limitando sua credibilidade (Beven, 1996). A quantidade e qualidade dos dados observados utilizados para comparar, de outro lado, são uns dos principais fatores que afetam o rendimento do modelo na C&V, no entanto, os valores dos parâmetros que caracterizam a bacia também são, sendo fundamental que na parametrização inicial sejam avaliadas possíveis inconsistências nesses valores, pois a não solução delas dificultará o processo de C&V do modelo (Yilmaz, Gupta, & Wagener, 2008).

Atualmente, tanto a análise de sensibilidade quanto a C&V podem ser feitas manual (Dai et al., 2010b; Im et al., 2009) ou automaticamente (Doummar et al., 2018; Sonnenborg et al., 2017), no entanto, ainda faltam procedimentos objetivos e confiáveis, através dos quais sejam diminuídos os erros na modelagem (Smith et al., 2004). A calibração automática permite o uso de funções objetivo que otimizam o valor dos parâmetros adicionados ao modelo, modificando simultaneamente parâmetros e reduzindo o tempo de calibração (Gupta et al., 1999). A calibração manual, de outro lado, precisa de uma maior quantidade de tempo mas permite entender melhor a forma em que os processos ocorrem dentro do modelo e ajuda na identificação de possíveis deficiências (Waseem et al., 2020), o que é especialmente útil quando se trabalha em áreas tropicais nas que a modelagem é particularmente complexa devido às características típicas dessa zona como os padrões sazonais de precipitação (Pascale et al., 2015), eventos de chuva de alta intensidade (Hudson, 1982), altas temperaturas (Buringh, 1970), solos no estágio final de intemperismo, e portanto, mais profundos (Botula et al., 2013), o maior conteúdo de matéria orgânica pela presença de vegetação exuberante (Buringh, 1970), entre outros. Estas características fazem com que os processos ocorram diferente de como ocorrem na zona temperada, onde foram desenvolvidos a maioria dos modelos hidrológicos (Wohl et al., 2012).

Estudos de modelagem realizados previamente já identificaram alguns parâmetros comuns que podem ser considerados como os mais sensíveis, dentre eles está a condutividade hidráulica horizontal (Dai et al., 2010b; Garcia, 2018; Zhang et al., 2008), condutividade hidráulica vertical (Sandu & Virsta, 2015; Xevi et al., 1997), a condutividade hidráulica saturada (Doummar et al., 2012), a constante do tempo de drenagem (Zhang et al., 2008), a rugosidade do terreno (Loliyana & Patel, 2018; Sahoo et al., 2006), a retenção superficial (Sandu & Virsta, 2015), o coeficiente de troca ZS-rio (Henriksen et al., 2003; Jaber & Shukla, 2012; Thompson et al., 2004) e alguns parâmetros da vegetação (Dai et al., 2010b; Doummar et al., 2012; Garcia, 2018; Sahoo et al., 2006) (Dai et al., 2010b; Doummar et al., 2012; L. G. Garcia, 2018; Sahoo et al., 2006). A sensibilidade dos parâmetros usados na construção do modelo, pode variar em função da escala de modelagem utilizada, sendo que em escalas finas com tamanhos de grid no maiores a 10 metros, geralmente ocorre uma melhora na representação física da bacia por distribuir com maior detalhe no espaço, por exemplo, as características edáficas que devido à sua heterogeneidade podem alterar significativamente a saída do modelo (Minet et al., 2011). Da mesma forma, o uso de essa fina escala afetará a calibração do modelo pois a maioria dos parâmetros dependem dela sendo que em um grid de menor tamanho, aumenta o sentido físico dos parâmetros (Vázquez et al., 2002). No entanto, boa parte dos estudos que envolvem modelagem hidrológica, são desenvolvidos para grandes áreas, deixando de lado a importância de reconciliar as escalas de medição e modelagem, tanto quanto possível para manter a precisão na resposta do modelo (Grayson et al., 1992a), isto uma vez que boa parte dos dados hidrológicos disponíveis, geralmente correspondem a microbacias dada a complexidade na medição de processos como evapotranspiração ou interceptação, que é particularmente difícil em larga escala (Buttle, 1998).

Além disso, embora seja comum encontrar pesquisas da dinâmica dos processos hidrológicos em grandes bacias (Doummar et al., 2012; Sonnenborg et al., 2017; Sultana & Coulibaly, 2011), alguns trabalhos sugerem a importância da avaliação em uma escala menor (microbacia), dadas as diferenças conceituais que têm áreas de captação de até 1km² em comparação com bacias maiores (Tetzlaff et al., 2008), pois pequenas áreas de afluentes de grandes rios, por suas características naturais geram diversos mecanismos de resposta refletidos a jusante (Ma et al., 2016), que ao ser avaliadas em uma escala maior podem ser mascaradas por outros fatores. Isto é, em bacias hidrográficas maiores, os processos hidrológicos podem ser mais influenciados pelo regime hidrológico e fatores geológicos, enquanto em bacias menores esta influência pode ser resultado da presença de diferentes tipos de cobertura (Lal, 1993; Zhang et al., 2016). Desta forma, a escolha da escala apropriada para avaliar efeitos sobre os processos

hidrológicos, também dependerá dos objetivos da avaliação (Lal, 1993) mas entender a complexidade da resposta hidrológica em pequena escala é o primeiro passo para entender a variabilidade da resposta em uma escala maior (Bachmair & Weiler, 2014). Diante esse contexto, utilizando-se de uma área experimental com informações do meio físico de monitoramento hidrológico, o objetivo geral deste capítulo é determinar a sensibilidade dos parâmetros de um modelo hidrológico distribuído de base física parametrizado em fina escala na região tropical e analisar seu nível de ajuste nos procedimentos de calibração e validação para a simulação de cenários.

2.2. MATERIAIS E METODOS

2.2.1. Área de estudo

O estudo foi realizado em uma microbacia experimental com uma área de 72,3 ha localizada na Estação Experimental de Ciências Florestais de Itatinga (EECFI), em Itatinga/SP (Figura 1). A área administrativa da como ponto de referência da EECFI, se encontra à latitude de 23°10' S e longitude de 48°40' W, com elevação média de 850 metros, solos do tipo Latossolos e Argissolos, e topografia levemente ondulada. Segundo a classificação de Köppen, o clima desta região é mesotérmico de inverno seco (Cwa), isto é, subtropical úmido com precipitação média anual de 1.350 mm e temperaturas médias anuais de 20°C, sendo 3°C a temperatura média mínima do mês mais frio e 32°C a temperatura média mínima do mês mais quente (Alvares et al., 2013). A vegetação típica da área corresponde à floresta estacional semidecidual (M. S. Sartori et al., 2002) caracterizada por espécies caducifólias de até 30 m de altura com densa vegetação inferior (Hueck, 1972).

Figura 1. Localização da área de estudo (microbacia experimental em Itatinga-SP) e vista área da cobertura do solo no ano de 2017.

2.2.2. Caracterização física da microbacia experimental

A partir das cartas plani-altimétricas do plano Cartográfico do Estado de São Paulo, escala 1:10.000, disponibilizadas pelo Instituto Geográfico e Cartográfico do Estado de São Paulo (IGC), foram vetorizadas manualmente as feições lineares das curvas de nível e rios, bem como a feição dos pontos cotados. Para isso, foi utilizada como plataforma SIG (Sistema de Informação Geográfica) o software ArcGIS 10.3 com uma escala de visualização fixa de 1:2000, na qual foi realizada a vetorização ponto a ponto, seguindo o centro da espessura das linhas e pontos. Com base nessas informações foram determinados os divisores de água e estabelecido o limite da microbacia (Figura 2).

Figura 2. Mapa plani-altimétrico da microbacia, destacando as curvas de nível, pontos cotados do terreno, hidrografia e localização dos poços piezométricos

2.2.3. Elevação do Terreno

A elevação do terreno (Figura 3) foi estimada a partir das informações cartográficas previamente obtidas de curvas de nível, rios e pontos cotados. Utilizando o algoritmo “Topo to raster”, o processo de interpolação foi realizado no ArcGIS 10, com resolução espacial de 5 metros, gerando o modelo digital do terreno – MDT.

Figura 3. Modelo digital do terreno (MDT), com resolução de 5x5 metros, obtido a partir das informações de curvas de nível e pontos cotados das cartas topográficas do IGC na escala 1:10.000.

2.2.4. Geologia e solos

O mapa geológico na escala 1:750.000 disponibilizado pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM), mostra que o material geológico da microbacia experimental pertence ao grupo Bauru, Formação Marília, constituído por rocha sedimentar do tipo arenito. Os solos presentes na área da microbacia experimental (Figura 4) foram previamente descritos por Gonçalves et al. (2012). Em 95,6% da área ocorrem solos do tipo Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico típico com horizonte A moderado e textura média (16% argila, 2% silte e 82% areia) – LVAd., enquanto que em 4,4% restante apresenta solo do tipo Gleissolo – G (Gonçalves et al., 2012).

Figura 4. Distribuição espacial dos tipos de solo presentes na microbacia experimental (Fonte: Gonçalves et al., 2012) e localização dos pontos de amostragem para determinação, em laboratório, da condutividade hidráulica do solo saturado e da curva de retenção de umidade de água no solo

2.2.5. Uso do Solo

A microbacia experimental tem um histórico 100% florestal de uso e ocupação do solo. Prévio ao processo de restauração a área foi ocupada por plantios de *Eucalyptus* sp. os quais foram cortados entre julho e agosto de 2016 em 55,2% de sua área (Cassiano, 2017). No restante 42,1% os plantios de *Eucalyptus* foram abandonados devido à restrição legal para seu corte, pelo que atualmente correspondem a uma área de regeneração avançada dentro do plantio abandonado de *Eucalyptus* e que tem uma idade aproximada de 36 anos (Santos et al., 2019) (Tabela 1). Posterior ao corte de 55,2% da microbacia, foi realizado o plantio de restauração durante o primeiro semestre de 2017 aplicando diversos modelos de restauração (Figura 5).

Tabela 1. Uso do solo dentro da microbacia experimental. Respectivas áreas e porcentagens de uso.

Uso do Solo	Área	
	ha	%
Regeneração avançada em plantio abandonado de <i>Eucalyptus saligna</i> (RAE)	30.4	42.1
Plantio de restauração florestal (PRF)	39.9	55.2
Carreadores	1.9	2.6
Total	72.3	100

Figura 5. Uso do solo dentro da microbacia experimental. A: Área de regeneração avançada em plantio abandonado de *Eucalyptus saligna* (RAE), B: Área do plantio de restauração florestal (PRF).

2.2.6. Caracterização físico-hídrica do uso do solo

A fim de caracterizar os processos hidrológicos que se relacionam com a estrutura da cobertura vegetal na microbacia, tais como a evapotranspiração, interceptação ou escoamento superficial, foram levantados parâmetros característicos da regeneração avançada em plantio abandonado de *Eucalyptus saligna* (RAE) e do plantio de restauração florestal (PRF). Ditos parâmetros foram levantados em campo ou obtidos em literatura como detalhado a seguir.

2.2.6.1. Índice de área foliar

O índice de área foliar (IAF) foi levantado em campo utilizando o Ceptômetro Accupar LP-80 (Figura 6), um equipamento portátil que incorpora um microprocessador *datalogger* e uma sonda com 80 sensores independentes sensíveis à radiação fotossinteticamente ativa (PAR) do dossel, a partir da qual é calculado o IAF da floresta. Devido a vegetação da área corresponder a floresta estacional semidecidual, este parâmetro foi medido em duas épocas do ano. A primeira

época foi definida no final do período chuvoso (maio), devido ao fato de que altas taxas de radiação solar e boa disponibilidade da água permitem que as plantas tenham uma plena atividade vegetativa refletindo positivamente sobre o IAF. A segunda medição, feita no final do período seco (outubro) foi estabelecida considerando que para esse momento algumas espécies perdem parte de sua folhagem afetando o IAF (Waterloo, 1994). Deste modo conseguiu-se caracterizar a variação da vegetação com características sazonais presente na microbacia experimental ao longo do ano.

Figura 6. Medição da radiação fotosinteticamente ativa utilizando o Ceptômetro Accupar LP-80 para estimação do índice de área foliar das coberturas presentes na microbacia experimental

As medições foram realizadas na faixa horaria das 11:00 às 14:00 horas, em dias de céu aberto. Foram utilizados dois Ceptômetros, um dos quais foi deixado completamente exposto à radiação registrando os valores da PAR a cada minuto. Enquanto isso, com o segundo ceptômetro, se realizaram as medições da PAR nas áreas da RAE e da PRF. Para a medição se utilizaram transectos de 20 metros de comprimento, em cada um dos quais se marcaram 5 pontos de medição equidistantes, sendo que em cada ponto do transecto foram registrados 4 valores da PAR na direção dos quatro pontos cardiais (Facci et al., 2010). No total foram estabelecidos 22 transectos, 17 dos quais corresponderam ao PRF, uma vez que a restauração foi feita em subáreas aplicando tratamentos que diferem entre si pela quantidade de área implantada, espécies vegetais e tipo de implantação; nesse sentido, as medições foram feitas em cada uma das subáreas representando a heterogeneidade do PRF. No caso da RAE foram feitos apenas 5 transectos já que é uma área florestal de idade avançada com maior homogeneidade. Estes transectos se estabeleceram a partir de pontos aleatórios dentro da microbacia, que foram gerados em ambiente SIG.

Para o cálculo do IAF, foram sincronizados os valores registrados nos ceptômetros dentro e fora das áreas do PRF e RAE de acordo com a hora em que foi feita a medição e se utilizaram as equações a seguir para estimar o valor do IAF (Decagon devices, 2001):

$$IAF = \frac{[(1 - 0,5k)f_b - 1]ln\tau}{A(1 - 0,47f_b)}$$

Em que:

IAF = Índice de Área Foliar;

A = Absorção das folhas;

f_b = Fração de feixe de radiação;

τ = Razão da PAR dentro e fora do dossel; e

k = Coeficiente de extinção.

$$f_b = 1,395 + r(-14,43 + r(-59,024 + r24,835))$$

Em que:

f_b = Fração de feixe de radiação;

r = Fração de PAR direta na sonda;

Finalmente, o IAF da RAE correspondeu ao valor médio das medidas feitas nos cinco transectos, enquanto que para o PRF foi feita uma média ponderada do IAF obtido em cada transecto segundo o tamanho da subárea em que foi aplicado o tratamento de restauração. Os parâmetros utilizados para o cálculo do IAF se encontram Tabela 2.

Tabela 2. Parâmetros utilizados no cálculo do índice de área foliar (IAF) dentro da microbacia experimental

Parâmetro	Símbolo	Equação
Coeficiente de extinção	k	$\frac{1}{2 \cdot \cos\theta}$ ⁽¹⁾
Absorção das folhas	A	$A = 0,283 + 0,785a - 0,159a^2$ ⁽¹⁾
Fração de PAR direta na sonda	r	$\frac{2550 \cdot \cos\theta}{PAR_{dentro}}$ ⁽²⁾

⁽¹⁾ (Decagon devices, 2001); ⁽²⁾ Decagon devices, 2009.

A Tabela 3 mostra os valores do índice de área foliar obtidos nos meses de maio e outubro para as áreas da RAE e o PRF. no fim do período chuvoso o IAF do PRF foi de 1,05 m².m⁻² enquanto no fim do período seco foi de 0,86 m².m⁻². Na área da RAE, o IAF foi maior nas duas épocas, com valores de 4,54 e 4,17 m².m⁻² no fim do período chuvoso e seco respectivamente.

Tabela 3. Valores de o índice de área foliar (IAF) levantado para cada uso do solo encontrado dentro da microbacia experimental. PRF: Plantio de Restauração Florestal; RAE: Regeneração avançada em plantio abandonado de *Eucalyptus saligna*; 25, 50 e 100%: porcentagem de área plantada com restauração; F: Plantio em Faixas; T: Plantio em núcleos quadrados; RLT1: Plantio intercalado de espécies nativas e exótica com exploração madeireira; RLT2: Plantio intercalado de espécies nativas e exótica sem exploração madeireira; RLT3: Plantio de 8 espécies nativas com exploração madeireira em todas as espécies; RLT4: Plantio de 8 espécies nativas com exploração madeireira em metade da área.

Uso do solo	Tratamento	IAF		Área ha	Media IAF (m ² .m ²)	
		Maio	Outubro		Maio	Outubro
PRF	25%F	0,64	0,66	4,38		
	25%T	0,72	0,61	3,6		
	50%F	0,67	0,59	3,87		
	50%T	0,92	0,86	4,41		
	RLT1	1,97	1,53	3,17	1,05	0,86
	RLT2	1,72	1,29	2,95		
	RLT3	1,22	0,79	3,62		
	RLT4	0,91	0,47	3,44		
	100%	1,25	1,07	4,31		
RAE	--	4,54	4,17	27,45	4,54	4,17

2.2.6.2. Profundidade radicular e coeficiente de cultura

Devido à dificuldade de se medir a profundidade radicular das coberturas presentes na microbacia, esta foi estimada a partir de dados da literatura, sendo que áreas onde o predomínio é de indivíduos arbóreos apresentam uma profundidade de raiz maior em comparação áreas com vegetação de menor tamanho (arbustos). Com base nessas informações de literatura para o presente trabalho a profundidade de raiz foi considerada como 7 m para o caso da RAE e 2 m para a área do PRF (Canadell et al., 1996). Em relação com o coeficiente de cultura

O coeficiente de cultura, por sua parte, é uma característica que, embora tenha sido estudada amplamente para culturas, não tem sido igualmente desenvolvida para o caso de ecossistemas naturais como a floresta (Glenn et al., 2011). Assim para efeito desse estudo o valor inicial atribuído correspondeu a 1 (Allen et al., 1998).

2.2.7. Rugosidade do terreno e detenção superficial

A rugosidade do terreno é uma característica que varia em função do tipo de solo e da cobertura vegetal presente na área. A estimação desta rugosidade foi baseada no coeficiente m de Manning que corresponde ao inverso do usual Manning's (n), e que por sua vez, foi calculado a

partir do valor da curva número encontrada na Classificação hidrológica de solos brasileiros (Sartori et al., 2005). O valor da curva número foi determinado com base no grupo hidrológico do solo, o tipo de cobertura e sua condição hidrológica (Sartori et al., 2010). Nesse sentido, o solo do tipo LVAd está classificado como grupo hidrológico A, enquanto eu o solo tipo G pertence ao grupo hidrológico D. Quanto ao tipo de cobertura vegetal, a área da RAE foi considerada como cobertura florestal e o PRF como uma combinação de árvores e gramíneas. Uma vez atribuídos os valores correspondentes a essas informações, foi determinado o coeficiente de rugosidade (n) aplicando a equação a seguir deduzida por Mingoti (2012).

$$n = \frac{\left(\frac{BP_2^{0,5} \cdot i^{0,4}}{0,007} \right)^{\frac{1}{8}}}{L}$$

$$B = \frac{L_B^{0,8} \cdot \left[\left(\frac{100}{CN} - 10 \right) + 1 \right]^{0,7}}{1140 \cdot I_B^{0,5}}$$

Em que

n = índice de rugosidade ($\text{s.m}^{-1/3}$);

P_2 = 1,651 (polegadas);

i = Declividade média do percurso (pés. pés^{-1});

$L_p = L_b$ = Comprimento do percurso (pés);

I_b Declividade média da bacia (pés);

CN = Coeficiente da curva número.

Os valores da curva número para o cálculo do coeficiente de rugosidade (n) bem como o M de Manning obtido posteriormente para cada interseção de tipo e uso do solo se encontram na Tabela 4.

Tabela 4. Valores do coeficiente M de Manning (M) e da curva número (CN) obtidos para cada unidade de parametrização da microbacia. G: Gleissolo; LVAd: Latossolo Vermelho amarelo distrófico de textura média; RAE: Regeneração avançada em plantio abandonado de *Eucalyptus saligna*; PRF: Plantio de restauração florestal.

Tipo de Solo	Uso do Solo	CN	M
		-	$\text{m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$
G	RAE	77 ⁽¹⁾	16
LVAd	RAE	30 ⁽¹⁾	3
LVAd	PRF	32 ⁽¹⁾	3

⁽¹⁾ Sartori et al., 2010

A detenção superficial da microbacia experimental, por outro lado, foi obtida a partir de dados de literatura variando em função da cobertura; no caso da RAE foi definido um valor de 40 mm enquanto que para o PRF foi de 20 mm (Dai et al., 2010a).

2.2.8. Detalhamento das características do solo em função do uso

A fim de caracterizar as condições edáficas em cada uso do solo encontrado na microbacia foram estimadas a capacidade de retenção de água no solo e a condutividade hidráulica nas áreas resultantes da interseção entre o tipo e uso do solo presente na microbacia. Para isso, foram definidos pontos de amostragem aleatoriamente (Figura 4), nos quais foram coletadas amostras de solo com estrutura indeformada mediante o uso de trado com cilindros metálicos de volume conhecido (Figura 7), a uma profundidade de aproximadamente 0,2 m. Em total, foram levantadas 16 amostras que posteriormente foram levadas para análise física no Laboratório de Física de Solos do Departamento de Ciências do Solo da ESALQ/USP.

Figura 7. Amostras de solo com estrutura indeformada obtidas mediante o uso de trado e cilindros metálicos

Os valores da condutividade hidráulica do solo saturado (K_0) foram obtidos pelo método de permeâmetro de carga constante e foi elaborada a curva de retenção da água no solo usando a câmara de pressão de Richards em tensões de 0 kPa (saturação), 10 kPa, 30 kPa, 70 kPa e 1500kPa. Os valores de 10 kPa e 1500 kPa foram considerados como capacidade de campo e ponto de murcha permanente, respectivamente. Tanto o método do permeâmetro de carga constante quanto o método da câmara de pressão de Richards foram aplicados seguindo os procedimentos estabelecidos no Manual de Métodos de Análise de Solo da EMBRAPA (Embrapa, 2017). A Figura 8 mostra as curvas de retenção de água no solo das três áreas resultantes da interseção entre o uso e tipo de solo na microbacia.

Figura 8. Curvas de retenção de umidade encontrada nos três polígonos de uso do solo estabelecidos dentro da microbacia segundo o tipo e uso do solo. G: Gleissolo; LVAd: Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico típico; RAE: Regeneração avançada em plantio abandonado de *Eucalyptus saligna*; PRF: Plantio de Restauração Florestal.

Com a elaboração da curva de retenção da água no solo foram obtidos também os valores de saturação efetiva, considerada 10% menor que o teor de umidade em saturação (L. G. Garcia, 2018); potencial matricial na capacidade de campo e potencial matricial no ponto de murcha permanente.

Foi elaborada a curva de condutividade hidráulica com base no modelo de Van Gernutchen (1980) que descreve a relação entre a K_0 e a umidade do solo (θ). Este modelo utiliza o valor de K_0 (determinado em laboratório), bem como três parâmetros empíricos: α ; m , e n ; os quais foram estimados com ajuda do software “Soil Water Retention Curve” (SWRC - v3.0) (Dourado-Neto et al., 2000) a partir dos valores da curva de retenção de umidade do solo. Os valores médios dessas características do solo em função do uso dentro da microbacia se encontram na Tabela 5.

Tabela 5. Características físicas do solo segundo o tipo e uso encontrado na área da microbacia experimental. K_s : Condutividade hidráulica saturada; θ_r : Umidade residual; θ_s : Umidade saturada; θ_{cc} : Umidade na capacidade de campo; θ_{pmp} : Umidade no ponto de murcha permanente; α , m e n : parâmetros empíricos do modelo de van Genuchten (van Genuchten, 1980); l : fator forma; G-RAE: Gleissolo com Regeneração avançada em plantio abandonado de *Eucalyptus saligna*; LVAd-ERA: Latossolo Vermelho amarelo distrófico de textura média com Regeneração avançada em plantio abandonado de *Eucalyptus saligna*; LVAd-PRF: Latossolo Vermelho amarelo distrófico de textura média com plantio de restauração.

Unidade	K_0	θ_r	θ_s	θ_{cc}	θ_{pmp}	α	m	n	l
	$m.h^{-1}$		$m^3.m^3$			$1.cm^{-1}$	--	--	--
G-RAE	8E-05	0,047	0,51	0,248	0,047	0,875	0,285	1,442	0,5
LVAd-RAE	7.05-05	0,041	0,437	0,147	0,041	0,562	0,389	1,639	0,5
LVAd-PRF	6.53E-05	0,060	0,398	0,151	0,060	0,53	0,434	1,899	0,5

2.2.9. Hidrogeologia

Para caracterizar o nível do lençol freático na microbacia experimental foram utilizados como referência os dois poços de observação instalados no local de estudo, um dos quais encontra-se em uma área de menor elevação da microbacia, próximo ao vertedor, enquanto o outro está na parte alta, sobre a cota 820 m; dessa forma foi possível estimar a variação do lençol freático em função da variação topográfica da área de estudo. A profundidade dos poços é de 3 e 15 m respectivamente. A partir dessas informações e da profundidade do solo, foi possível estimar a variação do lençol freático em função da variação topográfica da área de estudo.

A profundidade total da zona saturada (SZ) foi estimada utilizando o modelo do topo rochoso (MTR) o qual foi obtido a partir de uma adaptação do modelo “Heigh Above the Nearest Drainage” - (HAND) (Nobre et al., 2011) para píxeis de tamanho variável, desenvolvida por Ferraz (2012). Os mapas necessários para elaborar o MTR a partir do modelo HAND foram o MDT com resolução de 5m e a rede hidrográfica da microbacia experimental. Deste modo, a profundidade do topo rochoso variou de entre 5 e 58 m abaixo da superfície do solo (Figura 9).

Figura 9. Modelo do topo rochoso com resolução de 5x5 m, criado partir do MDT e a hidrografia mediante uma modificação do modelo “Heigh Above the Nearest Drainage” - (HAND)

Uma vez determinada a faixa de profundidade e a variação da zona saturada foram levantados parâmetros que caracterizam o movimento da água nessa zona. Deste modo com base na hidrogeologia do Brasil (Feitosa et al., 2008) e nas características da única formação geológica

encontrada na microbacia (Formação Marília) foram obtidos os valores da condutividade hidráulica horizontal (k_x) e da condutividade hidráulica vertical (k_y) cujos valores corresponderam a $5,0 \times 10^{-05}$ e $2,5 \times 10^{-07} \text{ m.s}^{-1}$ respectivamente. Da mesma forma foi calculado o valor do rendimento específico com base na diferença entre o teor de umidade em saturação e o teor de umidade em capacidade de campo (DHI, 2019c), obtidos da curva de retenção da água no solo.

2.2.10. Precipitação

Os dados meteorológicos como precipitação, temperatura, umidade relativa, pressão atmosférica, radiação e velocidade do vento foram obtidos de uma estação meteorológica automática instalada na EECF de Itatinga, que registra e armazena os dados coletados em intervalos regulares a cada 30 minutos. Os dados de precipitação foram coletados por meio de um pluviógrafo digital e um datalogger instalados na estação meteorológica (Lara Gabrielle Garcia, 2015). Nesse estudo foram utilizados os dados registrados entre 2013 e 2019 os quais foram integrados no tempo para obtenção de dados em escala horária, diária, mensal e anual. Além dos dados da estação meteorológica foram utilizados os dados de precipitação coletados por um pluviômetro TB4MM instalado pelo programa Cooperativo sobre Monitoramento Ambiental em Microbacias Hidrográficas (PROMAB), dentro da área de estudo em dezembro de 2017 (Figura 2).

Devido a sua localização, a partir de 2017 deu-se prioridade ao uso dos dados do pluviômetro dentro da microbacia, no entanto, o equipamento não registrou os dados dos últimos três meses de 2019, sendo necessária o preenchimento dos dados pela relação entre os dados diários de precipitação da estação meteorológica da EECFI e os dados do pluviômetro. Na relação, obteve-se o coeficiente de correlação de 0,6 (Figura 10). Assim, completou-se a série anual de precipitação de 2019 com os valores de precipitação coletados na estação meteorológica.

Figura 10. Relação entre os dados diários de precipitação (mm) obtidos pelo pluviômetro da estação meteorológica EECFI e pluviômetro do PROMAB

2.2.11. Evapotranspiração de referência

A partir dos dados de temperatura ($^{\circ}\text{C}$), umidade (%), pressão atmosférica, radiação ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$) e velocidade do vento (m.s^{-1}) obtidos da estação meteorológica foi realizado o cálculo da evapotranspiração de referência em escala horaria utilizando o modelo de Penman-Monteith modificado pela FAO (Allen et al., 1998), a seguir:

$$ET_{ref} = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} \cdot u_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot u_2)}$$

Em que:

ET_{ref} = Evapotranspiração de referência (mm d^{-1});

R_n = Radiação líquida da copa ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$);

G = Fluxo de calor no solo ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$);

T = Temperatura média diária do ar a dois metros de altura ($^{\circ}\text{C}$);

u_2 = Velocidade do vento média diária a dois metros de altura (m s^{-1});

e_s = Pressão de saturação do vapor média diária (kPa);

e_a = Pressão atual do vapor média diária (kPa); e

γ = Constante psicrométrica ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$).

Os parâmetros constantes utilizados no cálculo da evaporação de referência são apresentados na Tabela 6. O fluxo de calor do solo foi calculado em escala de tempo horaria, devido ao fato de ter sido considerado como uma proporção da radiação líquida da copa, que corresponde a 10% em períodos diurnos e 50% em períodos noturnos (Allen et al., 1998).

Tabela 6. Valores dos parâmetros constantes utilizados para o cálculo da evapotranspiração de referência de acordo com a localização da microbacia e as informações disponibilizadas pela FAO (Allen et al., 1998).

Parâmetro	Símbolo	Valor	Unidade
Altitude	—	797	m
Calor latente de vaporização	A	2,45	MJ k ⁻¹ °C ⁻¹
Constante psicrométrica	γ	0.061	kPa °C ⁻¹

2.2.12. Caracterização hidrológica

A microbacia experimental é monitorada desde o ano 2013 por meio de uma estação fluviométrica e um vertedor do tipo calha “H” dada a dinâmica de fluxo dos corpos de água e suas baixas vazões. Além disso, conta com dois sensores de pressão utilizados para medição do nível da água por meio da compensação atmosférica. Esses sensores realizam as medições e armazenamento dos dados automaticamente em intervalos definidos a cada 15 minutos. O cálculo da vazão é feito a partir das medições da altura da lâmina de água utilizando a equação do vertedor de tipo calha “H” proposta por Bos (1989).

$$\log Q = 0,0238 + (2,5473 * \log h_a) + (0,2540 * [\log h_a]^2$$

Em que:

Q = Vazão (m³.s⁻¹);

h_a = Altura da lâmina de água (m).

Com base nos dados fluviométricos e de precipitação registrados na microbacia experimental foram calculados os valores médios diários de vazão para cada ano, a partir de outubro de 2013 e até setembro de 2020 e foi elaborado o correspondente hidrograma da vazão e precipitação (Figura 11).

Figura 11. Série histórica de precipitação diária da microbacia experimental (mm) e vazão média diária (m^3s^{-1}) para período entre 2013 a 2020.

Ao longo do ano, a precipitação esteve concentrada nos meses de janeiro a março, bem como os meses entre outubro e dezembro, apresentando um período mais seco entre os meses de abril e setembro. O valor médio diário de vazão na microbacia correspondeu a $2,33 \text{ L.s}^{-1}$ sendo o valor máximo de $22,933 \text{ L.s}^{-1}$ e o mínimo de $0,51 \text{ L.s}^{-1}$. Na Tabela 7, se encontram os valores de precipitação e deflúvio (Q), bem como os indicadores de vazões mínimas (Q95) e vazões máximas (Q5) dos anos hídricos entre 2014 e 2020, sendo que o ano hídrico compreende o período entre o 1 de setembro e 31 de agosto (Cassiano, 2017).

Tabela 7. Indicadores de vazões máximas (Q5), mínimas (Q95), deflúvio anual (Q) e precipitação anual dos anos 2014 a 2020 na microbacia experimental.

Ano Hídrico	Precipitação	Q	Q95	Q5
		mm		
2014-2015	1536.48	39.986	0.005	0.392
2015-2016	2510.69	156.694	0.229	0.048
2016-2017	2030.87	100.930	0.162	0.187
2017-2018	1498.72	151.136	0.423	0.110
2018-2019	1139.60	107.819	0.099	0.543
2019-2020	1542.62	61.505	0.092	0.054

2.2.13. Rede de drenagem

A microbacia apresenta rede de drenagem de segunda ordem e comprimento total de 1,72 km. Para a caracterização física da calha foram feitas medições em pontos ao longo do

comprimento dos riachos, partindo do vertedor (Figura 12a). Em cada ponto foi feita uma medição da largura e duas medidas de profundidade para determinar as seções transversais dos riachos. Deste modo em total foram medidos 28 pontos ao longo do rio, em locais onde foram observados trechos com variações de largura e profundidade. A profundidade do rio variou entre 2,8 e 18 cm, enquanto a largura foi encontrada na faixa dos 45 a 90 cm. As medições detalhas das seções se encontram no 0 e baseado nessas informações foi possível construir os canais de drenagem nas dimensões x, y e z. Também foi determinada a altitude de cada uma das seções transversais utilizando o MDT da microbacia a partir do qual foi extraído valor da elevação por médio da ferramenta “Extract Multi Values to Points” do ArcGIS nos pontos das medições. No ponto final, vertedor, foram utilizadas as medições da calha (Figura 12b): 0,87 m $\times$ 0,5 m $\times$ 0,46 m de largura maior, largura menor e profundidade.

Quanto às características de movimentação da água no canal foi atribuído um valor inicial de zero nas nascentes bem como o valor da cota mínima de água registrada no vertedor (0,056 m). Igualmente foi estimada a partir de dados de literatura a rugosidade do canal a qual foi considerada como $20 \text{ m}^{1/3} \cdot \text{s}^1$ (Henriksen et al., 2003).

Figura 12. Rede de drenagem da microbacia experimental com os pontos das seções transversais levantadas em campo e dimensões do vertedor tipo calha “H” localizado no exutório.

2.2.14. Simulações hidrológicas

O processo de modelagem dos eventos chuva - vazão foi realizado utilizando o modelo hidrológico distribuído de base física MIKE SHE (Refsgaard & Storm, 1995) composto por diversos módulos e cuja estrutura principal é o movimento da água no solo. Nele a bacia é representada por duas redes de grids análogas aos componentes do fluxo de água superficial e subterrânea unidos por colunas verticais de nós em cada rede (Figura 13), que representa a zona não saturada (Im et al., 2009).

O modelo MIKE SHE é um dos modelos hidrológicos que representa não só a maior quantidade de processos do ciclo hidrológico, mas também a interação que ocorre entre eles. Deste modo, o movimento de água na zona saturada (ZS), é modelado com a equação de Darcy (3D) na qual os fluxos de água são tridimensionais, permitindo a interação com os outros componentes; assim, a ZS não é simulada isoladamente como acontece em outros modelos (DHI, 2019c). O movimento da água na zona não saturada (ZNS), por outro lado, considerado como um dos principais processos dentro do MIKE SHE, é modelado utilizando a equação de unidimensional de Richards devido ao fato dos fluxos nesta área são dominados principalmente pela ação da gravidade (DHI, 2019c). Quanto aos fluxos superficiais, o escoamento superficial, assim como o escoamento no canal são processos simulados por simplificações das equações de St. Venant (Abbott et al., 1986) da continuidade e da conservação do momento. Todos estes processos apresentam uma abordagem de diferenças finitas para a resolução das equações diferenciais parciais que os descrevem (J.R. Thompson et al., 2004). Finalmente, a evapotranspiração real é simulada a partir do modelo de Kristensen-Jensen (Kristensen & Jensen, 1975) o qual considera a evapotranspiração potencial, que por sua vez é calculada pelo modelo de Penman-Monteith modificado pela FAO (Allen et al., 1998). O detalhamento dos métodos usados para o processo de modelagem encontra-se no ANEXO B

Figura 13. Esquema estrutural dos processos hidrológicos que são simulados dentro do MIKE SHE: Precipitação, interceptação, evapotranspiração, escoamento no canal, escoamento superficial, infiltração, fluxos de água na zona não saturada e na zona saturada. (DHI, 2019).

2.2.14.1. Tempo e Grid de processamento

O modelo MIKE SHE permite que o tempo de processamento da zona saturada, zona não saturada e fluxos superficiais sejam diferentes, se adequando mais à realidade (Lima, 2008). Inicialmente, deve ser inserido um tempo básico que é comum a todos os processos e que geralmente corresponde ao maior valor de tempo de processamento inserido nos componentes do modelo. Assim, o tempo de processamento inicial foi definido em 0,02 h, sendo que os máximos tempos de processamentos permitidos foram de 0,02 h para o escoamento superficial, 6 h para a zona não saturada e 6 h para a zona saturada.

Em relação com o Grid de processamento, uma das vantagens do uso do modelo hidrológico MIKE SHE é permitir a representação da variabilidade espacial das características físicas da bacia tais como relevo, precipitação, evapotranspiração, tipo de solo e uso da terra (Thompson et al., 2004), mediante uma discretização horizontal com uma rede ortogonal de células de processamento chamadas de "Grid" às quais um valor é atribuído. Assim, para o modelo específico da microbacia experimental foi utilizado um grid refinado com 250 x 250 células cada uma com 5m x 5m, considerando que é uma bacia de área pequena o que permite ter

células de processamentos mais refinadas sem inviabilizar o processamento do modelo e obter resultados de maior precisão.

2.2.14.2. Parametrização do Modelo Hidrológico

2.2.14.2.1. Unidades de parametrização

A primeira etapa na elaboração do modelo consistiu na parametrização dos processos hidrológicos a serem simulados dentro da microbacia experimental. Esta etapa inicial de parametrização é de vital importância na elaboração do modelo já que permite, em grande medida, que os processos simulados estejam bem ajustados com a realidade (Refsgaard, 2007). A parametrização foi baseada na espacialização das áreas resultantes da interseção entre as características do tipo e uso do solo presente na microbacia (Figura 14) obtendo deste modo três unidades de parametrização: i) Gleissolo com Regeneração avançada em plantio abandonado de *Eucalyptus saligna* (G-RAE); ii) Latossolo Vermelho amarelo distrófico de textura média com Regeneração avançada em plantio abandonado de *Eucalyptus saligna* (LVAd-RAE) e iii) Latossolo Vermelho amarelo distrófico de textura média com plantio de restauração (LVAd-PRF).

Figura 14. Mapa das unidades de parametrização obtidas como resultado da interseção entre tipo e uso do solo presentes na microbacia experimental, utilizadas como a base na parametrização do modelo hidrológico.

2.2.14.1. Uso do solo e variáveis climáticas

Para cada unidade de parametrização segundo o tipo de cobertura (RAE ou PRF) foi inserido o valor do índice de área foliar levantado em campo, bem como o valor de profundidade de raízes e o coeficiente de cultura obtidos com base em dados de literatura. Estes parâmetros foram distribuídos no tempo a fim de caracterizar o crescimento da RAE e as variações sazonais da PRF. Além disso, o modelo utiliza outros cinco parâmetros para caracterizar o uso do solo: três coeficientes empíricos da ET e dois da vegetação. Quanto aos coeficientes da ET dois estão relacionados com a transpiração (C1 e C2) e outro com a evaporação do solo (C3) cujos valores corresponderam a 0,3 e 0,2 e 20 mm.dia⁻¹ respectivamente. Os parâmetros relacionados com a vegetação foram o chamado “AROOT” que define a distribuição de raízes, foi considerado como 0,25 m⁻¹ (DHI, 2019b), enquanto que para o quinto parâmetro que tem a ver com a capacidade de interceptação da vegetação (Cint) foi adotado um valor inicial de 0,5 mm (DHI, 2019b).

Quanto às variáveis climáticas, uma vez que na área de estudo existe apenas uma estação meteorológica, tanto a precipitação quanto a ETP foram inseridas no modelo como uniformemente distribuídas. De igual forma as séries de dados de ambas variáveis foram feitas em escala horaria (mm.h⁻¹) a fim de se ter um maior detalhamento da intensidade dos eventos de precipitação e com isso, obter uma adequada de simulação da dinâmica entre a quantidade de água precipitada e a taxa de infiltração do solo (Feyen et al., 2000).

2.2.14.1. Escoamento superficial

Os fluxos superficiais no MIKE SHE são modelados de acordo com a velocidade do escoamento superficial, a detenção superficial e as condições iniciais dos limites. A velocidade do escoamento superficial depende do índice de rugosidade do terreno que dentro do modelo é calculado em cada célula do grid de processamento a partir do número M de manning, (DHI, 2019c). A detenção superficial por outro lado, corresponde à profundidade máxima na qual a água pode permanecer retida na superfície solo antes de que ocorra o escoamento superficial, sendo o parâmetro que limita a quantidade de água que pode fluir livremente na superfície (DHI, 2019b). Igualmente, o modelo permite estabelecer se existem fluxos de água entrando na bacia através de seus limites externos, o que não é o caso da microbacia experimental já que foi considerado que os limites topográficos coincidem o limite geológico; portanto, a altura da água na condição inicial foi considerada como 0 m.

2.2.14.2. Escoamento no canal

A partir da caracterização da rede de drenagem foi parametrizado um modelo hidrodinâmico do tipo “unsteady” devido à variação das taxas de fluxo de água no tempo (DHI, 2019a). Para isso foi utilizado o modelo MIKE 11, o qual foi posteriormente acoplado ao modelo MIKE SHE. A rede de drenagem foi localizada geograficamente a partir das cartas do IGC, definindo nela os pontos das nascentes e o ponto exutório da microbacia; baseado neles foi definido também o sentido do fluxo. Além disso, os pontos das nascentes e o ponto exutório são considerados como os limites da rede de drenagem, e devido a isso, em cada um deles devem ser inseridas informações referentes aos fluxos mínimos. No caso das nascentes foi inserido um valor inicial de zero, enquanto que no ponto exutório se considerou a altura mínima de água baseada nos dados de cota coletados no vertedor. De outro lado, foram inseridas as dimensões das seções transversais levantadas em campo assim como sua elevação no terreno em 45 pontos criados no modelo ao longo da rede de drenagem.

Finalmente, foi feito o acoplamento entre o MIKE SHE e o MIKE 11 e para isso foi necessário inserir alguns parâmetros específicos do modelo, entre os quais um dos mais relevante é o coeficiente de troca entre a ZS e o rio, e a resistência do leito do rio cujos valores iniciais corresponderam a $1 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ (Sandu & Virsta, 2015) e $20 \text{ m}^{1/3} \cdot \text{s}^{-1}$ (Jayatilaka et al., 1998) respectivamente. Para este estudo a rugosidade do canal calculada, assim como o coeficiente de troca entre a zona saturada e o rio, foram parâmetros considerados como uniformes (Sandu & Virsta, 2015).

2.2.14.3. Movimento da água na zona não saturada

A modelagem do movimento da água da zona não saturada foi baseada na equação completa de Richards que, embora exija uma maior capacidade computacional, simula com maior precisão o fluxo da água quando a zona não saturada é dinâmica (DHI, 2019b). Deste modo, foram tabulados e inseridos os valores da curva de retenção de umidade obtidos em laboratório para as nove pressões aplicadas ao solo. Tanto a curva de retenção da água no solo quanto a função de condutividade hidráulica foram inseridas para cada um dos perfis do solo da microbacia, distribuídos espacialmente de acordo com as unidades de parametrização do modelo.

Além de serem distribuídas horizontalmente, as características dos perfis do solo na zona não saturada devem ser distribuídas verticalmente em células que aumentam de tamanho na medida que aumenta a profundidade do solo (DHI, 2019b). Deste modo, a discretização vertical

do solo utilizada no modelo foi dividida em 4 camadas, sendo que a primeira teve 20 cm de profundidade seguida de camadas de 1 m, 15 e 50 m.

Finalmente, dentro do MIKE SHE, existe outro parâmetro que caracteriza o movimento da água na zona saturada chamado de "*Bypass flow*", o qual corresponde a uma função empírica que define, em torno da precipitação que chega na superfície do solo, a quantidade de água que passa diretamente para a zona saturada através dos macroporos (DHI, 2019b). No modelo, este fluxo pelos macroporos depende da umidade do solo em capacidade de campo e no ponto de murcha permanente e tem um valor padrão que corresponde a 0,25 e que representa o valor médio para diferentes tipos de solo.

2.2.14.4. Movimento da água na zona saturada

Para a simulação dos fluxos de água na zona saturada foi aplicada a equação de Darcy – 3D a qual descreve as variações espaciais e temporais do potencial e cuja solução é decorrente da aplicação do método de diferenças finitas incluído no MIKE SHE, que permite calcular tridimensionalmente este fluxo a partir de múltiplas interações (DHI, 2019b). Para este estudo, foi definida uma camada geológica que caracteriza o nível freático da microbacia conforme a caracterização hidrogeológica da microbacia experimental. A parametrização da referida camada consistiu em distribuir espacialmente a profundidade do topo rochoso (Figura 9) com base na qual o modelo estima a altura do nível freático. Também foram inseridos os valores da condutividade hidráulica horizontal (k_y) e vertical (k_x) da capa geológica obtidos em literatura, que influenciam as variações dos fluxos base, subsuperficial e laterais, assim como do nível da superfície freática e os picos de vazão (Dai et al., 2010b)

Outro dos parâmetros utilizados na parametrização da zona saturada é o rendimento específico (S_y), relacionado com a quantidade de água que pode ser extraída de um aquífero não confinado na medida que o nível do lençol freático diminui; esse é um dos parâmetros que permite o acoplamento entre a zona saturada e a zona não saturada (DHI, 2019c). Para a modelagem na microbacia experimental, foi utilizado um S_y de $0,26 \text{ cm}^{-3} \cdot \text{cm}^{-3}$ o qual foi obtido da subtração do teor de umidade em saturação e do teor de umidade em capacidade de campo (DHI, 2019b), valores que por sua vez foram obtidos da curva de retenção de umidade do solo. Também foi utilizado um coeficiente de armazenamento específico que se refere ao volume de água liberado por volume de aquífero e pela redução da pressão da água no mesmo. O valor adotado para este parâmetro foi de $1,0 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1}$, sendo este o valor padrão do modelo (DHI, 2019c). Por fim, se incorporou um sistema de drenagem que assemelhasse o escoamento

subsuperficial da água para o rio, de acordo com as características do solo presente na microbacia. A parametrização destas drenagens consistiu em definir uma profundidade média e uma constante de tempo que está relacionada com a densidade da rede de drenagem em cada célula (DHI, 2019b). Assim, foi utilizado um valor médio de profundidade (dx) de 0,5 m e uma constante (dt) de $5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ (Loliyana & Patel, 2018; Madsen, 2003).

Deste modo, para cada componente foram utilizados os dados levantados na caracterização da microbacia experimental sendo que os parâmetros principais inseridos no modelo hidrológico para cada componente se encontram registrados na Tabela 8.

Tabela 8. Valores dos parâmetros utilizados na elaboração do modelo hidrológico da microbacia experimental de Itatinga para cada um dos componentes do MIKE SHE.

Componente	Parâmetro	Unidade	G-RAE	LVAAd-RAE	LVAd-PRF
Escoamento superficial	Manning (M)	$\text{m}^{1/3} \cdot \text{s}^{-1}$	16	3	3
	Detenção superficial	mm	40	20	20
Zona Saturada	Condutividade hidráulica horizontal (kx)	$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	5×10^{-5}	5×10^{-5}	5×10^{-5}
	Condutividade hidráulica vertical (ky)	$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	1.2×10^{-5}	1.2×10^{-5}	1.2×10^{-5}
	Rendimento específico (Sy)	$\text{m} \cdot \text{m}^{-1}$	0.26	0.26	0.26
	Coefficiente de armazenamento (Ss)	m^{-1}	1×10^{-4}	1×10^{-4}	1×10^{-4}
	Nível das drenagens (Dx)	m	0.5	0.5	0.5
	Constante de tempo das drenagens (Dt)	s^{-1}	5×10^{-6}	5×10^{-6}	5×10^{-6}
Zona não saturada	Condutividade hidráulica do solo saturado (K0)	$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	$8,0\text{e}^{-05}$	$7,054\text{e}^{-05}$	$6,75\text{e}^{-05}$
	Fluxo pelos macroporos (Bf)	--	0.25	0.25	0.25
Escoamento no canal	Lâmina de água mínima nos limites	m	0,0056	0,0056	0,0056
	Coefficiente de troca ZS-rio (Lc)	s^{-1}	1×10^{-4}	1×10^{-4}	1×10^{-4}
	Rugosidade do canal (Mcan)	$\text{m}^{1/3} \cdot \text{s}^{-1}$	20	20	20
Uso do solo	IAF	$\text{m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$	4.54-4.17	4,54-4.17	1,05-0,86
	Profundidade de raiz	mm	7000	7000	2000
	Cint	mm	0,5	0,5	0,5
	C1	--	0,3	0,3	0,3
	C2	--	0,2	0,2	0,2
	C3	$\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$	20	20	20
	AROOT	m^{-1}	0,25	0,25	0,25

2.2.15. Análise de sensibilidade

Para esse estudo, a análise de sensibilidade foi feita para os cinco processos hidrológicos básicos modelados: Escoamento superficial; escoamento no canal; uso do solo; ZS e ZNS. O processo de análise está baseado em metodologias utilizadas em trabalhos prévios que já foram publicados, utilizando diferentes modelos hidrológicos além do MIKE SHE (Bathurst, 1986; Dubus & Brown, 2002; Jaber & Shukla, 2012; Xevi et al., 1997).

Assim, é feita a comparação de indicadores hidrológicos obtidos a partir das curvas de permanência e dos hidrogramas de vazão, utilizando o deflúvio anual (Q); a vazão máxima (Q5 - valor de vazão igualada ou excedida em 5% do tempo) e a vazão mínima (Q95 - valor de vazão igualada ou excedida em 95% do tempo).

Os parâmetros modificados na análise de sensibilidade corresponderam a aqueles registrados na literatura como “mais sensíveis” e se encontram especificados na Tabela 9. Estes parâmetros são modificados aplicando o método de análise local (*one-a-time*) que consiste em variar individualmente cada um deles de acordo com um ponto base e dentro de uma faixa de valores permitidos para testar sua influência sobre os indicadores analisados (Yuan et al., 2015). A determinação numérica da sensibilidade está baseada no valor absoluto máximo da mudança do parâmetro em relação à mudança do indicador, aplicando equação a seguir (Dubus & Brown, 2002).

$$S_r = \max \left| \frac{\Delta y}{\Delta x} \times \frac{X_{bc}}{Y_{bc}} \right|$$

Em que

S_r = Sensibilidade relativa;

X_{bc} = Linha base do parâmetro;

Y_{bc} = Valor do output;

Δy = Variação do output;

Δx = Variação do parâmetro.

A sensibilidade relativa corresponde então a um valor adimensional que fornece uma base para a comparação entre parâmetros de entrada e variáveis de saída de diferentes tipos. Quanto maior o valor absoluto, maior o impacto de um parâmetro de entrada em uma saída específica (Yuan et al., 2015), que no caso deste estudo seriam indicadores hidrológicos de vazão.

Tabela 9. Parâmetros utilizados na análise de sensibilidade do modelo hidrológico da microbacia

Componente do MIKE SHE	Parâmetro
Uso do solo	C1 ⁽¹⁾⁽²⁾⁽³⁾
	C2 ⁽¹⁾
	C3 ⁽¹⁾
	Cint
	IAF
	Coeficiente de cultura
Escoamento superficial	Detenção superficial ⁽⁴⁾⁽⁵⁾⁽⁶⁾
	Rugosidade do terreno ⁽⁵⁾⁽⁶⁾⁽⁷⁾
Escoamento no canal	Coeficiente de troca ZS-rio ⁽⁸⁾⁽⁹⁾
	Rugosidade do canal
Zona não saturada	Condutividade hidráulica saturada ⁽⁶⁾
	Fluxo de água nos macroporos ⁽¹⁾
Zona saturada	Condutividade hidráulica horizontal ⁽⁴⁾⁽⁷⁾⁽⁹⁾
	Condutividade hidráulica vertical ⁽¹⁾⁽⁴⁾⁽¹⁰⁾

⁽¹⁾ (Doummar et al., 2012) ⁽²⁾ (McMichael et al., 2006) ⁽³⁾ (Vázquez & Feyen, 2003) ⁽⁴⁾ (Sandu & Virsta, 2015) ⁽⁵⁾ (Dai et al., 2010b) ⁽⁶⁾ (Sultana & Coulibaly, 2011) ⁽⁷⁾ (Xevi et al., 1997) ⁽⁸⁾ (Henriksen et al., 2003) ⁽⁹⁾ (Jaber & Shukla, 2012) ⁽¹⁰⁾ (Feyen et al., 2000).

2.2.16. Calibração e Validação do modelo hidrológico

O processo de calibração e validação (C/V) consiste em variar os dados de entrada até fazer coincidir os dados observados em campo com os calculados pelo modelo (Sorooshian et al., 1983).

No presente trabalho, a calibração do modelo hidrológico foi feita mediante a modificação manual de parâmetros estabelecendo uma ordem hierárquica (L. G. Garcia, 2018). Inicialmente foram calibrados os fluxos mínimos (Q95), seguidos pelos picos de vazão (Q5) e, finalmente, os processos hidrológicos, interceptação (INT), BFI, Escoamento superficial (ES) e evapotranspiração real (ET_r). Diferente dos fluxos mínimos e dos picos de vazão, na área de estudo não há dados observados de evapotranspiração e interceptação, pelo que foram levantados valores de referência baseados em estudos realizados em áreas próximas ou sob condições climáticas e de solos semelhantes (Gonzaga, 2002; Vazquez, 2019). Apesar da limitação desse processo devido à ausência de dados observados, esses processos hidrológicos foram incluídos na C/V por que sua verificação confere maior robustez ao modelo, sendo recomendada sua avaliação para melhorar esta etapa da modelagem (Daggupati et al., 2015; Thirel et al., 2015).

Os parâmetros utilizados na calibração (Tabela 10) foram estabelecidos de acordo com os resultados obtidos na análise de sensibilidade, mas também considerando seu grau de confiança, que faz referência à fonte de onde foram obtidos os parâmetros. Assim, aqueles parâmetros que foram levantados em campo, têm um grau maior de confiança comparados com os obtidos da literatura. Desse modo, a calibração do modelo foi feita alterando preferencialmente os parâmetros "menos confiáveis" (Jaber et al., 2012) dentro de uma faixa aceitável de variação para esses parâmetros de acordo com os registros encontrados na literatura. Os parâmetros foram ajustados individualmente, isto é, em cada simulação modificou-se apenas um parâmetro enquanto os demais permaneceram fixos, avaliando sua influência e tornando a calibração um processo mais objetivo.

Tabela 10. Parâmetros utilizados no processo de calibração de vazões mínimas, picos de vazão, evapotranspiração real e interceptação do modelo hidrológico.

Indicador	Parâmetro	Unidade	Faixa
Vazão mínima (Q95)	Condutividade hidráulica horizontal (k_x)	$m.s^{-1}$	$1 \times 10^{-6} - 1 \times 10^{-4}$ (1)
	Coefficiente de troca ZR-rio	s^{-1}	$1 \times 10^{-10} - 1 \times 10^{-6}$ (1)
	Bypass Flow	%	0.1-1
Picos de vazão (Q5)	Condutividade hidráulica saturada (k_0)	$m.s^{-1}$	$3 \times 10^{-9} - 1 \times 10^{-6}$ (2)
	Rugosidade do canal (R_{can})	$m^{1/3}.s^{-1}$	10 – 40 (1)
	Detenção superficial (D_s)	m	0 – 0.05 (1)
	Rugosidade do terreno (M_s)	$m^{1/3}.s^{-1}$	1-5
Evapotranspiração Real	C1	--	0,01 – 1 (2)
	C2	--	0,01 – 1 (2)
	C3	mm.d ⁻¹	1 – 60 (2)
Interceptação	Coefficiente de interceptação (C_{int})	mm	0,05 – 1,5 (4)

(1) (Henriksen et al., 2003) (2) (Sultana & Coulibaly, 2011) (3) (McMichael et al., 2006) (4) (L. G. Garcia, 2018)

2.2.17. Análise de eficiência do modelo

No presente estudo para a comparação e análise dos dados observados foi simulados é utilizado o método conhecido como "*Split-Sample Test*" (SST) (Klemeš, 1986), no qual se faz a separação dos dados em dois períodos diferentes com a mesma duração, um para calibração e outro para validação (Thirel et al., 2015). Nesse sentido, foram utilizados os dados de dois anos hidrológicos: 01 de setembro de 2018 até 31 agosto de 2019 e 01 de setembro de 2019 até 31

agosto de 2020. Sendo que o primeiro foi utilizado para a calibração e o segundo para a validação do modelo, respectivamente.

A avaliação dos parâmetros sujeitos de calibração no modelo hidrológico deve ser baseada na análise de vários critérios, porque um único não é suficiente para medir adequadamente o ajuste entre os dados observados e simulados. Da mesma forma, esses critérios não devem se limitar às estimativas numéricas obtidas das simulações, mas à coerência hidrológica do processo real, razão pela qual é recomendado o uso de critérios tanto numéricos quanto gráficos (Refsgaard & Storm, 1990). Os critérios gráficos fornecem um meio rápido e frequentemente completo de avaliar a precisão do resultado do modelo (Green & Stephenson, 1986; Liang et al., 2015). enquanto as estimativas numéricas são uma forma mais objetiva de avaliar o desempenho do modelo (Refsgaard & Storm, 1990; Wang et al., 2012; Wijesekara et al., 2012).

Nesse sentido, a análise de eficiência foi realizada mediante comparação visual, comparação relativa e avaliação de modelos numéricos (estatísticos). A comparação visual está baseada na análise das curvas de permanência de vazão assim como de hidrogramas vazão observada e simulada. A comparação relativa foi feita entre os valores de deflúvio anual (Q), vazão máxima (Q5), média (Q50) e mínima (Q95) dos dados simulados em relação aos observados (Thirel et al., 2015).

Por fim, no processo de C/V usualmente foi feita também a avaliação de modelos estatísticos aos quais se atribuem o maior peso de decisão devido a sua objetividade na avaliação (Feyen et al., 2000). Nesse sentido, para esse estudo optou-se por avaliar seis indicadores de eficiência que foram: i) Índice de eficiência de Nash- Sutcliffe (NSE) ii) Índice de eficiência Kling-Gupta modificado (KGE'); iii) Índice de eficiência de Nash- Sutcliffe modificado para fluxos mínimos (NSEbase); iv) Raiz do erro quadrático médio (RMSE); v) Porcentagem de viés (PBIAS) e vi) Coeficiente de determinação (R²). O detalhamento de cada um destes indicadores se encontra no 0 deste documento. Para considerar o modelo hidrológico como calibrado e validado todos esses indicadores de eficiência devem atingir um valor aceitável o qual foi estabelecido com base na literatura da seguinte forma: NSE, NSEbase e R² $\geq$ 0.5 (Santhi et al., 2001); PBIAS $\leq$ 0,15; KGE' $\geq$ 0.65 (Moriasi et al., 2015). Quanto menor for o valor do RMSE se considera melhor a simulação (D. N. Moriasi et al., 2007) (Tabela 11).

Tabela 11. Critérios de eficiência utilizados na avaliação do modelo hidrológico calibrado e validado para a microbacia experimental.

Índices estatístico	Equação matemática	Faixa	Mínimo aceitável
Nash-Sutcliffe (NSE) ¹	$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs}(i) - Q_{sim}(i))^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs}(i) - \mu(Q_{obs}))^2}$	$-\infty$ a 1	≥ 0.5 ²
Nash-Sutcliffe para vazões mínimas (NSE_base) ³	$NSE_{base} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{(Q_{obs}(i) + \varepsilon)} - \frac{1}{(Q_{sim}(i) + \varepsilon)} \right)^2}{\sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{(Q_{obs}(i) + \varepsilon)} - \mu \left(\frac{1}{(Q_{obs}(i) + \varepsilon)} \right) \right)^2}$	$-\infty$ a 1	≥ 0.5 ²
Modified Kling-Gupta (KGE') ⁵	$KGE' = 1 - \sqrt{(r-1)^2 + ((Bias) - 1)^2 + \left(\frac{\sigma(Q_{sim})/\mu(Q_{sim})}{\sigma(Q_{obs})/\mu(Q_{obs})} \right)^2}$	$-\infty$ a 1	≥ 0.65 ⁶
Porcentagem BIAS ⁵	$PBIAS = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs}(i) - Q_{sim}(i))}{\sum_{i=1}^n Q_{obs}(i)} \times 100$	$-\infty$ a ∞	≤ 0.15 ⁵
Coefficiente de determinação R2 ⁵	$R2 = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs}(i) - \mu Q_{obs}) \cdot (Q_{sim}(i) - \mu Q_{sim})}{\sigma_{Q_{sim}} \cdot \sigma_{Q_{obs}}} \right]^2$	-1 a 1	≥ 0.6 ²

¹ (Nash & Sutcliffe, 1970) ² (Santhi et al., 2001) ³ (Thirel et al., 2015) ⁴ Pushpalatha et al., 2012) ⁵ (Kling et al., 2012) ⁶ (Moriassi et al., 2007) ⁷ (Ritter & Muñoz-Carpena, 2013).

2.3. RESULTADOS

2.3.1. Análise de Sensibilidade

No total foi avaliada a sensibilidade relativa de quinze parâmetros do modelo, sendo que catorze de eles foram modificados na faixa de -50% a $+50\%$ com referência à simulação base e um parâmetro (Lc) variando de forma logarítmica em um fator de 10x. Os resultados da sensibilidade relativa desses parâmetros tanto para os indicadores hidrológicos de deflúvio (Q), vazão máxima (Q5), vazão média (Q50) e vazão mínima (Q5) quanto para os processos hidrológicos de evapotranspiração (ET), infiltração (INF), Escoamento superficial (ES) e interceptação (INT) se encontram na Figura 15.

Figura 15. Valores máximos de sensibilidade relativa obtida sobre os indicadores hidrológicos de deflúvio anual (Q), vazão mínima (Q95) e vazão máxima (Q5) bem como sobre os processos de evapotranspiração (ET), escoamento superficial (ES) e fluxo base (BFI), decorrente da modificação de 15 parâmetros utilizados na construção do modelo hidrológico da microbacia experimental. Kx: condutividade hidráulica horizontal; Ky: condutividade hidráulica vertical; kc: Coeficiente de cultura; Bf: by-pass flow; Cint: Coeficiente de interceptação; AROOT, C1, C2 e C3: coeficientes empíricos da ET; Ko: Condutividade hidráulica do solo saturado; Lc: Coeficiente de troca ZS-Rio; Mcan: Rugosidade do canal; M: Rugosidade do terreno; S: Detenção superficial; Sy: rendimento específico.

Com base na análise de sensibilidade realizada os parâmetros testados, em relação com o deflúvio anual, vazão mínimas e picos de vazão, esses parâmetros foram agrupados em 4 categorias de sensibilidade: Alta, moderada, baixa e insensível (Tabela 12), seguindo a classificação proposta por Loliyana & Patel (2018). Dessa forma, A condutividade hidráulica horizontal (Kx), o fluxo de água pelos macroporos (Bf) e o coeficiente de cultura (Kc) foram os três parâmetros que apresentaram o maior grau de influência na resposta do modelo, para todos os tipos de vazão.

Tabela 12. Classificação do nível de influência dos parâmetros testados durante a análise de sensibilidade sobre os indicadores de deflúvio anual (Q), vazão mínima (Q95) e vazão máxima (Q5) seguindo a classificação proposta por Loliyana & Patel, (2018).

	Alta	Moderada	Baixa
Q	Kx		C1
	Bf	Cint	C2
	Kc		AROOT
Q5	Kx		C1
	Bf	K ₀	S
	Kc	C2	Leak
		Cint	C3
			AROOT
Q95	Kx	C2	Lc
	Bf	Cint	C1
	Kc	AROOT	

Os resultados obtidos da análise de sensibilidade realizada aos diferentes parâmetros do modelo são apresentados de forma diferenciada para os indicadores e processos hidrológicos nos itens a seguir.

2.3.1.1. Indicadores hidrológicos

Entre todos os parâmetros testados na análise de sensibilidade, os parâmetros de condutividade hidráulica horizontal (Kx), coeficiente de cultura (Kc) e o Bypass flow (Bf), tiveram a maior influência nas saídas do modelo, obtendo altos valores de sensibilidade relativa (Sr) para todos os indicadores avaliados. Deste modo, a Kx foi o parâmetro que mais influenciou nos valores do modelo, tendo influenciado em 74% os valores das vazões mínimas, 70% as vazões médias e picos de vazão e em 66% o deflúvio anual. Por outro lado, a condutividade hidráulica vertical (Ky) e o rendimento específico (Sy), ambos parâmetros da zona saturada, foram os parâmetros que menos influenciaram as saídas do modelo apresentando uma Sr abaixo de 1% para todos os indicadores avaliados.

Ao analisar a sensibilidade dos parâmetros por componente simulado, tem-se que o Bf foi o parâmetro mais sensível da zona não saturada, uma vez que teve uma forte influência sobre o deflúvio anual, vazões mínimas e vazões máximas obtendo valores de Sr de 34,5%, 33,5% e 39% respectivamente. O segundo parâmetro de maior influência da zona não saturada foi a condutividade hidráulica do solo saturado (K₀), no entanto, a diferença na influência deste indicador em relação ao Bf é notável, sendo que o maior valor de Sr obtido com a variação da K₀ foi de 6,20% sobre os picos de vazão enquanto para o deflúvio anual, o valor de Sr foi de apenas 0,6%.

Em relação aos parâmetros da vegetação, foram os de maior influência no modelo, sendo o K_c o parâmetro que gerou a maior variação sob os três indicadores de vazão, com valores máximos de S_r na faixa de 33,69% a 45,16%. As vazões mínimas foram as mais influenciadas pela K_c , mas os parâmetros $AROOT$ e $C1$ também tiveram influência neste fluxo embora em menor magnitude (6,46 e 3,38% respectivamente). Os picos de vazão, por sua parte foram modificados pela alteração nos parâmetros C_{int} , $C2$ e $C3$ com porcentagens de S_r de 11,3%, 7,75% e 1,95% respectivamente. Observou-se também que com a alteração da maior parte dos parâmetros da vegetação testados, o deflúvio anual foi o indicador que menos variação teve.

Dos dois parâmetros do canal testados, os maiores valores de S_r foram obtidos com a modificação do coeficiente de troca entre a zona saturada e o Rio (L_c) sob as vazões mínimas (3,3%) e médias (3,06%). A rugosidade do canal, por sua parte, teve menores valores de S_r sendo que a maior variação que gerou foi sob os picos de vazão (2,29%) enquanto os outros indicadores (Q , $Q95$ e $Q50$) tiveram valores de S_r abaixo do 1%. Por fim, em relação aos dois parâmetros do fluxo superficial testados, se obteve uma variação de S_r acima de 1% apenas sobre as vazões máximas sendo que a modificação da rugosidade do terreno resultou em uma S_r de 1.98% enquanto a modificação da retenção superficial teve uma S_r máxima de 1.62%.

2.3.1.2. Processos hidrológicos

Os maiores valores de sensibilidade sob os processos hidrológicos foram obtidos com a alteração da K_x . A principal influência deste parâmetro foi sob o fluxo base (BFI) e o escoamento superficial (ES), com valores máximos de S_r de 71,32% e 67,28% respectivamente. Da mesma forma, o fluxo pelo macroporos (Bf) apresentou uma alta sensibilidade sob esses dois processos, embora com um valor de S_r maior para o ES (37,17%) do que para o BFI (34,78%).

O K_c , foi o parâmetro mais influente na ET , apresentando um valor máximo de S_r de 69,05%, no entanto, gerou também uma variação de 54,56% no ES e de 51,85% no fluxo base. O C_{int} , por sua parte, influenciou principalmente sob os processos de INT e INF com valores máximos de S_r de 60,29% e 15,67% respectivamente. Este parâmetro também influenciou, embora em menor grau, na saída do fluxo base (7,71%), ES (8,78%) e ET (2,86%).

Observou-se também que apesar da alta sensibilidade obtida com a K_x , os outros parâmetros testados da zona saturada (K_y e S_y) não influenciaram nenhum processo hidrológico, dado que todos os valores de S_r obtidos estiveram abaixo do 1%. Este comportamento foi

similar ao observado com os parâmetros da zona não saturada em que o Bf apresentou elevados valores de S_r enquanto a máxima sensibilidade obtida para a K_0 foi de apenas 2,56% sob a ET.

A modificação dos parâmetros relacionados com o fluxo superficial (S e M) bem como os do canal (L_c e M_{can}), em geral, não influenciaram os processos hidrológicos, pois apenas o L_c obteve um valor de S_r superior a 1% na variação do fluxo base (1,46%), enquanto a influência dos outros três parâmetros foram menores. Os parâmetros da vegetação influenciaram o maior número de processos hidrológicos, uma vez que, além do K_c e o C_{int} , as mudanças no valor do coeficiente empírico C_1 resultou na variação da resposta da ET (18,20%), INT (10,84%), BFI (6,08%) e INF (2,60%) principalmente. O coeficiente C_2 por sua parte, apresentou valores de S_r de 10,55% sob o fluxo base e 8,51% sob a ET. De outro lado, a INF foi o processo hidrológico que menos variações apresentou frente as mudanças dos parâmetros testados, dado que, apesar de ter se mostrado sensível aos mesmos dois parâmetros que a INT, esta última apresentou um dos valores de S_r mais elevados enquanto a sensibilidade da INF não superou o 16%. A ET bem como o ES foram sensíveis à modificação de sete dos quinze parâmetros testados, sendo o fluxo base o processo com os maiores valores de S_r obtidos.

2.3.2. Calibração e Validação

Os dois anos hidrológicos utilizados para a calibração e validação do modelo hidrológico foram simulados utilizando a versão 2019 do MIKE SHE e MIKE 11. Estas simulações foram feitas em um computador com processador Intel core I7 de 8 núcleos e memória RAM de 8GB. Cada simulação levou entre 12 e 36 horas para concluir o processo das quais a maior parte foi usada na simulação do fluxo superficial.

2.3.2.1. Aquecimento do modelo hidrológico

A simulação inicial do modelo resultou na subestimação dos fluxos na microbacia bem como em respostas excessivamente rápidas aos eventos de chuva. Este comportamento foi atribuído à dinâmica dos fluxos nas zonas saturada e não saturada, uma vez que toda a água precipitada estava indo diretamente para essas duas zonas, aumentando o nível do lençol freático e o teor de umidade do solo. Diante dessa situação, foi necessário estabelecer um período de aquecimento (*warm-up*) prévio à C/V do modelo hidrológico com o intuito de ter condições iniciais de água no solo adequadas para garantir o seu funcionamento hidrológico, já que

simulações feitas com o solo completamente seco, subestimam o comportamento dos processos reais (Garcia, 2018), ainda mais na região tropical onde é comum ter solos altamente profundos (Buringh, 1970). Além disso, o *warm-up* permite atingir condições estacionárias no modelo, isto é que a mudança no armazenamento da zona saturada durante os últimos anos de simulação seja próxima de zero (Pfannerstill et al., 2014) garantindo o melhor ajuste do modelo à realidade.

A definição da quantidade de tempo necessária para o *warm up* pode variar de meses (Christiaens & Feyen, 2001; Sahoo et al., 2006) a anos (Pfannerstill et al., 2014; Zhang et al., 2016) dependendo da dinâmica do local bem como do objetivo do modelo, sendo recomendado usar períodos de d., ois a três anos quando simulados os processos hidrológicos (Daggupati et al., 2015). Assim, inicialmente se testaram períodos de *warm-up* de entre 2 e 5 anos, com os quais ainda se observou uma variação no armazenamento da zona saturada acima de 500 mm, sendo necessário aumentar ainda mais este período até 8 anos. Na Figura 16 se observa a diferencia na vazão simulada com e sem o período de aquecimento, utilizando o mesmo conjunto de parâmetros, nela pode se observar que a vazão simulada sem o warm up (Sim _SemWU) subestima substancialmente a vazão observada, diferente do que acontece na simulação com o warm up (Sim_ComWU).

Figura 16. Série de vazão observada (Obs) e simulações do ano hídrico entre 2018 e 2019, utilizando o mesmo conjunto de parâmetros. Sim_ComWU: Simulação com os parâmetros base e o período de aquecimento. Sim_SWU: Simulação com os parâmetros base sem período de aquecimento.

Por outro lado, na Figura 17 é possível observar que no período entre o dia 11 de fevereiro e 14 de maio ocorre um período de inconsistência entre os dados de precipitação e a vazão observada, uma vez que nesse período se registraram dois dos maiores picos de vazão do ano hídrico e é gerado aproximadamente 32% do total do deflúvio, no entanto se observa apenas um pequeno evento de precipitação (88 mm) que não corresponde com os dados de vazão observados. Nesse sentido, considerando que os valores ótimos de C/V são obtidos avaliando não só o ajuste da curva de permanência de vazão graficamente, mas também considerando critérios estatísticos de eficiência, foram eliminados os valores correspondentes a esse período de inconsistência dos dados observados entre 11 de fevereiro e 14 de maio para evitar que afetassem os índices de calibração do modelo.

Figura 17. Inconsistências encontradas nas séries de precipitação e vazão observadas no ano hídrico entre 2018 e 2019.

Da mesma forma, em relação à série de ETP, foi necessário aplicar uma correção ao seu valor original, devido a uma subestimação no ano hídrico 2018-2019, onde a ETP foi de próxima de 75%, sendo que estudos anteriores mostram que a ETr na microbacia supera o 90% (Vazquez, 2019). De fato, como observado na Tabela 13 os valores de ETP calculados para diferentes anos aplicando o método de Penmann Monteith (PM) com os valores obtidos da estação meteorológica da ECFI, mostram que em geral ocorre uma subestimação no valor estimado. Assim, é importante considerar que embora o método de PM seja amplamente utilizado na estimativa da ETP, pode não ser adequado para áreas florestais cuja estrutura é altamente

complexa e apresenta diferentes estratos, uma vez que o mencionado método assume que toda evapotranspiração ocorre em uma única camada (Shi et al., 2008). Além disso, alguns coeficientes definidos na equação de PM, como a resistência estomática, variam de acordo com a cobertura, afetando sua estimativa (Brauman et al., 2012). Nesse sentido, e embora em alguns locais seja possível que a ETr seja maior do que a ETP, uma das premissas do modelo MIKE SHE é que os valores da ETP inseridos representem o limite superior de ETr permitida durante a simulação (DHI, 2019b), pelo que foi necessário fazer um incremento percentual do valor da ETP inserido nos períodos de C/V.

Tabela 13. Evapotranspiração potencial calculada utilizando o modelo de Penmann Monteith para os anos de 2016 a 2019 com os valores registrados da Estação de Ciências Florestais de Itatinga.

Ano	Precipitação (mm)	ETP (mm)	ETP (%)
2016	1970	1369	69
2017	2291	1366	60
2018	1612	1315	82
2019	1924	1412	73

Feitos os ajustes do período de calibração e valores de ETP, bem como a definição do tempo de aquecimento, deu-se continuidade à calibração do modelo. Para isso, foi aplicada a metodologia de ordem hierárquica de calibração definida por Garcia (2018), iniciando com a vazão mínima seguida da máxima e finalmente os processos. Para ajustar as vazões mínimas, dada a grande influência obtida na análise de sensibilidade, o primeiro parâmetro modificado foi a Kx. O valor inicial atribuído a este parâmetro foi de $5e-05 \text{ m}^3.s^{-1}$, com o qual o modelo superestimou o valor das mínimas em mais de 700%, pelo que foi diminuído 90% esse valor inicial resultando na redução das vazões mínimas (72%), mas também no deflúvio anual (57%) e vazões máximas (39%). Essa modificação do valor inicial atribuído à Kx, teve que ser também atribuída à simulação do *warm-up*, a fim de manter as condições estacionárias do modelo, sendo que se a variação no valor de parâmetros da zona saturada (Kx, Ky e Sy) ou de alguns parâmetros da vegetação (relacionados principalmente com a ET) for maior que um fator de 2, se torna necessário repetir o *warm-up* com o novo valor (Refsgaard, comunicação pessoal, 29 de abril de 2020).

Assim, tomando como base os valores do nível de lençol freático e teor de umidade do solo obtidos após o novo *warm up*, foi feita a simulação base (Sim_Base), a qual resultou em uma superestimativa das vazões mínimas (Q95) em 90%, as médias (Q50) em 19%, as máximas (Q5)

em 7%, e o deflúvio anual (Q) em 15% (Figura 18). Observou-se que essa nova simulação base teve uma substancial melhora sendo que o Q5 atingiu o valor de ajuste satisfatório (NSE de 0.64) embora o Q95 ainda precise ser ajustado.

Figura 18. Curva de permanência de vazão da simulação base (Sim_Base) em relação à curva de permanência de vazão observada (Obs).

Buscando o ajuste das mínimas, a Kx foi ainda reduzida em 25% (Kx-25%), 30% (Kx-30%), 35% (Kx-35%) e 40% (Kx-40%). Como esperado, à medida que este parâmetro foi diminuído, o valor da vazão mínima na microbacia diminuiu, bem como a vazão máxima e vazão média, sendo essas duas últimas as que se viram mais influenciadas (Figura 19). Assim, a simulação em que o valor de Kx foi diminuído 40% (Kx-40%) teve a maior redução na diferença relativa com a vazão mínima observada, cuja diferença passou de 90% para 6% (Tabela 14).

Figura 19. Curvas de permanência de vazão simulada e observada com a diminuição percentual do valor da condutividade hidráulica horizontal do aquífero (K_x). Obs: Vazão observada. Sim_Base: Simulação com *warm up* e parâmetros base. Kx-25%: Sim_Base com K_x diminuída 25%. Kx-30%: Sim_Base com K_x diminuída 30%. Kx-35%: Sim_Base com K_x diminuída 35%. Kx-40%: Sim_Base com K_x diminuída 40%.

No entanto, ao analisar os valores de ajuste estatístico, a aparente melhora na diferença relativa do Q95 com a Kx-40% não se refletiu no critério de eficiência da vazão mínima (NSEb), sendo que o melhor ajuste estatístico do Q95 correspondeu à simulação Kx-25% e não à simulação Kx-40%. De fato, observou-se que reduzir a K_x em mais de 25%, embora diminua o valor das mínimas aproximando-se mais do valor observado, afetou o ajuste do modelo, evidenciado em valores menores de NSEb. Na simulação Kx-25% foi observada uma redução no valor do deflúvio anual, sendo que o valor simulado se encontra 9,2% abaixo do valor observado. Em relação à vazão máxima, apesar da simulação Kx-25% subestimar essa vazão, passando de 6,9% acima do valor observado para 4,4%, o seu valor de ajuste estatístico (NSE) não foi afetado, permanecendo igual ao da simulação base, diferente do observado em Kx-40 em que a redução das máximas afetou o NSE. Desse modo, apesar de uma ligeira diminuição no coeficiente de determinação (R^2) foi mantido um valor de K_x de $1.65 \times 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ (Kx-25%).

Tabela 14. Diferença absoluta e relativa entre os indicadores hidrológicos de deflúvio anual (Q), vazão máxima (Q5), vazão média (Q50) e vazão mínima (Q95) e principais critérios de eficiência para as simulações com diminuição da condutividade hidráulica horizontal (Kx) em 10% (Kx-10%), 30% (Kx-30%), 40% (Kx-40%) e 50% (Kx-50%). NSE: Índice de Nash-Sutcliffe NSEb: Índice de Nash-Sutcliffe modificado para vazões mínimas. R²: Coeficiente de determinação.

Indicador	Obs	Sim_Base		Kx-25%		Kx-30%		Kx-35%		Kx-40%	
	m ³ .s ⁻¹	m ³ .s ⁻¹	% Dif	m ³ .s ⁻¹	% Dif	m ³ .s ⁻¹	% Dif	m ³ .s ⁻¹	% Dif	m ³ .s ⁻¹	% Dif
Q	81,737	93,646	14,6%	74,255	-9,2%	70,263	-14%	65,791	-19,5%	62,152	-24%
Q5	0,615	0,657	6,9%	0,587	-4,4%	0,572	-6,9%	0,544	-11,5%	0,539	-12,3%
Q50	0,195	0,232	19%	0,172	-11,4%	0,172	-11,4%	0,172	-11,4%	0,137	-29,8%
Q95	0,1	0,19	89,8%	0,138	37,9%	0,128	27,3%	0,116	15,8%	0,107	6,2%
NSE	--	0,64		0,64		0,62		0,56		0,54	
NSEb	--	0,22		0,54		0,53		0,44		0,24	
R²	--	0,68		0,65		0,65		0,63		0,63	

Em termos de vazão, com a simulação Kx-25% todos os critérios de eficiência avaliados atingiram o mínimo considerado nesse estudo como satisfatório (NSE, NSEb e R² ≥ 0.5, PBIAS ≤ 15%; KGE' ≥ 0.65). Cabe mencionar que embora a vazão máxima foi proposta para ser ajustada após atingir o mínimo satisfatório na vazão mínima, observou-se que a modificação feita na Kx para o período de aquecimento do modelo (diminuição em 90%), já resultou no ajuste estatístico do Q5 (NSE de 0,64), e a nova modificação feita ao valor da Kx durante o processo de ajuste do Q95 não prejudicou esse ajuste.

Os testes realizados daqui em diante, fazem parte da última etapa de calibração da metodologia adotada em que, além da vazão, são considerados os processos hidrológicos de evapotranspiração (ETr), interceptação (INT), escoamento superficial (ES) e fluxo base (BFI), partindo dos resultados obtidos da simulação Kx-25%. Assim, foram definidos testes modificando os parâmetros de maior influência no modelo, como o coeficiente de cultivo (Kc), o fluxo pelos macroporos (Bf), e alguns coeficientes empíricos da vegetação (C1, C2, Aroot e Cint). Igualmente, a seleção do valor calibrado dos parâmetros modificados nessa etapa, foi feita considerando que os processos se encontrem aderidos ao comportamento esperado para a área de estudo, mas também buscando melhorar os critérios de eficiência da vazão, principalmente das mínimas, uma vez que, embora satisfatórios, os critérios de eficiência de vazão ainda estão abaixo do esperado.

Na Tabela 15 se encontram os valores extraídos do balanço hídrico geral da microbacia para o ano hídrico 2018-2019 da simulação Kx-25%, bem como alguns dos valores estimados

para os processos hidrológicos na microbacia obtidos um estudo prévio feito na área (Vazquez, 2019), e alguns conforme registro de literatura. Nela se observa que do total de água precipitada no ano (1142 mm), a porcentagem de evapotranspiração correspondeu ao 85%, enquanto a porcentagem de água interceptada pela vegetação foi de 8%. Com a separação do deflúvio anual em BFI e escoamento superficial, encontrou-se que a porcentagem da água que chegou ao rio como fluxo base foi de 82% enquanto o escoamento superficial correspondeu a 7%. Desta forma, os percentuais de ETr e ES encontram-se próximos do valor que se espera ter na microbacia (93% e 9% respectivamente), enquanto a INT se encontra dentro da faixa esperada e o BFI está sendo superestimado. o erro médio anual do balanço geral da simulação foi de 0,58 mm, que corresponde a apenas 0.05% em relação ao total da chuva.

Tabela 15. Valores de evapotranspiração real (ETr), interceptação (INT), Escoamento superficial (ES), e índice de fluxo base (BFI) para a simulação com diminuição da condutividade hidráulica horizontal em 25% do valor inicial (Kx-25%), em comparação com os valores esperados para a microbacia.

	P	ETr		INT		ES		BFI	Erro	
	mm	mm	%	%	%	mm	%	%	mm	%
Valores de Referência	1700 ¹	1579 ¹	93 ¹	7 - 14 ²		151 ¹	9 ¹	62 ¹	--	
Kx-25%	1141	972.35	85	93.00	8%	84.80	7	82	0.58	0.05

¹ (Vazquez, 2019). ² (Moura et al., 2009; Gonzaga, 2002)

Inicialmente foi feita a modificação dos dois parâmetros fora o a Kx que tiveram maior influência no modelo, de acordo com a análise de sensibilidade, e os quais correspondem ao Kc e Bf (Tabela 16). Assim, foi aumentado o valor inicial de Kc (1) em 10% (Kc+10%) e 20% (Kc+20%) resultando na diminuição do Q95, e, portanto, na diferença relativa com o valor observado, que caiu de 37,9% para 21,5% na simulação Kc+20%. No entanto, se observou a diminuição no valor do NSEb, sendo que passou de 0,54 na simulação Kx-25% para 0,51 e 0,44 nas simulações Kc+10% e Kc+20% respectivamente. Em relação aos processos, observou-se um substancial aumento na ETr que passou de 85% para 91% e 97% nas simulações Kc+10% e Kc+20% respectivamente, sendo que esta última superestima o valor esperado para a microbacia. Dada principalmente a diminuição no valor de ajuste do NSEb com o aumento do Kc decidiu-se manter o seu valor inicial, e continuar com a modificação do fluxo pelos macroporos (Bf). A diminuição no percentual de Bf em 40% (Bf-40%) e 60% (Bf-60%), não mostrou influência substancial nos processos hidrológicos, visto que incrementou em apenas 1% a ETr e o BFI, mas resultou na diminuição das máximas, mínimas e deflúvio anual. Mesmo com essa diminuição, a simulação Bf-60% o Q95 e o Q50 estão sendo ainda superestimados em 24% e 17%

respectivamente, enquanto na simulação Bf-40% dita diferença foi de 15,6% e 27,8%. O Q5 e Q de outro lado, se encontram 48,1% e 15,3% abaixo do valor observado na simulação Bf-60% enquanto na simulação Bf-40% essa subestimação foi menor de 7.1% no caso das máximas e 13,4% sob o deflúvio anual. Em relação aos critérios estatísticos de ajuste, a simulação Bf-40% obteve uma melhora no NSEb, passando de 0,54 a 0,57 mas houve uma sutil diminuição no valor do NSE. O R^2 se manteve igual. Devido à melhora no NSEb obtida com a simulação Bf-40%, optou-se por utilizar essa simulação para os próximos testes de calibração.

Tabela 16. Diferença absoluta e relativa no deflúvio anual (Q), vazão máxima (Q5), vazão média (Q50) e vazão mínima (Q95); principais critérios de eficiência e valores de evapotranspiração real (ETr), interceptação (INT), escoamento superficial (ES), e índice de fluxo base (BFI) para as simulações com aumento do coeficiente de cultura (Kc) em 10% (Kc-10%), e 20% (Kc-20%) 40%, bem como simulações com diminuição do fluxo pelos macroporos (Bf) em 40% (Bf-40%) e 60% (Kx-60%). NSE: Índice de Nash-Sutcliffe NSEb: Índice de Nash-Sutcliffe modificado para vazões mínimas. R^2 : Coeficiente de determinação.

	Indicadores hidrológicos ($m^3.s^{-1}$)				Critérios de eficiência			Processos hidrológicos (%)			
	Q	Q5	Q50	Q95	NSE	NSEb	R2	ETr	INT	ES	BFI
Obs	81.737	0.615	0.195	0.100	--	--	--	93	7 - 14	9	62
Kx-25%	74.255	0.587	0.162	0.138	0.64	0.54	0.65	85	8	7	82
	-9%	-4%	-11%	38%							
Kc+10%	68.296	0.548	0.159	0.129	0.60	0.51	0.64	91	8	7	83
	-16%	-11%	-18%	29%							
Kc+20%	64.067	0.502	0.151	0.122	0.54	0.44	0.62	97	8	6	83
	-22%	-18%	-23%	21%							
Bf-40%	70.823	0.571	0.164	0.128	0.62	<u>0.57</u>	0.65	86	8	7	83
	-13%	-7%	-16%	28%							
Bf-60%	69.225	0.319	0.228	0.125	0.61	0.55	0.65	86	8	7	83
	-15%	-48%	17%	24%							

Em seguida, os parâmetros empíricos da vegetação foram modificados, dada a sua importância tanto na vazão da microbacia quanto nos processos, como observado na análise de sensibilidade. Dessa forma, buscando incrementar o valor da INT testou-se o aumento no Cint em 50 (Cint+50%) e 100% (Cint+100%), uma vez que esse parâmetro tem relação direta com a capacidade da cobertura em reter água. Os resultados dessa modificação (Tabela 17) mostraram que efetivamente ocorreu um aumento da INT para 11% e 13% nas simulações Cint+50% e Cint+100% respectivamente, sem afetar nenhum outro processo. Observou-se também uma sutil

influência nas vazões, incrementando a diferencia relativa com os valores observados entre 1 e 3%. Dadas as condições da vegetação na microbacia em que mais da metade de sua área apresenta uma área floresta com alto desenvolvimento da copa, considerou-se que o melhor ajuste da INT ocorre com o aumento observado após atribuir o valor de Cint de 0,75 (Cint+50%), de forma que foi mantido para continuar com o processo de calibração do modelo hidrológico.

Tabela 17. Diferença absoluta e relativa no deflúvio anual (Q), vazão máxima (Q5), vazão média (Q50) e vazão mínima (Q95); principais critérios de eficiência e valores de evapotranspiração real (ET_r), interceptação (INT), escoamento superficial (ES), e índice de fluxo base (BFI) para as simulações com aumento do coeficiente de interceptação (Cint) em 50% (Cint+50%) e 100% (Cint+100%). NSE: Índice de Nash-Sutcliffe NSEb: Índice de Nash-Sutcliffe modificado para vazões mínimas. R²: Coeficiente de determinação.

	Obs	Kx-25%		Kc+10%		Kc+20%		Bf-40%		Bf-60%	
	m ³ .s ⁻¹	m ³ .s ⁻¹	% Dif	m ³ .s ⁻¹	% Dif	m ³ .s ⁻¹	% Dif	m ³ .s ⁻¹	% Dif	m ³ .s ⁻¹	% Dif
Q	81,74	74,255	-9%	68,30	-16%	64,07	-22%	70.82	-13%	69.23	-15%
Q5	0,615	0,587	-4%	0,548	-11%	0,502	-18%	0.571	-7%	0.319	-48%
Q50	0,195	0,162	-11%	0,159	-18%	0,151	-23%	0.164	-16%	0.228	17%
Q95	0,1	0,138	38%	0,129	29%	0,122	21%	0.128	28%	0.125	24%
NSE	--	0,64		0,6		0,54		0,62		0,61	
NSEb	--	0,54		0,51		0,44		<u>0,57</u>		0,55	
R2	--	0,65		0,64		0,62		0,65		0,65	
ET_r	93%	85%		91%		97%		86%		86%	
INT	7-14%	8%		8%		8%		8%		8%	
ES	9%	7%		7%		6%		7%		7%	
BFI	62%	82%		83%		83%		83%		83%	

Por outro lado, buscando um melhor ajuste da ET_r, foram ainda modificados os parâmetros empíricos da vegetação C1 e C2, que alteram as taxas de evaporação do solo, iniciando com o aumento do C2 por ter se mostrado mais influente do que o C1 durante a AS (Tabela 18). Assim, foi aumentado o valor inicial de C2 (0,2) em 50% (C2+50%) e 100% (C2+100%), com o que se observou o aumento no valor de ajuste das máximas, uma vez que o NSE passou de 0,61 na simulação Cint+50 para 0,63 na simulação C2+100%, bem como o aumento no valor do NSEb que correspondeu a 0,56 e 0,58 nessas mesmas simulações respectivamente. Embora houve a melhora no critério de ajuste das mínimas, a diferencia relativa do Q95 observado e simulado foi maior (33%), entretanto, o Q, Q5 e Q50 reduziram sua diferencia relativa com os valores observados sendo que se encontram subestimados em 12%,

8% e 13% respectivamente. Em relação aos processos hidrológicos, não foi observada uma variação substancial nos valores obtidos previamente sendo que a apenas a ETr foi sutilmente diminuída em 1%. Desta forma, considerando que o maior peso de decisão foi atribuído aos critérios de eficiência avaliados, optou-se por continuar a calibração com o valor C2 de 0,4 (C2+100%). Em seguida a modificação do parâmetro C1 com o incremento do valor inicial desse parâmetro em 40% (C1+40%) e 50% (C1+50%), resultou no aumento da taxa de evapotranspiração, alcançando valores de 91% e 92% respectivamente. Nenhum dos outros processos hidrológicos avaliados sofreu uma alteração perceptível e as diferenças relativas entre os valores de vazão observada e simulada se mantiveram constantes, porém o valor do NSEb diminuiu sutilmente da simulação C2+100% (0.58) para a simulação C1+50% (0,57). Dado o aumento da taxa de ETr obtido com as simulações em que o C1 foi aumentado, sendo que essa taxa esteve mais próxima do valor de referência para a área, optou-se por utilizar a simulação C1 + 40% para dar continuidade ao processo de calibração.

Tabela 18. Diferença absoluta e relativa no deflúvio anual (Q), vazão máxima (Q5), vazão média (Q50) e vazão mínima (Q95); principais critérios de eficiência e valores de evapotranspiração real (ETr), interceptação (INT), escoamento superficial (ES), e índice de fluxo base (BFI) para as simulações com aumento do C2 em 50% (C2+50%) e 100% (C2+100%) e C1 em 40% (C1+40%) e 50% (C1+50%). NSE: Índice de Nash-Sutcliffe NSEb: Índice de Nash-Sutcliffe modificado para vazões mínimas. R²: Coeficiente de determinação.

	Obs	Cint+50%		C2+50%		C2+100%		C1+40%		C1+50%	
	m ⁻³ .s ⁻¹	m ⁻³ .s ⁻¹	% Dif	m ⁻³ .s ⁻¹	% Dif	m ⁻³ .s ⁻¹	% Dif	m ⁻³ .s ⁻¹	% Dif	m ⁻³ .s ⁻¹	% Dif
Q	81.74	70.00	-14%	71.14	-13%	72.05	-12%	71.75	-12%	71.68	-12%
Q5	0.615	0.56	-9%	0.562	-9%	0.567	-8%	0.567	-8%	0.566	-8%
Q50	0.195	0.163	-16%	0.166	-15%	0.169	-13%	0.169	-13%	0.168	-13%
Q95	0.1	0.127	27%	0.131	30%	0.134	33%	0.133	32%	0.132	32%
NSE	--	0.61		0.62		0.63		0.62		0.62	
NSEb	--	0.56		0.57		0.58		0.57		0.57	
R2	--	0.65		0.65		0.65		0.65		0.65	
ETr	93%	86%		86%		85%		91%		92%	
INT	7-14%	11%		11%		11%		11%		11%	
ES	9%	7%		7%		7%		7%		7%	
BFI	62%	83%		83%		83%		83%		83%	

Ao observar os resultados da última simulação considerada durante o processo de calibração do modelo (C1+40%), observa-se que o fluxo de base é o processo hidrológico que

está fora dos valores de referência considerados para a área de estudo, uma vez que o valor estimado no estudo prévio da microbacia corresponde a 63% (Vazquez, 2019), enquanto o valor simulado é de 83%. Nesse sentido, considerando que os parâmetros mais influentes segundo a AS já foram testados sem influenciar nesse processo, optou-se por modificar o valor da constante de tempo da drenagem (D_t), por ser o parâmetro do modelo relacionado à quantidade de água que flui de forma subsuperficial na microbacia em direção ao rio (DHI, 2019b). Assim, esperava-se que a diminuição em seu valor inicial ($5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) resultasse na redução do fluxo base na microbacia, pelo que foram definidos testes diminuindo o valor do D_t , em 60% ($D_t-60\%$), 70% ($D_t-70\%$) e 80% ($D_t-80\%$).

Os resultados dessas modificações encontram-se na Tabela 19, onde se observa que efetivamente a redução D_t diminuiu gradativamente a proporção correspondente ao fluxo base dentro da microbacia, sendo que na simulação $D_t-80\%$ (0.61) se obteve o valor mais próximo ao valor de referência (0.63). Dessa forma o único processo hidrográfico afetado foi o fluxo base; porém, em relação com os valores de vazão, foi observada a influência do D_t nas máximas, uma vez que estas diminuíram substancialmente, aumentando a diferença relativa do valor Q_5 simulado ($D_t-70\%$) para 22% em relação ao valor observado. Apesar disso, foi observada a melhora nos critérios de eficiência tanto das máximas (NSE) quanto das mínimas (NSEb), obtendo alguns dos maiores valores quando comparados com simulações prévias. Nesse sentido, considerando o melhor ajuste dos processos, bem como os altos valores dos critérios de eficiência, decidiu-se manter o valor de D_t da simulação em que a diferença relativa das vazões máximas foi a menor, correspondente a $1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ($D_t-80\%$).

Tabela 19. Diferença absoluta e relativa no deflúvio anual (Q), vazão máxima (Q_5), vazão média (Q_{50}) e vazão mínima (Q_{95}); principais critérios de eficiência e valores de evapotranspiração real (ETr), interceptação (INT), escoamento superficial (ES), e índice de fluxo base (BFI) para as simulações com diminuição da constante de drenagem em 60% ($D_t+60\%$), 70% ($D_t+60\%$) e 80% ($D_t+80\%$). NSE: Índice de Nash-Sutcliffe NSEb: Índice de Nash-Sutcliffe modificado para vazões mínimas. R^2 : Coeficiente de determinação.

	Indicadores hidrológicos ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)				Critérios de eficiência			Processos hidrológicos (%)			
	Q	Q_5	Q_{50}	Q_{95}	NSE	NSEb	R^2	ETr	INT	ES	BFI
Obs	81.737	0.615	0.195	0.100	--	--	--	93	7 - 14	9	62
C1+40%	71.747	0.567	0.169	0.133	0.62	0.57	0.65	91	11	7	83
	-12%	-8%	-13%	32%							
Dx-60%	71.346	0.478	0.172	0.134	0.66	0.60	0.69	91	11	7	70
	-13%	-22%	-11%	34%							
Dx-70%	71.256	0.482	0.172	0.134	0.65	0.61	0.68	91	11	7	66
	-13%	-22%	-12%	34%							
Dx-80%	71.142	0.493	0.170	0.135	0.64	0.60	0.67	91	11	7	61
	-13%	-20%	-12%	34%							

Uma vez que a calibração do modelo hidrológico é um processo de melhoria contínua que pode não ter fim, o ideal é modificar o mínimo de parâmetros possível, por isso se decide encerrar este processo de calibração considerando os parâmetros da simulação Dx-80% em que os processos hidrológicos se encontram ajustados e todos os critérios de eficiência estatística avaliados são satisfatórios (NSE: 0.64, KGE':0.78, NSEb: 0.60, R²: 0.67, PBIAS: 12.65, RMSE: 0.001 m³.s⁻¹), embora as diferenças relativas de vazão estiveram entre 12 e 34%. A Figura 20 mostra a FDC da simulação Dx-80% com os parâmetros calibrados em relação com a simulação base e os valores vazão observada, sendo evidente a melhora obtida após a modificação efetiva de seis parâmetros do modelo Kx, Bf, Cint, C1, C2 e Dt, cujos valores iniciais e calibrados se encontram detalhados na Tabela 20.

Tabela 20. Valores iniciais e calibrados dos parâmetros modificados durante a calibração do modelo hidrológico da microbacia experimental.

Componente	Parâmetro	Unidade	Valor inicial	Valor calibrado
Zona Saturada	Condutividade hidráulica horizontal (Kx)	(m.s ⁻¹)	5×10 ⁻⁵	1.65×10 ⁻⁵
	Constante de drenagem (Dt)	s ⁻¹	5×10 ⁻⁶	1×10 ⁻⁶
Zona não saturada	Fluxo pelos macroporos (Bf)	--	0.25	0.15
Uso do solo	Cint	mm	0.5	0.75
	C1	--	0.3	0.42
	C2	--	0.2	0.4

Figura 20. Curvas de permanência de vazão simulada (Dt+100%) com ajuste estatístico satisfatório (NSE:0.58, NSEb:0.50, R²:0.63) após com a modificação da Kx (1.32e⁻⁰⁶), Bf (0.1) e C2 (0.4) em relação à vazão observada (Obs) e simulação base (Sim_Base)

Embora a ferramenta de balanço hídrico do MIKE SHE forneça um balanço detalhado por módulo simulado, ela não permite determinar diretamente a contribuição de cada uso do solo nos diferentes processos hidrológicos. Nesse sentido, e considerando o grande percentual de água representado pela ET no balanço, uma análise adicional foi realizada sobre este componente, a fim de diferenciar a contribuição da regeneração avançada em plantio abandonado de *Eucalyptus saligna* (RAE), diante a contribuição do plantio de restauração florestal (PRF) no total da ETr. Deste modo, aproximadamente 60% da evapotranspiração correspondeu à RAE, enquanto um valor inferior (40%) foi obtido na área do plantio de restauração florestal, o qual é coerente com a idade e estágio de desenvolvimento própria de cada floresta.

Uma vez determinados os valores calibrados dos parâmetros do modelo, com os que se obteve um ajuste estatístico satisfatório, bem como o ajuste dos processos hidrológicos, procedeu-se à validação do modelo, para o qual foi utilizado o ano hídrico imediatamente seguinte ao ano da calibração, correspondente ao ano hídrico do 01 de setembro de 2019 a 31 de agosto de 2020. O resumo das saídas obtidas entorno dos indicadores hidrológicos da FDC (Q, Q5, Q50 e Q95), bem como dos critérios de eficiência se encontram resumidos na Tabela 21. Assim, os resultados mostraram que durante o período de validação o ajuste estatístico da simulação foi melhor do que o ajuste obtido durante a calibração, pelo menos em relação aos critérios NSE (0,70), KGE '(0,74) e R2 (0,87), para os quais os valores de ajuste obtidos são considerados muito satisfatórios; porém, o indicador de vazão mínima (NSEb) apresentou um valor de 0.08 abaixo do mínimo aceitável estabelecido no estudo (0.5). Em relação aos valores de vazão, o Q95 foi o indicador que tanto na calibração quanto na validação teve a maior diferença relativa, sendo que durante a validação a diferença foi substancialmente maior, estando superestimada em 127%. Enquanto isso, o deflúvio anual, e a vazão média mostraram uma diferença relativa também maior, quando comparada com o período da calibração, de 24 e 26% acima do valor observado respectivamente, enquanto os picos de vazão estão sendo subestimado 11%, sendo este o indicador de menor diferença relativa.

Tabela 21. Diferença absoluta e relativa no deflúvio anual (Q), vazão máxima (Q5), vazão média (Q50) e vazão mínima (Q95) e principais critérios de eficiência obtidos das simulações nos períodos de calibração e validação do modelo hidrológico da microbacia experimental. NSE: Índice de Nash-Sutcliffe NSEb: Índice de Nash-Sutcliffe modificado para vazões mínimas. R²: Coeficiente de determinação.

		Indicadores hidrológicos				Critérios de eficiência		
		Q	Q5	Q50	Q95	NSE	NSEb	R2
Calibração	Observado	81.737	0.615	0.195	0.100	--	--	--
	Simulado	71.142	0.493	0.170	0.135	0.64	0.60	0.67
	% Dif	-13%	-20%	-12%	34%			
Validação	Observado	64.46	0.50	0.11	0.04	--	--	--
	Simulado	79.68	0.44	0.14	0.10	0.70	0.08	0.87
	% Dif	24%	-11%	26%	127%			

Por fim, os hidrogramas das simulações do ano de calibração e validação em relação com os valores observados para ambos os dois períodos se encontram na Figura 21.

Figura 21. Hidrogramas de vazão dos períodos de simulação correspondes à (a) calibração (ano hídrico entre 01-09-2018 e 31-08-2019) e (b) validação (ano hídrico entre 01-09-2019 e 31-08-2020) do modelo hidrológico da microbacia experimental.

2.4. Discussão

2.4.1. Análise de sensibilidade

A condutividade hidráulica horizontal (K_x), o bypass flow (B_f) e o coeficiente cultura (K_c) foram os parâmetros com alta sensibilidade, para todos os indicadores hidrológicos avaliados. A alta sensibilidade desses parâmetros pode estar relacionada com a importância dentro do modelo MIKE SHE do módulo dos fluxos na zona saturada (Doummar et al., 2012; Feyen et al., 2000; Sahoo et al., 2006), pois integra numericamente o movimento da água nas três dimensões, com soluções numéricas altamente precisas, e um acoplamento bem estruturado entre

a zona saturada e não saturada (DHI, 2019c), constituindo essa zona como o componente principal do modelo. A K_x representa a velocidade do movimento horizontal da água através da zona saturada (Malone et al., 2015), sendo o parâmetro que afeta diretamente na quantidade de água armazenada no aquífero, no nível do lençol freático e nas vazões mínimas (Vázquez & Feyen, 2003). Da mesma forma o B_f , por ser a fração da precipitação que chega diretamente ao lençol freático por meio dos macroporos (DHI, 2019c) altera o nível do lençol freático e a recarga do aquífero. O K_c é utilizado na estimativa da taxa de evapotranspiração da vegetação e, portanto, influencia na quantidade de água subterrânea que pode ser extraída pela vegetação.

Dentre os estudos de modelagem que citam os parâmetros mais influentes ou usados na calibração, foi encontrada também influência da K_x na simulação da vazão no modelo de uma microbacia ($0,95 \text{ km}^2$) na Alemanha, em que a variação da K_x resultou em valores de sensibilidade entre 300% e 4000%, sobre o deflúvio anual (Xevi et al., 1997); também o B_f tem se mostrado um parâmetro sensível na modelagem de microbacias da República Checa (Tacheci et al., 2011) e da Austrália (Jayatilaka et al., 1998). No entanto, esse efeito, principalmente em relação à K_x não parece se restringir apenas a microbacias, pois já foi encontrada influência desse parâmetro na simulação do fluxo base e dos picos de vazão em bacias maiores de regiões temperadas (Doummar et al., 2012; Sahoo et al., 2006) e ainda na região tropical, em que o modelo parametrizado para uma bacia de 2.194,8 ha no Brasil, mostrou variações de 34,4% no deflúvio anual e 134,4% nas vazões mínimas, em decorrência da variação na K_x (L. G. Garcia, 2018). Esses resultados mostram que embora a análise de sensibilidade seja diferente em função das particularidades de cada bacia (Cuo et al., 2011), existem alguns parâmetros, como a K_x no caso do MIKE SHE, que independem do tamanho ou localização da área modelada, e exercem uma influência significativa nas saídas do modelo, portanto, maior importância deve ser dada à definição do seu valor e a justificativa do seu uso na calibração de diferentes modelos hidrológicos elaborados dentro do MIKE SHE (Henriksen et al., 2003; Jaber & Shukla, 2012; Waseem et al., 2020).

Em relação ao K_c , por ser um atributo mensurável da vegetação, não costuma se incluir na AS, no entanto, foi incluído nessa análise, por ser uma característica que, embora tenha sido estudada amplamente para culturas, não tem sido igualmente desenvolvida para o caso de ecossistemas naturais como a floresta (Glenn et al., 2011), sendo que pode mudar no caso de florestas decíduas e sempre verdes (Corbari et al., 2017) ou em função do estágio de desenvolvimento da floresta, (N. Fu et al., 2019), razão pela qual pode ser considerado um parâmetro sujeito à calibração. Assim, o resultado da AS mostrou que o K_c tem uma alta influência na resposta de todos os fluxos. Esse resultado pode estar relacionado com a presença

da cobertura florestal madura cobrindo quase 50% da área da microbacia, uma vez que o K_c é usado para ajustar as taxas de E_{Tr} da vegetação no modelo, e dado que a E_{Tr} é um dos processos de maior influência no balanço hídrico (Vázquez & Feyen, 2003), qualquer variação nela representará uma alteração na quantidade de água disponível para os outros módulos do modelo. De forma semelhante, o coeficiente de interceptação (C_{int}), outro dos parâmetros da vegetação, o qual se relaciona com a fração da precipitação que pode ser retida no dossel e que será diretamente evaporada, apresentou uma moderada influência sob todos os fluxos, bem como os coeficientes empíricos da vegetação C_1 e C_2 que embora tiveram menos influência que o K_c e o C_{int} , foram mais influentes do que os parâmetros que controlam os fluxos superficiais e do canal. Nesse sentido, os resultados destacam a importância da cobertura do solo na modelagem hidrológica, principalmente quando se trata de cobertura florestal, pois gera uma potencial saída de água dentro do modelo, em forma de evapotranspiração que altera de forma mais evidente a quantidade de água que chega ao rio (Sahoo et al., 2006).

Por outro lado, o coeficiente de troca entre a zona saturada e o Rio (L_c), é um dos parâmetros mais amplamente utilizado na calibração de modelos de grandes bacias (He et al., 2013; Jaber et al., 2012; Voekler et al., 2014; Waseem et al., 2020). No entanto, os resultados desse estudo mostram que o L_c teve uma baixa influência nas mínimas e nenhuma influência sobre o deflúvio anual. Além disso, a literatura disponível na escala de microbacia não relata seu uso na calibração. Esse resultado pode ser explicado pelas diferenças de escala entre os estudos, pois o L_c é diretamente proporcional ao perímetro da área molhada e ao tamanho das células de processamento (DHI, 2019c), de modo que rios de pequenas dimensões como o da área de estudo, somado a um grid de escala fina, possivelmente reduzirá a magnitude da influência deste parâmetro na vazão.

O coeficiente de rugosidade do terreno (M), por outro lado, foi um dos parâmetros nessa análise que não gerou variações sobre nenhum indicador hidrológico avaliado, enquanto a retenção superficial (S) apresentou apenas uma baixa influência nos picos de vazão, contradizendo as descobertas feitas em outros estudos que afirmam que parâmetros relacionados aos fluxos superficiais dominam as saídas do modelo (Loliyana & Patel, 2018; Zhang et al., 2008), e contrastando também com os resultados da modelagem em bacias maiores ($>1\text{km}^2$) nas quais o M (Gorantiwar et al., 2015; Sahoo et al., 2006; C. R. Singh et al., 2010) e a S (Dai et al., 2010a; Sandu & Virsta, 2015) se constituem como os parâmetros mais influentes nos picos de vazão. No entanto, outros trabalhos feitos em escala de microbacia também relataram uma baixa influência destes parâmetros no modelo (Davis et al., 1999; Jayatilaka et al., 1998; Tacheci et al., 2011; Xevi et al., 1997). Essa diferença pode estar relacionada à heterogeneidade da superfície

(Loliyana & Patel, 2018), uma vez que bacias com maior área superficial, tem maior heterogeneidade, enquanto áreas menores podem apresentar menor variação da rugosidade diminuindo a importância desse parâmetro no modelo.

No caso da K_y , a literatura mostra que, independentemente do tamanho da bacia, este é um parâmetro que influencia nos picos de vazão; similar ao que acontece com a condutividade hidráulica do solo saturado (K_0), (Davis et al., 1999; Doummar et al., 2012; Sahoo et al., 2006; Vázquez et al., 2009; Voekler et al., 2014; Xevi et al., 1997). No entanto, nesse estudo, a K_0 teve moderada e baixa sensibilidade nas vazões máximas e médias, respectivamente, enquanto a K_y não influenciou nenhum dos indicadores, semelhante apenas ao encontrado em estudos na região tropical (L. G. Garcia, 2018). Isto pode estar relacionado com a alta profundidade dos solos nos trópicos, pois a K_y está associada à interação entre os fluxos superficiais e subterrâneos, sendo que a mudança neste parâmetro altera a permeabilidade do solo e a velocidade da percolação vertical (Sahoo et al., 2006). Assim, se a camada de solo na zona não saturada que comunica estes fluxos for muito profunda, sua interação será menor (Zhang et al., 2008) diminuindo o efeito da K_y no modelo. No que diz respeito à K_0 , a baixa influência deste parâmetro em comparação com outros estudos, possivelmente seja decorrente das características de alta permeabilidade típicas do tipo de solo (Latossolo-vermelho amarelo de textura média) que ocorre na maior porcentagem de área da microbacia, o que, como mencionado acima é semelhante apenas a um estudo na zona tropical em que se obteve uma sensibilidade relativa de 5% sob os picos de vazão, 2,8% sob as mínimas e 0,8% sob o deflúvio anual (L. G. Garcia, 2018) e cujo tipo de solo predominante corresponde ao mesmo da microbacia avaliada nesse estudo.

A comparação dos resultados da AS em torno dos processos hidrológicos com outros estudos se dificulta por não ser comum incluí-los nas análises, no entanto, sua inclusão se torna importante, uma vez que os parâmetros dos métodos pelos quais processos como a ET são estimados influenciam significativamente nas previsões do MIKE SHE (Vázquez et al., 2004) permitindo um melhor entendimento da dinâmica hidrológica que o modelo está simulando. Dessa forma, os resultados obtidos revelaram uma forte relação entre a zona saturada e os fluxos superficiais, pois os mesmos parâmetros que afetaram o fluxo base (K_x , B_f , K_c , C_{int} , C_1 e C_2 , AROOT) influenciaram proporcionalmente no escoamento superficial. Estes resultados são consistentes com o encontrado em outros em que o fluxo superficial segue o padrão de fluxo da zona saturada sendo que com o aumento do lençol freático ocorre aumento da quantidade de água escoada na bacia (Waseem et al., 2020). Além disso, como esperado, encontrou-se alta influência do K_c sobre a evapotranspiração (ET), sendo que essa alta influência também foi encontrada sobre o ES e o BFI. Isso porque a extração radicular de água para atender as

necessidades da vegetação diminui o nível do lençol freático, reduzindo, por sua vez, o teor de umidade do solo não saturado e resultando em menor escoamento superficial (Loliyana & Patel, 2018).

Por outro lado, embora a infiltração (INF) tenha sido o processo menos influenciado, a interceptação (INT), foi influenciada por apenas dois parâmetros da vegetação com valor de S_r acima de 1%. Para ambos os processos, o coeficiente de interceptação (C_{int}) e o coeficiente empírico C_1 foram os parâmetros mais influentes. No caso da INT, esperava-se que o C_{int} a influenciasse diretamente por ser o coeficiente máximo de armazenamento que pode ser retido na vegetação (DHI, 2019b), enquanto sua influência sobre a INF é explicada pela quantidade de água retida no dossel que não irá chegar ao solo, sendo que é evaporada diretamente da vegetação logo após ser interceptada. Nesse sentido, a influência da interceptação na INF não corresponde propriamente a uma variação na taxa de infiltração, mas ao aumento ou diminuição da quantidade de água que está sendo efetivamente infiltrada. O coeficiente empírico C_1 , por sua vez, é um dos coeficientes empíricos dependentes da vegetação que afeta o raio de evaporação e transpiração do solo (DHI, 2019b), representando assim mais uma saída de água para a atmosfera, que não estará disponível para ser infiltrada. Isso sugere, como constatado com os indicadores hidrológicos, a importância dos parâmetros da vegetação na previsão do modelo e aponta à capacidade deste em representar efeitos hidrológicos na microbacia decorrentes de mudanças na cobertura do solo.

2.4.2. Calibração e validação

A calibração do modelo hidrológico foi feita utilizando a série de vazão observada na saída da microbacia, e comparando ela com os valores de vazão simulados. Foi escolhida esta variável por ser uma estratégia apropriada em representar a variação espacial dos processos biofísicos em áreas pequenas (Daggupati et al., 2015) além de mostrar os efeitos cumulativos das mudanças nos parâmetros das águas superficiais e subterrâneas (Prucha et al., 2016). Da mesma forma, a inclusão dos processos hidrológicos de evapotranspiração (ETr), interceptação (INT), escoamento superficial (ES) e Fluxo base (BFI), durante a C/V, foi feita por dar maior robustez ao modelo hidrológico (L. G. Garcia, 2018).

Como observado na Figura 16 dos resultados em que se comparam as simulações com e sem o período de aquecimento (*warm up*), a definição do período de aquecimento do modelo resultou ser uma fase crucial na calibração, pois quando este é insuficiente pode reduzir o desempenho da simulação, principalmente nos primeiros meses ou anos (Muthuwatta et al., 2009), por falhas nas condições iniciais no conteúdo de água no solo e altura do lençol freático

(Daggupati et al., 2015; Malone et al., 2015), o que acaba na subestimação de todos os fluxos na microbacia. No modelo da microbacia experimental, foi necessário utilizar um período de aquecimento de 8 anos, que é maior do tempo usual relatado em literatura, sendo que períodos típicos de *warm up* se encontram entre 1 e 6 anos (Dai et al., 2010b; Liu et al., 2017; Pfannerstill et al., 2014; Pushpalatha et al., 2011; D. Zhang et al., 2016), pelo menos no que diz respeito a bacias com mais de 1 km² de área, uma vez que em bacias menores onde se utiliza uma fina escala de modelagem, este tempo pode ser mais elevado, por causa do aumento na complexidade estrutural do modelo (Daggupati et al., 2015). Dessa forma, o tamanho das células do grid utilizado no modelo, bem como a discretização vertical usada para representar a profundidade do solo da microbacia experimental, podem ser os fatores que geram a necessidade de um período de *warm up* mais longo do que o usual. Alguns estudos mostram que o período de aquecimento do modelo é altamente dependente do teor de umidade da água no solo, portanto, em áreas com maior capacidade de armazenamento como as das regiões tropicais, é necessário ter períodos de aquecimento mais longos (Kim et al., 2018; Refsgaard, 2007).

Por outro lado, neste estudo observou-se uma importância especial dos valores atribuídos aos parâmetros durante o período de aquecimento, sendo que uma vez terminado o período, os parâmetros pareciam ter menos influência no comportamento geral do modelo. Nesse sentido, embora a importância desse período de aquecimento seja relatada nos procedimentos de modelagem (Jaber & Shukla, 2012; Malone et al., 2015; Refsgaard, 2007), ainda existem lacunas teóricas em torno da definição de um estado de equilíbrio, bem como dos critérios de avaliação do aquecimento (Shrestha & Houser, 2010) e, conseqüentemente, dos parâmetros nele utilizados, sendo que uma das dificuldades no preenchimento dessas lacunas pode estar relacionado com o comportamento diferenciado do *warm up* em decorrência da estrutura de cada modelo (Kim et al., 2018).

Uma vez estabelecido o período de aquecimento, foi realizada a calibração das vazões mínimas modificando inicialmente a Kx por ter sido o parâmetro mais influente sobre este tipo de vazão. Assim, a modificação desse parâmetro gerou uma forte diminuição nas diferenças relativas entre os dados observados e simulados do Q95, mas também no Q5 e Q, a tal ponto que somente com a modificação de Kx foram alcançados os valores estatísticos de ajuste satisfatórios do modelo. Com isso, a Kx foi o parâmetro mais importante durante a calibração, permitindo afirmar que é ela que governa a dinâmica dos fluxos da zona saturada dentro da microbacia no modelo, semelhante ao encontrado em outros estudos de modelagem (Doummar et al., 2012; L. G. Garcia, 2018; Voehler et al., 2014). O Bf, de outro lado, um parâmetro da zona não saturada, resultou ser o segundo parâmetro que durante a calibração mostrou as

maiores mudanças sob a vazão da microbacia, afetando mais fortemente os picos de vazão. Outros estudos já tem relatado essa importância do Bf nas vazões máximas (Li et al., 2018), uma vez que esse parâmetro controla o fluxo preferencial de água na zona não saturada através dos macroporos, e, portanto na recarga do aquífero e no nível do lençol freático (DHI, 2019c; Ireson & Butler, 2013). Assim, a variação nesse parâmetro afeta o teor de umidade do solo e a probabilidade de saturação do mesmo, sendo que ao ser diminuído, reduz a possibilidade da saturação do solo e por tanto a ocorrência de escoamento superficial e incremento do Q5, em eventos de chuva de alta intensidade.

O fato dos parâmetros Kx e Bf, relacionados com os fluxos de água no aquífero e a traves dos macroporos, respectivamente, terem sido os parâmetros mais importantes durante a calibração, pode estar relacionado, como já discutido na análise de sensibilidade, à importância que tem os módulos da zona saturada e zona não saturada dentro do modelo MIKE SHE (Doummar et al., 2012; Feyen et al., 2000; Sahoo et al., 2006). No entanto, é importante mencionar que esse comportamento também pode estar relacionado às características físicas ou climáticas da microbacia, sendo que alguns estudos mostram, por exemplo, que em bacias localizadas em áreas com chuva de alta intensidade os processos hidrológicos são governados pelos fluxos superficiais (Sahoo et al., 2006). Assim sendo, no caso da microbacia estudada, dada a forte influência encontrada da condutividade hidráulica do aquífero na vazão da microbacia, e considerando a frequente correlação desse parâmetro com as características do material geológico (Phillips & Wilson, 1989) é plausível pensar que as características geológicas da microbacia sejam as que comandam os fluxos nela.

Durante a calibração, a vazão mínima foi a que teve maior dificuldade em ser ajustada, enquanto no período de validação, apesar do modelo apresentar um melhor ajuste em relação ao R2 e NSE do que no período de calibração, o NSEb referente as mínimas, não obteve o valor de ajuste satisfatório. Outros estudos utilizando o MIKE SHE já tem mostrado dificuldades ao ajuste das mínimas, que tem se relacionado com um fluxo mínimo constante de água que deve ser fornecido ao modelo para manter sua estabilidade numérica, o qual não se adere à realidade de microbacias nas que é normal a ocorrência de rios intermitentes que podem secar em estações de baixa precipitação (Daí et al., 2010). No entanto, no caso desse estudo, embora foi possível manter um valor de zero nas nascentes, foi observada a superestimação das mínimas. Uma possível explicação para isso pode ser o fato de que a simulação do fluxo na zona não saturada dentro do MIKE SHE é considerada apenas em sentido vertical, o que favorece a elevação do nível do lençol freático e o fluxo base da microbacia (Loliana & Patel, 2018), afetando indubitavelmente a simulação adequada de fluxos subsuperficiais em áreas com uma certa

inclinação, (Voekler et al., 2014), mas também em áreas onde os solos apresentam uma textura arenosa que favorece os fluxos subsuperficiais (Feyen et al., 2000), como o caso do presente estudo.

Durante a calibração observou-se que a proximidade do valor absoluto simulado da vazão com o seu valor observado, não necessariamente representa um melhor ajuste estatístico da simulação, sendo que na busca do ajuste das mínimas, por exemplo, a redução de 40% na K_x obteve a menor diferença relativa entre o valor da vazão mínima observado e o simulado (6.2%), mas a diminuição em apenas 25% do valor inicial de K_x , embora resultasse em maior diferença relativa entre o Q95 observado e o simulado (38%) mostrou o melhor ajuste estatístico, passando de 0,54 a 0,64 nas simulações com K_x reduzido em 40% e 25% respectivamente. Isso pode ser devido ao fato de que a maioria dos parâmetros, principalmente aqueles de alta influência, não resultam na modificação de apenas um tipo de fluxo, mas afetam todos os fluxos de forma semelhante, como foi observado na AS. Nesse sentido, a diminuição dos mínimos em decorrência da redução do valor K_x foi acompanhada por uma redução da vazão média, afetando a inclinação da curva e o comportamento geral do modelo, sendo essa a possível razão pela qual, apesar de se obter um valor de vazão simulado semelhante ao observado, o ajuste estatístico diminuiu. Isto corrobora o que já tem sido mencionado em outros estudos (Euser et al., 2013), em relação com a importância no uso de vários indicadores no processo de calibração e validação do modelo hidrológico, visto que o uso de apenas um indicador pode não representar completamente a resposta do modelo, uma vez que nos processos de calibração e validação feitos para esse estudo foram obtidos altos valores de NSE de 0,64 e 0,70 respectivamente, enquanto o NSEb, que avalia as mínimas, obteve valores inferiores, de 0,6 durante a calibração e 0,08 na validação. Isto coincide também com o fato de que embora o NSE seja o indicador de eficiência mais amplamente utilizado na avaliação de modelos hidrológicos (Lamontagna et al., 2020), é um tipo de critério que geralmente leva ao ajuste das porções mais altas do hidrograma às custas das porções mais baixas do mesmo, enquanto o uso de diferentes critérios de eficiência pode evidenciar erros no modelo de tipo comportamental, sistemático e/ou dinâmico, fazendo a análise mais robusta, mas também mais complexa para quem avalia o desempenho do modelo (Krause et al., 2005).

Ainda, em relação com os valores dos critérios de eficiência do modelo, apesar do critério avaliado para as vazões mínimas (NSEb) ter obtido um baixo valor durante o período de validação (0,08), durante a calibração este critério foi considerado satisfatório. Da mesma forma, os resultados de calibração relacionados com o NSE (0.64) e R^2 (0.67) consideramos como os dois indicadores mais utilizados na avaliação do ajuste de modelos hidrológicos (Lamontagna et

al., 2020), estiveram acima do valor considerado satisfatório nesse estudo (≥ 0.5) (Santhi et al., 2001), sendo ainda maiores durante o período de validação (NSE: 0.70; R2: 0.87). Nesse sentido, considerando a complexidade do ciclo hidrológico representado com o modelo a partir de valores médios dos parâmetros que podem ser completamente distribuídos no espaço, o ajuste do modelo embora não tenha total porcentagem de acerto pode ser considerado como razoavelmente bom (Xevi et al., 1997). Por outro lado, alguns estudos consideram que modelos hidrológicos deveriam considerar durante sua avaliação não só o conceito de desempenho mas também de consistência, que faz referência a capacidade dos modelos em reproduzir diferentes respostas hidrológicas com o mesmo conjunto de parâmetros (Euser et al., 2013). A forma de avaliar essa consistência é justamente com a utilização de diferentes períodos de tempo (C/V) para analisar a resposta hidrológica do modelo diante um mesmo conjunto de parâmetros, sendo que um modelo que apresenta respostas hidrológicas semelhantes durante os dois períodos é considerado altamente consistente (Fenicia et al., 2007; Kirchner, 2006). Nesse sentido, a diferencia observada principalmente no valor de ajuste das mínimas neste estudo entre o período de calibração e validação, indica que embora o desempenho do modelo foi alto, isto é, consegue representar o comportamento hidrológico da microbacia, sua consistência estrutural em termos do conjunto de parâmetros aplicáveis para o contexto da microbacia específica não está completamente adequada.

Em relação aos processos hidrológicos, o balanço hídrico extraído da simulação Kx-25% mostrou que o erro geral do balanço correspondeu a menos de 1% do total da precipitação, sendo que este valor evidencia que o modelo consegue representar a dinâmica dos processos hidrológicos na microbacia satisfatoriamente bem (Rahim et al., 2012; Waseem et al., 2020), conferindo maior confiabilidade às respostas do modelo que poderiam ser obtidas com a definição de cenários futuros. Isto contradiz o encontrado em alguns estudos onde se menciona que a abordagem do MIKE SHE, utilizando coeficientes empíricos juntamente com a evapotranspiração potencial calculada, não seja adequada para estimar a evaporação real do solo na cobertura florestal, onde há taxas de interceptação mais altas e, portanto, maior evaporação no dossel (Sonnenborg et al., 2017), pois no caso de esse estudo, o modelo parece apresentar uma coerência na estimativa da ETr, mesmo em função da idade da floresta, uma vez que a análise adicional feita extraindo os valores de ETr segundo a idade florestal, mostrou que a área com restauração de 3 anos teve uma taxa de ETr 20% menor em comparação com a área de regeneração com 37 anos de idade. Este comportamento está conforme com o estado da floresta restaurada que apresenta menor desenvolvimento radicular e vegetativo, resultando em menores taxas de transpiração e interceptação, processos estes que determinam a capacidade evaporativa

da floresta (Roberts, 1983) e que são bem representados dentro do MIKE SHE a partir dos parâmetros de vegetação, como C_{int}, LAI e os parâmetros empíricos C₁ e C₃, dentre os quais o C₁ foi o que mostrou o maior grau de sensibilidade diante a E_{Tr}, sendo que o aumento do seu valor resultou em incremento da E_{Tr}. Assim, apesar das limitações relatadas em literatura entorno da capacidade do MIKE SHE na simulação da E_{Tr}, os resultados da análise adicional evidenciam que o modelo é capaz de representar adequadamente este processo, o que resulta importante por ser um dos componentes do ciclo hidrológico que mais afeta o balanço hídrico (Vázquez & Feyen, 2003) e dada a sua dificuldade na obtenção em campo, costuma ser estimada numericamente. O processo de estimação da evapotranspiração real tem uma grande quantidade de incertezas causadas pelos erros potenciais do cálculo (Andersen et al., 2001; Sahoo et al., 2006), mas dentro do modelo a incerteza em sua determinação aumenta pela quantidade de parâmetros envolvidos nessa estimação (Voekler et al., 2014).

De outro lado, observou-se a forte influência da constante de tempo de drenagem (Dt) no BFI da microbacia, sendo que diminuir em 80% seu valor, resultou na diminuição do BFI em mais de 20%, constituindo-se no parâmetro de maior influência nesse processo dentro da microbacia, além de ter se mostrado altamente influente nos picos de vazão da microbacia. Esses resultados, coincidem com o já relatado em literatura, sobre a importância da Dt na simulação de fluxos subterrâneos, sendo que podem retrazar a quantidade de fluxo base que chega ao rio (Loliyana & Patel, 2018), razão pela qual alguns estudos associam o Dt com um tipo de coeficiente de vazamento da zona não saturada, que poderia ser interpretado como uma capacidade adicional de escoamento na camada subsuperficial do solo (Kalantari et al., 2014).

2.4.3. Dificuldades e recomendações da modelagem hidrológica

A maior vantagem do modelo hidrológico MIKE SHE em comparação com outros códigos é sua capacidade em processar grandes conjuntos de dados e integrá-los em relação aos fluxos de superfície e subterrâneos (Refsgaard et al., 2010). No entanto, requer uma quantidade significativa de parâmetros de entrada que o tornam altamente complexo (Devi et al., 2015), ainda mais quando todos os componentes do modelo estão ativos, dificultando os processos de calibração e validação (C/V) (Jaber et al., 2012). No entanto, na análise de sensibilidade feita previamente ao processo de C/V, também foram observadas certas limitações em relação à disponibilidade de dados de literatura para a comparação de resultados, uma vez que são poucos os estudos feitos em escala de microbacia (<1km²) em que se especifiquem os parâmetros sensíveis ou aqueles que foram utilizados durante a calibração do modelo, sendo que a maior

parte da literatura disponível que apresenta essas informações, corresponde a bacias com áreas acima de 1km². Além disso, detalhes nos procedimentos de calibração e validação de modelos hidrológicos distribuídos vem sendo omitidos nas publicações, em pese sua importância na interpretação e comparação adequada dos estudos, e na formação de uma base de parâmetros e faixas típicas em processos de incerteza ou calibração manual e automática (Douglas-Mankin et al., 2010; Tuppada et al., 2011).

Neste estudo, em geral, observou-se que o modelo hidrológico foi capaz de reproduzir o comportamento da microbacia, porém, deficiências nas séries de dados de entrada tanto de precipitação quanto de evapotranspiração potencial, afetaram significativamente o ajuste da simulação, constituindo-se em uma das maiores dificuldades encontradas durante a C/V do modelo hidrológico. Esta limitação já foi relatada em outros estudos sendo que alguns afirmam que a qualidade da calibração é proporcional à qualidade das séries de dados (Andersen et al., 2001; Butts et al., 2004), e que em pequenas áreas essa qualidade pode ser ainda mais crucial (Grayson et al., 1992b). Desta forma, para aplicar adequadamente um modelo hidrológico tão complexo quanto o MIKE SHE, é necessário ter um controle mais rígido na obtenção dos dados de precipitação, por serem fundamentais na representação dos fluxos (Fu et al., 2011; Koch et al., 2016), considerando não só uma série temporal longa mas também uma adequada distribuição espacial destes dados (Sonnenborg et al., 2017). Deste modo, se destaca a importância do avanço contínuo na ciência de base em torno do monitoramento hidrológico (Stewart, 2014) que tem sido truncada pelo declínio no suporte para atividades de medição de campo (Mishra & Coulibaly, 2009; Doerthe Tetzlaff et al., 2017) que são críticas para garantir que o desenvolvimento do modelo não seja indevidamente restringido por falta de dados experimentais de campo (Clark et al., 2017).

De outro lado, as dificuldades observadas na simulação de vazões mínimas, com tendência a superestimar este tipo de vazão como já mencionado anteriormente, têm sido expostas em outros estudos, sendo consideradas como uma das limitações do modelo MIKE SHE (Dai et al., 2010a; L. G. Garcia, 2018). Assim, embora o modelo MIKE SHE seja muito abrangente na representação do movimento da água no solo, a forma como é representado este movimento na zona não saturada, permitindo o movimento apenas na direção vertical, acaba sendo uma limitação nas áreas onde os fluxos subsuperficiais são predominantes (Koch et al., 2016). No entanto, essa dificuldade em simular as mínimas tem se relacionado também ao processamento do próprio modelo quando acoplado ao MIKE11 (S. Wang et al., 2012), bem como às incertezas derivadas das características da rede hídrica da microbacia como a variação da espessura do leito do rio ou suas propriedades materiais, pois são fatores que afetam a simulação

das mínimas (Prucha et al., 2016). Além disso, apesar dos avanços tecnológicos na determinação das características do solo, na região tropical, sabe-se menos dos solos nesta região do que em áreas temperada devido a pouca pesquisa em geral, e também à menor capacidade de realização das pesquisas relacionadas com o solo (Hartemink, 2002), sendo que ainda há necessidade de informações precisas e atualizadas (Minasny & Hartemink, 2011), que permitam melhorar a representação de processos em modelos hidrológicos desenvolvidos em áreas tropicais.

Outra das limitações que têm sido amplamente discutidas com relação aos modelos hidrológicos, especialmente aqueles distribuídos de base física, são justamente as diferenças nas escalas de coleta de dados e de modelagem (Sekulić et al., 2017), limitação que foi observada ao longo do desenvolvimento deste estudo em que se apresentaram instabilidades após o acoplamento entre os modelos MIKE SHE e MIKE 11 impedindo a conclusão bem-sucedida de algumas simulações derivadas do tamanho do rio e das diferenças de escala na definição da elevação das seções transversais. Desta forma ainda se tem alguns desafios na área da modelagem hidrológica relacionados com a forma em que a escala de medição é integrada no modelo que usa escalas maiores; a melhora nos vínculos da informação geofísica de campo e os parâmetros do modelo; e finalmente o uso mais eficaz dos recursos tecnológicos para aumentar a capacidade de análises dos modelos (Clark et al., 2017).

Embora modelos de base física tentem representar processos de fluxo com descrições matemáticas válidas, principalmente para condições experimentais de pequena escala (Sekulić et al., 2017), dada a complexidade do modelo na simulação de seus diferentes compartimentos, uma das deficiências do uso deste modelo em áreas pequenas, em que se utiliza uma rede de células altamente refinada, é o tempo de processamento, pois este fato leva a tempos de execução muito longos, fazendo da modelagem um processo demorado (Borah et al., 2019). Nos últimos anos, grandes avanços computacionais foram feitos para o processamento de modelos hidrológicos, porém os desenvolvedores destes modelos também têm levado ao limite de complexidade os mesmos, fazendo com que apesar dos avanços tecnológicos, ainda exista um *gap* para compensar a complexidade do processo, a complexidade espacial, e os tempos de processamento (Clark et al., 2017).

Por fim, foi observada a dificuldade na calibração do modelo hidrológico derivada do método utilizado para este processo, pois a calibração manual demanda grande quantidade de tempo e limita a exploração de todas as possíveis respostas na inter-relação dos diferentes parâmetros (Gupta et al., 1999), o que é mais facilmente avaliado aplicando métodos de calibração automáticos (Boyle et al., 2000), razão pela qual cada vez é mais recomendado seu uso (Duan et al., 2017; Muleta & Nicklow, 2005). No entanto, os métodos automáticos atuais ainda

não substituíram completamente os métodos manuais (Kalantari et al., 2015), pois os procedimentos automáticos de calibração multiobjetivo, utilizam junto com séries de vazão, valores do lençol freático (Madsen, 2003) ou características do solo (Grayson et al., 2002), mas não os processos hidrológicos, apesar da grande importância que têm na dinâmica da microbacia. De fato, são poucos os estudos que mesmo na calibração manual incluem estes processos na C/V (L. G. Garcia, 2018). Esta importância reside em que, apesar de se obterem valores aceitáveis de vazão na saída da bacia, processos hidrológicos como evapotranspiração e interceptação simulados podem não se aderir à realidade, e o modelo acaba não representando adequadamente a dinâmica total da bacia, como foi observado ao longo da C/V neste estudo. Nesse sentido a calibração manual se torna ainda necessária pelo menos até se desenvolver um método automático em que esses processos sejam considerados.

2.5. Conclusões

Nesse estudo se descreveu o procedimento de modelagem hidrológica de uma microbacia na região tropical, parametrizada em fina escala. A análise de sensibilidade realizada nesse processo mostrou a importância de parâmetros como a condutividade hidráulica horizontal (K_x), o coeficiente de cultura (K_c) e o fluxo de água pelos macroporos (B_f), os quais tiveram a maior influência na resposta do modelo.

Durante a calibração e validação do modelo se observou que a K_x é o parâmetro que comanda o comportamento da vazão na microbacia, sendo que a falta do adequado conhecimento na atribuição de seu valor afeta a simulação geral dos processos hidrológicos da microbacia.

Além disso, verificou-se a importância de se ter adequadas condições iniciais do solo no modelo para a correta simulação dos fluxos na microbacia, as quais são definidas por meio de um período de aquecimento (*warm up*), com o qual o solo atinge sua funcionalidade hidrológica.

Por fim, foi evidente a necessidade de incluir durante os processos de calibração do modelo estatístico vários indicadores hidrológicos, para os quais o ajuste seja avaliado com diferentes critérios de eficiência, permitindo ter uma avaliação mais robusta não apenas do desempenho, mas também da consistência estrutural do modelo. Da mesma forma, é importante a inclusão não apenas de diferentes tipos de vazão, mas também dos processos hidrológicos como ETr e INT, a fim de garantir que está sendo simulada corretamente a dinâmica não só dos fluxos, mas da integralidade do ciclo hidrológico.

REFERÊNCIAS

- Abbott, M. B., Bathurst, J. C., Cunge, J. A., O'Connell, P. E., & Rasmussen, J. (1986). An introduction to the European Hydrological System - Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 2: Structure of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology*, 87(1–2), 61–77. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(86\)90115-0](https://doi.org/10.1016/0022-1694(86)90115-0)
- Acker, S. A., Halpern, C. B., Harmon, M. E., & Dyrness, C. T. (2002). Trends in bole biomass accumulation, net primary production and tree mortality in *Pseudotsuga menziesii* forests of contrasting age. *Tree Physiology*, 22(2–3), 213–217. <https://doi.org/10.1093/treephys/22.2-3.213>
- Aguirre-Salado, C. A., Valdez-Lazalde, J. R., Angeles-Perez, G., de los Santos-Posadas, H. M., & Aguirre-Salado, A. I. (2011). Mapping leaf area index and canopy cover using hemispherical photography and spot 5 HRG data: Regression and k-nn. *Agrociencia*, 45(1), 105–119. https://www.researchgate.net/publication/256137267_Mapping_leaf_area_index_and_canopy_cover_using_hemispherical_photography_and_spot_5_HRG_data-Regression_and_k-nn
- Allen, R., Pereira, L., Raes, D., & Smith, M. (1998). *Crop Evapotranspiration (guidelines for computing crop water requirements)*.
- Almeida, D. R. A., Broadbent, E. N., Zambrano, A. M. A., Wilkinson, B. E., Ferreira, M. E., Chazdon, R., Meli, P., Gorgens, E. B., Silva, C. A., Stark, S. C., Valbuena, R., Papa, D. A., & Brancalion, P. H. S. (2019). Monitoring the structure of forest restoration plantations with a drone-lidar system. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 79, 192–198. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2019.03.014>
- Alvares, C. A., Stape, J. L., Sentelhas, P. C., Gonçalves, J. L., & Sparovek, G. (2013). Köppen's climate classification map for Brazil. *Meteorologische Zeitschrift*, 22(6), 711–728. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2013/0507>
- Andersen, J., Refsgaard, J. C., & Jensen, K. H. (2001). Distributed hydrological modelling of the Senegal River Basin - Model construction and validation. *Journal of Hydrology*, 247(3–4), 200–214. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00384-5](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00384-5)
- Andrade, D. C., & Romeiro, A. R. (2009). Serviços ecossistêmicos e sua importância para o sistema econômico eo bem-estar humano. *IE/UNICAMP*, 155, 1–43. <http://www.eco.unicamp.br/docprod/downarq.php?id=1785&tp=a>
- Andréassian, V. (2004). Waters and forests: from historical controversy to scientific debate. *Journal of Hydrology*, 291(1–2), 1–27. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2003.12.015>
- Bachmair, S., & Weiler, M. (2014). Interactions and connectivity between runoff generation processes of different spatial scales. *Hydrological Processes*, 28(4), 1916–1930. <https://doi.org/10.1002/hyp.9705>
- Baker, D. B., Richards, R. P., Loftus, T. T., & Kramer, J. W. (2004). A new flashiness index: Characteristics and applications to Midwestern rivers and streams. *Journal of the American Water Resources Association*, 40(2), 503–522. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2004.tb01046.x>
- Balvanera, P. (2012). Los servicios ecosistêmicos que ofrecen los bosques tropicales. *Ecosistemas*, 21, 1;2. <http://www.revistaecosistemas.net/articulo.asp?Id=709>
- Bathurst, J. C. (1986). Sensitivity analysis of the Systeme Hydrologique Europeen for an upland catchment. *Journal of Hydrology*, 87(1–2), 103–123. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(86\)90117-4](https://doi.org/10.1016/0022-1694(86)90117-4)
- Bauhus, J., Puettmann, K., & Messier, C. (2009). Silviculture for old-growth attributes. *Forest Ecology and Management*, 258(4), 525–537. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2009.01.053>

- Beck, H. E., Van Dijk, A. I. J. M., Miralles, D. G., De Jeu, R. A. M., Bruijnzeel, L. A., McVicar, T. R., & Schellekens, J. (2013). Global patterns in base flow index and recession based on streamflow observations from 3394 catchments. *Water Resources Research*, 49(12), 7843–7863. <https://doi.org/10.1002/2013WR013918>
- Bentley, L., Coomes, D. A., & David Coomes, C. A. (2019). Partial river flow recovery with forest age is rare in the decades following establishment. *Glob Change Biol*, 00, 1–16. <https://doi.org/10.1111/gcb.14954>
- Beskow, S., Norton, L. D., Mello, C. R., Beskow, S., Norton, L. D., & Mello, C. R. (2013). Hydrological Prediction in a Tropical Watershed Dominated by Oxisols Using a Distributed Hydrological Model. *Water Resour Manage*, 27, 341–363. <https://doi.org/10.1007/s11269-012-0189-8>
- Best, A., Zhang, L., McMahon, T., Western, A., & Vertessy, R. (2003). *A critical review of paired catchment studies with reference to seasonal flows and climatic variability*. Murray-Darling Basin Commission.
- Beven, K. J. (1996). *Response to comments on 'a discussion of distributed hydrological modelling' by j c refsgaard et al* (pp. 289–295). https://doi.org/10.1007/978-94-009-0257-2_15
- Black, A. R., Johnson, R. C., & Robinson, M. (1995). *Effects of forestry on low flows in Scotland and Northern Ireland*.
- Bonell, M., Purandara, B. K., Venkatesh, B., Krishnaswamy, J., Acharya, H. A. K., Singh, U. V., Jayakumar, R., & Chappell, N. (2010). The impact of forest use and reforestation on soil hydraulic conductivity in the Western Ghats of India: Implications for surface and sub-surface hydrology. *Journal of Hydrology*, 391(1–2), 47–62. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.07.004>
- Borah, D. K., Ahmadisharaf, E., Padmanabhan, G., Imen, S., & Mohamoud, Y. M. (2019). Watershed Models for Development and Implementation of Total Maximum Daily Loads. *Journal of Hydrologic Engineering*, 24(1), 03118001. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0001724](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001724)
- Borges, T. A., Oliveira, F. A., Da Silva, E. M., & Goedert, W. J. (2009). Evaluation of soil-water parameters of a Red Latosol under pasture and “cerrado.” *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 13(1), 18–25. <https://doi.org/10.1590/S1415-43662009000100003>
- Bos, M. G. (1989). Discharge measurement structures. In *International Institute for Land Reclamation and Improvement. Netherlands*. (3rd ed).
- Bosch, J. M., & Hewlett, J. D. (1982). A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. In *Journal of Hydrology* (Vol. 55, Issues 1–4, pp. 3–23). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(82\)90117-2](https://doi.org/10.1016/0022-1694(82)90117-2)
- Botula, Y.-D., Cornelis, W. M., Baert, G., Mafuka, P., Ranst, E. Van, Botula, Y.-D., Van Ranst, E., Baert, G., & Mafuka, P. (2013). Particle size distribution models for soils of the humid tropics. *J Soils Sediments*, 13, 686–698. <https://doi.org/10.1007/s11368-012-0635-5>
- Boyle, D. P., Gupta, H. V., & Sorooshian, S. (2000). Toward improved calibration of hydrologic models: Combining the strengths of manual and automatic methods. *Water Resources Research*, 36(12), 3663–3674. <https://doi.org/10.1029/2000WR900207>
- Brancalion, P. H., Gandolfi, S., & Rodrigues, R. (2015). *Restauração florestal* (Oficina de).
- Braud, I., Fernandez, P., & Bouraoui, F. (1999). Study of the rainfall-runoff process in the Andes region using a continuous distributed model. *Journal of Hydrology*, 216(3–4), 155–171. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00292-3](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00292-3)
- Brauman, K. A., Daily, G. C., Ka’eo Duarte, T., & Mooney, H. A. (2007). *The Nature and Value of Ecosystem Services: An Overview Highlighting Hydrologic Services*. <https://doi.org/10.1146/annurev.energy.32.031306.102758>

- Brauman, K. A., Freyberg, D. L., & Daily, G. C. (2010). Forest structure influences on rainfall partitioning and cloud interception: A comparison of native forest sites in Kona, Hawai'i. *Agricultural and Forest Meteorology*, 150(2), 265–275. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2009.11.011>
- Brauman, K. A., Freyberg, D. L., & Daily, G. C. (2012). Potential evapotranspiration from forest and pasture in the tropics: A case study in Kona, Hawai'i. *Journal of Hydrology*, 440–441, 52–61. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.03.014>
- Brito, L., Silva, A., & Porto, E. (2007). Disponibilidade de água e a gestão dos recursos hídricos. In *Potencialidades da água de chuva no Semi-Árido brasileiro* (EMBRAPA, pp. 16–32).
- Brognia, D., Vincke, C., Brostaux, Y., Soyeurt, H., Dufrêne, M., & Dendoncker, N. (2017). How does forest cover impact water flows and ecosystem services? Insights from “real-life” catchments in Wallonia (Belgium). *Ecological Indicators*, 72, 675–685. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2016.08.011>
- Brown, A. E., McMahon, T., Podger, G. M., & Zhang, L. (2006). *A methodology to predict the impact of changes in forest cover on flow duration curves DFAT-CSIRO Indus SDIP Project View project Simplified Murray-Darling Basin Model View project*. <https://www.researchgate.net/publication/265614658>
- Brown, Alice E., Western, A. W., McMahon, T. A., & Zhang, L. (2013). Impact of forest cover changes on annual streamflow and flow duration curves. *Journal of Hydrology*, 483, 39–50. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.12.031>
- Brown, Alice E., Zhang, L., McMahon, T. A., Western, A. W., & Vertessy, R. A. (2005). A review of paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alterations in vegetation. *Journal of Hydrology*, 310(1–4), 28–61. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.12.010>
- Bruijnzeel, L. A. (2004). Hydrological functions of tropical forests: not seeing the soil for the trees? *Ecosystems and Environment*, 104, 185–228. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2004.01.015>
- Brutsaert, W. (2005). *Hydrology: an introduction*. <https://books.google.com.br/books?hl=pt-PT&lr=&id=3PMWGrsaXqWC&oi=fnd&pg=PR9&dq=Hydrology:+An+Introduction&ots=AVwfgj0OUS&sig=gCQhAW6bdjtWDmixt-vLZVkmFJE>
- Burger, J. A., & Kelting, D. L. (1999). Using soil quality indicators to assess forest stand management. *Forest Ecology and Management*, 122(1–2), 155–166. [https://doi.org/10.1016/S0378-1127\(99\)00039-0](https://doi.org/10.1016/S0378-1127(99)00039-0)
- Buringh, P. (1970). *Introduction to the study of soils in tropical and subtropical regions Second edition*.
- Buttle, J. M. (1998). Fundamentals of Small Catchment Hydrology. In *Isotope Tracers in Catchment Hydrology* (pp. 1–49). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/b978-0-444-81546-0.50008-2>
- Butts, M. B., Payne, J. T., Kristensen, M., & Madsen, H. (2004). An evaluation of the impact of model structure on hydrological modelling uncertainty for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 298(1–4), 242–266. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.03.042>
- Calder, I. R. (2007). Forests and water—Ensuring forest benefits outweigh water costs. *Forest Ecology and Management*, 251(1–2), 110–120. <https://doi.org/10.1016/J.FORECO.2007.06.015>
- Calero, A. (2015). *The role of evapotranspiration in water resources management: local measurements and regional estimates*. <https://dialnet.unirioja.es/servlet/dctes?codigo=100766>
- Calmon, M., Brancalion, P. H. S., Paese, A., Aronson, J., Castro, P., da Silva, S. C., & Rodrigues, R. R. (2011). Emerging Threats and Opportunities for Large-Scale Ecological Restoration in the Atlantic Forest of Brazil. *Restoration Ecology*, 19(2), 154–158. <https://doi.org/10.1111/j.1526-100X.2011.00772.x>

- Campoe, O. C., Stape, J. L., & Mendes, J. C. T. (2010). Can intensive management accelerate the restoration of Brazil's Atlantic forests? *Forest Ecology and Management*, 259(9), 1808–1814.
<https://doi.org/10.1016/j.foreco.2009.06.026>
- Campolo, M., Soldati, A., & Andreussi, P. (1999). Forecasting river flow rate during low-flow periods using neural networks. *Water Resources Research*, 35(11), 3547–3552. <https://doi.org/10.1029/1999WR900205>
- Canadell, J., Jackson, R. B., Ehleringer, J. R., Mooney, H. A., Sala, O. E., & Schulze, E. D. (1996). Max rooting depth of veg types at global scale Talks about boreal. In *Oecologia* (Vol. 108). Springer-Verlag.
<https://doi.org/10.1007/BF00329030>
- Carabias, J., Arriaga, V., & Cervantes, V. (2007). LAS POLÍTICAS PÚBLICAS DE LA RESTAURACIÓN AMBIENTAL EN MÉXICO: LIMITANTES, AVANCES, REZAGOS Y RETOS. *Boletín de La Sociedad Botánica de México*, 85–100.
- Carrillo, G., Troch, P. A., Sivapalan, M., Wagener, T., Harman, C., & Sawicz, K. (2011). Hydrology and Earth System Sciences Catchment classification: hydrological analysis of catchment behavior through process-based modeling along a climate gradient. *Hydrol. Earth Syst. Sci*, 15, 3411–3430. <https://doi.org/10.5194/hess-15-3411-2011>
- Cassiano, C. C. (2017). *Efeitos hidrológicos da composição da paisagem em microbacias com florestas plantadas de Eucalyptus* [Biblioteca Digital de Teses e Dissertações da Universidade de São Paulo].
<https://doi.org/10.11606/T.11.2017.tde-16082017-085416>
- CDB. (2019). *Aichi Biodiversity Targets*. Aichi Biodiversity Targets; Secretariat of the Convention on Biological Diversity. <https://www.cbd.int/sp/targets/>
- Chagas, R. K., Durigan, G., & Contieri, W. A. (2004). *Crescimento Diametral de Espécies Arbóreas em Floresta Estacional Semidecidual ao Longo de Seis Anos*.
- Christiaens, K., & Feyen, J. (2001). Analysis of uncertainties associated with different methods to determine soil hydraulic properties and their propagation in the distributed hydrological MIKE SHE model. *Journal of Hydrology*, 246(1–4), 63–81. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00345-6](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00345-6)
- Ciccarese, L., Mattsson, A., & Pettenella, D. (2012). Ecosystem services from forest restoration: Thinking ahead. *New Forests*, 43(5–6), 543–560. <https://doi.org/10.1007/s11056-012-9350-8>
- Clark, M. P., Bierkens, M. F. P., Samaniego, L., Woods, R. A., Uijlenhoet, R., Bennett, K. E., Pauwels, V. R. N., Cai, X., Wood, A. W., & Peters-Lidard, C. D. (2017). The evolution of process-based hydrologic models: historical challenges and the collective quest for physical realism. *Hydrol. Earth Syst. Sci*, 21, 3427–3440.
<https://doi.org/10.5194/hess-21-3427-2017>
- Corbari, C., Ravazzani, G., Galvagno, M., Cremonese, E., & Mancini, M. (2017). Assessing Crop Coefficients for Natural Vegetated Areas Using Satellite Data and Eddy Covariance Stations. *Sensors*, 17(11), 2664.
<https://doi.org/10.3390/s17112664>
- Crockford, R. H., & Richardson, D. P. (2000). Partitioning of rainfall into throughfall, stemflow and interception: effect of forest type, ground cover and climate. *Hydrological Processes*, 14(16–17), 2903–2920.
[https://doi.org/10.1002/1099-1085\(200011/12\)14:16/17<2903::AID-HYP126>3.0.CO;2-6](https://doi.org/10.1002/1099-1085(200011/12)14:16/17<2903::AID-HYP126>3.0.CO;2-6)
- Cuo, L., Giambelluca, T. W., & Ziegler, A. D. (2011). Lumped parameter sensitivity analysis of a distributed hydrological model within tropical and temperate catchments. *Hydrological Processes*, 25(15), 2405–2421.
<https://doi.org/10.1002/hyp.8017>

- Curtis, P. G., Slay, C. M., Harris, N. L., Tyukavina, A., & Hansen, M. C. (2018, September 14). Classifying drivers of global forest loss. *Science*, 1108–1111. <http://science.sciencemag.org/>
- D. N. Moriasi, J. G. Arnold, M. W. Van Liew, R. L. Bingner, R. D. Harmel, & T. L. Veith. (2007). Model Evaluation Guidelines for Systematic Quantification of Accuracy in Watershed Simulations. *Transactions of the ASABE*, 50(3), 885–900. <https://doi.org/10.13031/2013.23153>
- Daggupati, P., Pai, N., Ale, S., Douglas-Mankin, K. R., Zeckoski, R. W., Jeong, J., Parajuli, P. B., Saraswat, D., & Youssef, M. A. (2015). A recommended calibration and validation strategy for hydrologic and water quality models. *Transactions of the ASABE*, 58(6), 1705–1719. <https://doi.org/10.13031/trans.58.10712>
- Dai, Z., Li, C., Trettin, C., Sun, G., Amatya, D., & Li, H. (2010a). Hydrology and Earth System Sciences Bi-criteria evaluation of the MIKE SHE model for a forested watershed on the South Carolina coastal plain. *Hydrol. Earth Syst. Sci*, 14, 1033–1046. <https://doi.org/10.5194/hess-14-1033-2010>
- Dai, Z., Li, C., Trettin, C., Sun, G., Amatya, D., & Li, H. (2010b). Bi-criteria evaluation of the MIKE SHE model for a forested watershed on the South Carolina coastal plain. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(6), 1033–1046. <https://doi.org/10.5194/hess-14-1033-2010>
- Davis, S. H., Vertessy, R. A., & Silberstein, R. P. (1999). The sensitivity of a catchment model to soil hydraulic properties obtained by using different measurement techniques. *Hydrological Processes*, 13(5), 677–688. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(19990415\)13:5<677::AID-HYP772>3.0.CO;2-N](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19990415)13:5<677::AID-HYP772>3.0.CO;2-N)
- De Groot, R. S., Wilson, M. A., & Boumans, R. M. J. (2002). A typology for the classification, description and valuation of ecosystem functions, goods and services. *Ecological Economics*, 41(3), 393–408. [https://doi.org/10.1016/S0921-8009\(02\)00089-7](https://doi.org/10.1016/S0921-8009(02)00089-7)
- de Moura, A. E. S. S., Correa, M. M., da Silva, E. R., Ferreira, R. L. C., Figueiredo, A. de C., & Possas, J. M. C. (2009). Rainfall interception in an Atlantic forest fragment in the Prata basin, Recife, PE. *Revista Arvore*, 33(3), 461–469. <https://doi.org/10.1590/s0100-67622009000300008>
- Decagon devices. (2001). *Accupar LP-80 - Manual*.
- Deelstra, J., Eggestad, H. O., Iital, A., & Jansons, V. (2010). *Time resolution and hydrological characteristics in agricultural catchments*. <https://www.researchgate.net/publication/215743143>
- Dennedy-Frank, P. J., & Gorelick, S. M. (2019). Insights from watershed simulations around the world: Watershed service-based restoration does not significantly enhance streamflow. *Global Environmental Change*, 58, 101938. <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2019.101938>
- Devi, G. K., Ganasri, B. P., & Dwarakish, G. S. (2015). A Review on Hydrological Models. *Aquatic Procedia*, 4, 1001–1007. <https://doi.org/10.1016/j.aqpro.2015.02.126>
- DHI. (2019a). *MIKE 11 A modelling system for Rivers and Channels User Guide*.
- DHI. (2019b). *MIKE SHE Volume 1: User Guide*.
- DHI. (2019c). *MIKE SHE Volume 2: Reference Guide*.
- Dias-filho, M. B., Serrão, E. A. ., & Ferreira, J. N. (2008). Processo de degradação e recuperação de áreas degradadas na Amazônia brasileira. In *Agricultura tropical: quatro décadas de inovações tecnológicas, institucionais e políticas*. Embrapa Informação Tecnológica.
- Dodson, E. K., Peterson, D. W., & Harrod, R. J. (2008). Understory vegetation response to thinning and burning restoration treatments in dry conifer forests of the eastern Cascades, USA. *Forest Ecology and Management*, 255(8–9), 3130–3140. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2008.01.026>

- Douglas-Mankin, K. R., Srinivasan, R., & Arnold, J. G. (2010). Soil and water assessment tool (SWAT) model: Current developments and applications. *Transactions of the ASABE*, 53(5), 1423–1431. <https://doi.org/10.13031/2013.34915>
- Doummar, J., Hassan Kassem, A., & Gurdak, J. J. (2018). Impact of historic and future climate on spring recharge and discharge based on an integrated numerical modelling approach: Application on a snow-governed semi-arid karst catchment area. *Journal of Hydrology*, 565, 636–649. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.08.062>
- Doummar, J., Sauter, M., & Geyer, T. (2012). Simulation of flow processes in a large scale karst system with an integrated catchment model (Mike She) – Identification of relevant parameters influencing spring discharge. *Journal of Hydrology*, 426–427, 112–123. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2012.01.021>
- Dourado-Neto, D., Nielsen, D. R., Hopmans, J. W., Reichardt, K., & Bacchi, O. O. S. (2000). Software to model soil water retention curves (SWRC, version 2.00). *Scientia Agricola*, 57(1), 191–192. <https://doi.org/10.1590/s0103-90162000000100031>
- Du, E., Link, T. E., Wei, L., & Marshall, J. D. (2016). Evaluating hydrologic effects of spatial and temporal patterns of forest canopy change using numerical modelling. *Hydrological Processes*, 30(2), 217–231. <https://doi.org/10.1002/hyp.10591>
- Duan, Q., Di, Z., Quan, J., Wang, C., Gong, W., Gan, Y., Ye, A., Miao, C., Miao, S., Liang, X., & Fan, S. (2017). Automatic model calibration. A New Way to Improve Numerical Weather Forecasting. *AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY*, 98(5), 959–970. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00104.1>
- Dubus, I. G., & Brown, C. D. (2002). Sensitivity and first-step uncertainty analyses for the preferential flow model MACRO. *Journal of Environmental Quality*, 31(1), 227–240. <https://doi.org/10.2134/jeq2002.2270>
- Dung, B. X., Gomi, T., Miyata, S., Sidle, R. C., Kosugi, K., & Onda, Y. (2012). Runoff responses to forest thinning at plot and catchment scales in a headwater catchment draining Japanese cypress forest. *Journal of Hydrology*, 444–445, 51–62. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.03.040>
- Durigan, G., & Melo, A. C. (2011). Panorama das políticas públicas e pesquisas em restauração ecológica no estado de São Paulo. In *Conservação de la biodiversidade em las américas: Lecciones y recomendaciones de política* (Universida).
- Eagleson, P. (2005). Ecohydrology: Darwinian expression of vegetation form and function. In *University Press*. (University Press). https://books.google.com.br/books?hl=pt-PT&lr=&id=GbTMFosE7g0C&oi=fnd&pg=PP1&dq=Eagleson+P+S.+2002.+Ecohydrology:+Darwinian+Expression+of+Vegetation+Form+and+Function.+New+York:+Cambrige+University+Press.+Famiglietti+J+S,+Rudicki+J+W,+Rodell+M.+1998.+Variability+in+surface+&ots=CPF_A0lT3m&sig=BORoyUrMC0MXHIxdq3WY7giQLPg
- Elliott, S., Kuaraksa, C., Tunjai, P., Toktang, T., Boonsai, K., Sangkum, S., Suwannaratana, S., & Blakesley, D. (2012). *Integrating Scientific Research with Community Needs to Restore a Forest Landscape in Northern Thailand: A Case Study of Ban Mae Sa Mai* (pp. 149–161). https://doi.org/10.1007/978-94-007-5338-9_7
- Ellison, D. (2018). *Background Analytical Study 2 Forests and Water 1 Background study prepared for*. https://www.un.org/esa/forests/wp-content/uploads/2018/04/UNFF13_BkgdStudy_ForestsWater.pdf
- Elsenbeer, H., Newton, B. E., Dunne, T., & de Moraes, J. M. (1999). Soil hydraulic conductivities of latosols under pasture, forest and teak in Rondonia, Brazil. *Hydrological Processes*, 13(9), 1417–1422. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(19990630\)13:9<1417::AID-HYP816>3.0.CO;2-6](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19990630)13:9<1417::AID-HYP816>3.0.CO;2-6)

- Engel, B., Storm, D., White, M., Arnold, J., & Arabi, M. (2007). A Hydrologic/Water Quality Model Application. *Journal of the American Water Resources Association*, 43(5), 1223–1236. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2007.00105.x>
- Euser, T., Winsemius, H. C., Hrachowitz, M., Fenicia, F., Uhlenbrook, S., & Savenije, H. H. G. (2013). A framework to assess the realism of model structures using hydrological signatures. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 1893–1912. <https://doi.org/10.5194/hess-17-1893-2013>
- Ewen, J., & Parkin, G. (1996). Validation of catchment models for predicting land-use and climate change impacts. 1. Method. *Journal of Hydrology*, 175(1–4), 583–594. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)80026-6](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)80026-6)
- Farley, K. A., Jobbagy, E. G., & Jackson, R. B. (2005). Effects of afforestation on water yield: a global synthesis with implications for policy. *Global Change Biology*, 11(10), 1565–1576. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2005.01011.x>
- Fearnside, P. (2006). Deforestation in Amazonia: dynamics, impacts and control (in Portuguese). *Acta Amazonica*, 36(3), 395–400. <https://ci.nii.ac.jp/naid/10022025975/>
- Fenicia, F., Savenije, H. H. G., Matgen, P., & Pfister, L. (2007). A comparison of alternative multiobjective calibration strategies for hydrological modeling. 43, 3434. <https://doi.org/10.1029/2006WR005098>
- Feyen, L., Vázquez, R., Christiaens, K., Sels, O., & Feyen, J. (2000). Application of a distributed physically-based hydrological model to a medium size catchment. *Hydrology and Earth System Sciences*, 4(1), 47–63. <https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/4/47/2000/hess-4-47-2000.pdf>
- Filoso, S., Bezerra, M. O., Weiss, K. C. B., & Palmer, M. A. (2017). Impacts of forest restoration on water yield: A systematic review. *PLoS ONE*, 12(8), e0183210. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0183210>
- Fleischbein, K., Wilcke, W., Goller, R., Boy, J., Valarezo, C., Zech, W., & Knoblich, K. (2005). Rainfall interception in a lower montane forest in Ecuador: Effects of canopy properties. *Hydrological Processes*, 19(7), 1355–1371. <https://doi.org/10.1002/hyp.5562>
- Fransozi, A. (2019). *O papel da vegetação florestal secundária nas funções e processos hidrológicos em bacias agrícolas*. Universidade de São Paulo.
- Fu, N., Song, X., Xia, L., Li, L., Li, H., & Li, Y. (2019). Complementary Relationship and Dual Crop Coefficient Approach-Based Study on Green Water Separation. *Water*, 11(2), 378. <https://doi.org/10.3390/w11020378>
- Fu, S., Sonnenborg, T. O., Jensen, K. H., & He, X. (2011). Impact of Precipitation Spatial Resolution on the Hydrological Response of an Integrated Distributed Water Resources Model. *Vadose Zone Journal*, 10(1), 25–36. <https://doi.org/10.2136/vzj2009.0186>
- Garcia, L. G. (2018). *Composição e configuração da cobertura florestal na bacia hidrográfica e seus efeitos nos serviços hidrológicos*. 211.
- Garcia, L. G., Fransozi, A. A., Peña-Sierra, D. Y., Lane, P., & Ferraz, S. F. B. (2020). A Strategy for Calibration and Validation of a Physically Based Distributed Hydrological Model in Tropical Catchments: Case Study of São Paulo, Brazil | *SciTechnol. J Hydrogeol Hydrol Eng*, 9(5), 1–7.
- Garcia, L. G., Salemi, L. F., Lima, W., & Ferraz, S. F. B. (2018). Hydrological effects of forest plantation clear-cut on water availability: Consequences for downstream water users. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 19, 17–24. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2018.06.007>
- Garcia, Lara Gabrielle. (2015). *Uso do corte raso em mosaico visando à redução dos efeitos hidrológicos em florestas plantadas* [Universidade de São Paulo]. <https://doi.org/10.11606/D.11.2015.tde-23042015-172810>

- Germer, S., Neill, C., Krusche, A. V., & Elsenbeer, H. (2010). Influence of land-use change on near-surface hydrological processes: Undisturbed forest to pasture. *Journal of Hydrology*, 380(3–4), 473–480. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.11.022>
- Ghimire, C. P., Bruijnzeel, L. A., Bonell, M., Coles, N., Lubczynski, M. W., & Gilmour, D. A. (2014). The effects of sustained forest use on hillslope soil hydraulic conductivity in the Middle Mountains of Central Nepal. *Ecohydrology*, 7(2), 478–495. <https://doi.org/10.1002/eco.1367>
- Glenn, E. P., Neale, C. M. U., Hunsaker, D. J., & Nagler, P. L. (2011). Vegetation index-based crop coefficients to estimate evapotranspiration by remote sensing in agricultural and natural ecosystems. *Hydrological Processes*, 25(26), 4050–4062. <https://doi.org/10.1002/hyp.8392>
- Gomani, M. C., Dietrich, O., Lischeid, G., Mahoo, H., Mahay, F., Mbilinyi, B., & Sarmett, J. (2010). Establishment of a hydrological monitoring network in a tropical African catchment: An integrated participatory approach. *Physics and Chemistry of the Earth*, 35(13–14), 648–656. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2010.07.025>
- Gómez-Díaz, J. D., Monterroso-Rivas, A. I., Tinoco-Rueda, J. A., & Etchevers-Barra, J. D. (2012). Almacenes de carbono en el piso forestal de dos tipos de bosque. *Terra Latinoamericana*, 30(2). http://www.scielo.org.mx/scielo.php?pid=S0187-57792012000200177&script=sci_arttext
- Gonçalves, J., Alvares, C., Gonçalves, T., Moreira, R., Teixeira, J., & Gava, J. (2012). Soil and productivity mapping of *Eucalyptus grandis* plantations, using a geographic information system. *Scientia Florestalis*, 40, 187–201.
- Gonzaga, L. (2002). *Memorias: Hidrología Forestal (Influencia de los bosques)*.
- Gorantiwar, S. D., Krishnamoorthy, Y. V. N., Pandit, D. S., Joshi, A. K., & Das, S. (2015). The effect of changing climate and land use/land cover on water resources in hard rock region of maharashtra state. In *Climate Change Modelling, Planning and Policy for Agriculture* (pp. 199–217). Springer India. https://doi.org/10.1007/978-81-322-2157-9_20
- Graham, R. (1999). *The effects of thinning and similar stand treatments on fire behavior in western forests*. https://books.google.com/books?hl=es&lr=&id=S_w8hpzmIukC&oi=fnd&pg=PA1&dq=Graham,+R.T.,+Harvey,+A.E.,+Jain,+T.B.,+Tonn,+J.R.,+1999.+The+effects+of+thinning+and+similar+stand+treatments+on+fire+behavior+in+Western+forests.+Gen.+Tech.+Rep.+NW-GTR-463.+Portland,+OR:+U.S.+Department+of+Agriculture,+Forest+Service,+Pacific+Northwest+&ots=Xi6fsJKaBA&sig=ijPe9AKa11s14al4wag7BYkSS3I
- Grayson, R. B., Bl, U., Western, A. W., & McMahon, T. A. (2002). Advances in the use of observed spatial patterns of catchment hydrological response. *Advances in Water Resources*, 25, 1313–1334. www.elsevier.com/locate/advwatres
- Grayson, R. B., Moore, I. D., & McMahon, T. A. (1992a). Physically based hydrologic modeling: 1. A terrain-based model for investigative purposes. *Water Resources Research*, 28(10), 2639–2658. <https://doi.org/10.1029/92WR01258>
- Grayson, R. B., Moore, I. D., & McMahon, T. A. (1992b). Physically based hydrologic modeling: 2. Is the concept realistic? *Water Resources Research*, 28(10), 2659–2666. <https://doi.org/10.1029/92WR01259>
- Green, I. R. A., & Stephenson, D. (1986). Criteria for comparison of single event models. *Hydrological Sciences Journal*, 31(3), 395–411. <https://doi.org/10.1080/02626668609491056>
- Gupta, H., & Razavi, S. (2017). Challenges and Future Outlook of Sensitivity Analysis. In *Sensitivity Analysis in Earth Observation Modelling* (pp. 397–415). Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-803011-0.00020-3>

- Gupta, Hoshin V., Kling, H., Yilmaz, K. K., & Martinez, G. F. (2009). Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 377(1–2), 80–91. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.003>
- Gupta, Vijai, H., Sorooshian, S., & Yapo, P. O. (1999). STATUS OF AUTOMATIC CALIBRATION FOR HYDROLOGIC MODELS: COMPARISON WITH MULTILEVEL EXPERT CALIBRATION. *Journal of Hydrologic Engineering*, 4(2), 135–143.
- Gustard, A., Bullock, A., & Dixon, J. M. (1992). *Low flow estimation in the United Kingdom*.
- Guzha, A. C., Rufino, M. C., Okoth, S., Jacobs, S., & Nóbrega, R. L. B. (2018). Impacts of land use and land cover change on surface runoff, discharge and low flows: Evidence from East Africa. In *Journal of Hydrology: Regional Studies* (Vol. 15, pp. 49–67). Elsevier B.V. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2017.11.005>
- GWP. (2011). *Situación de los recursos hídricos en Centroamérica : hacia una gestión integrada*. Programa de Desarrollo de Zonas Fronterizas en América Central de la Unión Europea; Banco Centroamericano de Integración Económica.
- Hansen, J. R., Refsgaard, J. C., Hansen, S., & Ernsten, V. (2007). Problems with heterogeneity in physically based agricultural catchment models. *Journal of Hydrology*, 342(1–2), 1–16. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2007.04.016>
- Hartemink, A. E. (2002). Soil science in tropical and temperate regions—Some differences and similarities. In *Advances in Agronomy* (Vol. 77, Issue C, pp. 269–292). Academic Press. [https://doi.org/10.1016/S0065-2113\(02\)77016-8](https://doi.org/10.1016/S0065-2113(02)77016-8)
- Hassler, S. K., Zimmermann, B., van Breugel, M., Hall, J. S., & Elsenbeer, H. (2011). Recovery of saturated hydraulic conductivity under secondary succession on former pasture in the humid tropics. *Forest Ecology and Management*, 261(10), 1634–1642. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2010.06.031>
- He, X., Sonnenborg, T. O., Refsgaard, J. C., Vejen, F., & Jensen, K. H. (2013). Evaluation of the value of radar QPE data and rain gauge data for hydrological modeling. *Water Resources Research*, 49(9), 5989–6005. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20471>
- Henriksen, H. J., Trolborg, L., Nyegaard, P., Sonnenborg, T. O., Refsgaard, J. C., & Madsen, B. (2003). Methodology for construction, calibration and validation of a national hydrological model for Denmark. *Journal of Hydrology*, 280(1–4), 52–71. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00186-0](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00186-0)
- Higgs, E. S. (1997). What is Good Ecological Restoration? *Conservation Biology*, 11(2), 338–348. <https://doi.org/10.1046/j.1523-1739.1997.95311.x>
- Hobbs, R. J. (2007). Setting Effective and Realistic Restoration Goals: Key Directions for Research. *Restoration Ecology*, 15(2), 354–357. [https://doi.org/10.1111/J.1526-100X.2007.00225.X@10.1111/\(ISSN\)1526-100X.2525THANNIVERSARYVI](https://doi.org/10.1111/J.1526-100X.2007.00225.X@10.1111/(ISSN)1526-100X.2525THANNIVERSARYVI)
- Holko, L., Parajka, J., Kostka, Z., Škoda, P., & Blöschl, G. (2011). Flashiness of mountain streams in Slovakia and Austria. *Journal of Hydrology*, 405(3–4), 392–401. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.05.038>
- Hornbeck, J. W., Adams, M. B., Corbett, E. S., Verry, E. S., & Lynch, J. A. (1993). Long-term impacts of forest treatments on water yield: a summary for northeastern USA. *Journal of Hydrology*, 150(2–4), 323–344. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(93\)90115-P](https://doi.org/10.1016/0022-1694(93)90115-P)

Hudson, N. (1982). *Conservación del suelo*.

https://books.google.com.br/books?id=u137pQPxYGAC&pg=PA64&dq=cual+es+la+diferencia+en+la+lluvia+de+zonas+tropicales+y+zpnas+templadas&source=bl&ots=qc7ZN92aRm&sig=ACfU3U2PajT0mVIXVK45yRHZf0wvQo_NMA&hl=es&sa=X&ved=2ahUKEwjT4qD_j4LpAhX7JrkGHUbiDfcQ

Hundecha, Y., & Bárdossy, A. (2004). Modeling of the effect of land use changes on the runoff generation of a river basin through parameter regionalization of a watershed model. *Journal of Hydrology*, 292(1–4), 281–295.

<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.01.002>

Iltstedt, U., Malmer, A., Verbeeten, E., & Murdiyarso, D. (2007). The effect of afforestation on water infiltration in the tropics: A systematic review and meta-analysis. *Forest Ecology and Management*, 251(1–2), 45–51.

<https://doi.org/10.1016/j.foreco.2007.06.014>

Im, S., Kim, H., Kim, C., & Jang, C. (2009). Assessing the impacts of land use changes on watershed hydrology using MIKE SHE. *Environmental Geology*, 57(1), 231–239. <https://doi.org/10.1007/s00254-008-1303-3>

Ireson, A. M., & Butler, A. P. (2013). A critical assessment of simple recharge models: application to the UK Chalk. *Hydrol. Earth Syst. Sci*, 17, 2083–2096. <https://doi.org/10.5194/hess-17-2083-2013>

Jaber, F. H., & Shukla, S. (2012). MIKE SHE: MODEL USE, CALIBRATION, AND VALIDATION. *Transactions of the ASABE*, 55(4), 1479–1489. www.dhigroup.com.

Jaber, F. H., Shukla, S., & Jaber, F. H. (2012). MIKE SHE: MODEL USE, CALIBRATION, AND VALIDATION. *Transactions of the ASABE*, 55(4), 1479–1489. www.dhigroup.com.

Jackson, R. B., Jobbágy, E. G., Avissar, R., Roy, S. B., Barrett, D. J., Cook, C. W., Farley, K. A., Le Maitre, D. C., McCarl, B. A., & Murray, B. C. (2005). Trading water for carbon with biological carbon sequestration. *Science*, 310(5756), 1944–1947. <https://doi.org/10.1126/science.1119282>

Jayatilaka, C. J., Storm, B., & Mudgway, L. B. (1998). Simulation of water flow on irrigation bay scale with MIKE-SHE. *Journal of Hydrology*, 208(1–2 / 2), 108–130. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00151-6](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00151-6)

Johnson, R. (1998). The forest cycle and low river flows: A review of UK and international studies. In *Forest Ecology and Management* (Vol. 109, Issues 1–3, pp. 1–7). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S0378-1127\(98\)00231-X](https://doi.org/10.1016/S0378-1127(98)00231-X)

Jorquera, E., Weber, J. F., & Reyna, S. M. (2012). *Revisión del estado del arte en la modelación hidrológica distribuida e integrada*. <https://www.researchgate.net/publication/266885248>

Kalantari, Z., Lyon, S. W., Folkesson, L., French, H. K., Stolte, J., Jansson, P. E., & Sassner, M. (2014). Quantifying the hydrological impact of simulated changes in land use on peak discharge in a small catchment. *Science of the Total Environment*, 466–467, 741–754. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.07.047>

Kalantari, Z., Lyon, S. W., Jansson, P. E., Stolte, J., French, H. K., Folkesson, L., & Sassner, M. (2015). Modeller subjectivity and calibration impacts on hydrological model applications: An event-based comparison for a road-adjacent catchment in south-east Norway. *Science of the Total Environment*, 502, 315–329. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2014.09.030>

Keilholz, P., Disse, M., & Halik, Ü. (2015). Effects of Land Use and Climate Change on Groundwater and Ecosystems at the Middle Reaches of the Tarim River Using the MIKE SHE Integrated Hydrological Model. *Water*, 7(12), 3040–3056. <https://doi.org/10.3390/w7063040>

Kim, K. B., Kwon, H. H., & Han, D. (2018). Exploration of warm-up period in conceptual hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 556, 194–210. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.11.015>

Kirchner, J. W. (2006). Getting the right answers for the right reasons: Linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology. *Water Resources Research*, 42(3). <https://doi.org/10.1029/2005WR004362>

- Klemeš, V. (1986). Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences Journal*, 31(1), 13–24. <https://doi.org/10.1080/02626668609491024>
- Kling, H., Fuchs, M., & Paulin, M. (2012). Runoff conditions in the upper Danube basin under an ensemble of climate change scenarios. *Journal of Hydrology*, 424–425, 264–277. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.01.011>
- Koch, J., Cornelissen, T., Fang, Z., Bogena, H., Diekkrüger, B., Kollet, S., & Stisen, S. (2016). Inter-comparison of three distributed hydrological models with respect to seasonal variability of soil moisture patterns at a small forested catchment. *Journal of Hydrology*, 533, 234–249. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.12.002>
- Krause, P., Boyle, D. P., & Bäse, F. (2005). Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. In *Advances in Geosciences* (Vol. 5).
- Kristensen, K. J., & Jensen, S. E. (1975). MODEL FOR ESTIMATING ACTUAL EVAPOTRANSPIRATION FROM POTENTIAL EVAPOTRANSPIRATION. *Nord Hydrol*, 6(3), 170–188. <https://doi.org/10.2166/nh.1975.0012>
- Kuczera, G. (1987). Prediction of water yield reductions following a bushfire in ash-mixed species eucalypt forest. *Journal of Hydrology*, 94(3–4), 215–236. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(87\)90054-0](https://doi.org/10.1016/0022-1694(87)90054-0)
- Laestadius, L., Buckingham, K., Maginnis, S., & Saint-Laurent, C. (2015). Before Bonn and beyond: The history and future of forest landscape restoration. In *Unasylva* (Vol. 66, Issue 245, pp. 11–18). Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- Laestadius, L., Maginnis, S., Minnemeyer, S., Potapov, P., Saint-Laurent, C., & Sizer, N. (2011). Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación Revista internacional de silvicultura e industrias forestales. *Revista Internacional de Silvicultura e Industrias Forestales*, 62(2), 47–48. www.youtube.com/
- Lal, R. (1993). Challenges in agriculture and forest hydrology in the humid tropics. *Hydrology and Water Management in the Humid Tropics*, 395–404. <https://doi.org/10.1017/cbo9780511564468.021>
- Lamontagna, J. R., Barber, C. A., & Vogel, R. M. (2020). Improved Estimators of Model Performance Efficiency for Skewed Hydrologic Data. *Water Resources Research*, 56(9). <https://doi.org/10.1029/2020WR027101>
- Lara, A., Echeverría, C., Thiers, O., Huss, E., Escobar, B., Tripp, K., & Altamirano, A. (2008). Restauración ecológica de coníferas longevas: el caso del alerce (*Fitzroya cupressoides*) en el sur de Chile. *Restauración de Bosques En América Latina*, 40–55.
- Li, H. Y., Liu, D., Gao, M., Leung, L. R., Bloesch, G., & Lin, H. (2018). Representing the macropore flow processes in a watershed hydrological model and evaluating the effect of macropore flow on the flood peaks. *AGUFM*, H11U-1736. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2018AGUFM.H11U1736L/abstract>
- Liang, W., Bai, D., Wang, F., Fu, B., Yan, J., Wang, S., Yang, Y., Long, D., & Feng, M. (2015). Quantifying the impacts of climate change and ecological restoration on streamflow changes based on a Budyko hydrological model in China's Loess Plateau. *Agupublications*, 51(8), 6500–6519. <https://doi.org/10.1002/2014WR016589>
- Licata, J. A., Gyenge, J. E., Fernández, M. E., Schlichter, T. M., & Bond, B. J. (2008). Increased water use by ponderosa pine plantations in northwestern Patagonia, Argentina compared with native forest vegetation. *Forest Ecology and Management*, 255(3–4), 753–764. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2007.09.061>
- Lima, L. de. (2011). *Implementação de um modelo hidrológico distribuído na plataforma de modelagem Dinamica EGO*.
- Lima, W. (2008). *HIDROLOGIA FLORESTAL APLICADA AO MANEJO DE BACIAS HIDROGRÁFICAS* (2da ed.).

- Liu, J., Luo, M., Liu, T., Bao, A., De Maeyer, P., Feng, X., Chen, X., Liu, J., Luo, M., Liu, T., Bao, A., De Maeyer, P., Feng, X., & Chen, X. (2017). Local Climate Change and the Impacts on Hydrological Processes in an Arid Alpine Catchment in Karakoram. *Water*, 9(5), 344. <https://doi.org/10.3390/w9050344>
- Livesley, S. J., Baudinette, B., & Glover, D. (2014). Rainfall interception and stem flow by eucalypt street trees - The impacts of canopy density and bark type. *Urban Forestry and Urban Greening*, 13(1), 192–197. <https://doi.org/10.1016/j.ufug.2013.09.001>
- Loliyana, V. D., & Patel, P. L. (2018). Performance evaluation and parameters sensitivity of a distributed hydrological model for a semi-arid catchment in India. *Journal of Earth System Science*, 127, 117. <https://doi.org/10.1007/s12040-018-1021-5>
- Loliyana, V. D., & Patel, P. L. (2019). Evaluation of soil moisture prediction for Gopalkheda sub-catchment, India. *ISH Journal of Hydraulic Engineering*, 1–10. <https://doi.org/10.1080/09715010.2019.1574617>
- López-Ramírez, S. M., Sáenz, L., Mayer, A., Muñoz-Villers, L. E., Asbjornsen, H., Berry, Z. C., Looker, N., Manson, R., & Gómez-Aguilar, L. R. (2020). Land use change effects on catchment streamflow response in a humid tropical montane cloud forest region, central Veracruz, Mexico. *Hydrological Processes*, 34(16), 3555–3570. <https://doi.org/10.1002/hyp.13800>
- Lozano-Baez, S. E., Cooper, M., Ferraz, S. F. B., Rodrigues, R. R., Pirastru, M., & Prima, S. Di. (2018). Previous Land Use Affects the Recovery of Soil Hydraulic Properties after Forest Restoration. *Water*, 10(4), 453. <https://doi.org/10.3390/w10040453>
- Luchetti, J., Olivera, P. F., & Rodríguez, L. L. (2016). Brasil: la deforestación de la Selva Amazónica y la producción sojera (p. 17). <http://ecologia10a.blogspot.com.ar/p/concepto.html>
- Luiz, J., Torres, R., Fabian, A. J., & Pereira, M. G. (2011). ALTERAÇÕES DOS ATRIBUTOS FÍSICOS DE UM LATOSSOLO VERMELHO SUBMETIDO A DIFERENTES SISTEMAS DE MANEJO 1 Physical attribute alterations of an Oxisol under different tillage systems 1. *Ciencia Agronomica*, 35(3), 437–445.
- Ma, L., He, C., & Bian, H. (2016). MIKE SHE modeling of ecohydrological processes: Merits, applications, and challenges. *Ecological Engineering*, 96, 137–149. <https://doi.org/10.1016/J.ECOLENG.2016.01.008>
- Madsen, H. (2003). Parameter estimation in distributed hydrological catchment modelling using automatic calibration with multiple objectives. *Advances in Water Resources*, 26(2), 205–216. [https://doi.org/10.1016/S0309-1708\(02\)00092-1](https://doi.org/10.1016/S0309-1708(02)00092-1)
- Maglianesi, M. A. (2010). El uso de especies vegetales exóticas como una estrategia de restauración ecológica | Biocenosis. *Biocenosis*, 23(2), 26–31. <https://revistas.uned.ac.cr/index.php/biocenosis/article/view/1241>
- Malone, R. W., Yagow, G., Baffaut, C., Gitau, M. W., Qi, Z., Amatya, D. M., Parajuli, P. B., Bonta, J. V, Green, T. R., Gitau, M. W., Member, A., Professor, A., Chair, P., Qi, Z., Professor, A., Amatya, D. M., Parajuli, P. B., & Malone, R. (2015). PARAMETERIZATION GUIDELINES AND CONSIDERATIONS FOR HYDROLOGIC MODELS. *American Society of Agricultural and Biological Engineers*, 58(6), 1681–1703. <https://doi.org/10.13031/trans.58.10709>
- Marhaento, H., Booi, M. J., Hoekstra, A. Y., & Piniewski, M. (2018). Hydrological response to future land-use change and climate change in a tropical catchment. <https://doi.org/10.1080/02626667.2018.1511054>
- Marris, E. (2005). The forgotten ecosystem. In *Nature* (Vol. 437, Issue 7061, pp. 944–945). Nature Publishing Group. <https://doi.org/10.1038/437944a>
- McGuinness, J. L., & Harrold, L. L. (1971). Reforestation Influences on Small Watershed Streamflow. *Water Resources Research*, 7(4), 845–852. <https://doi.org/10.1029/WR007i004p00845>

- McMichael, C. E., Hope, A. S., & Loaiciga, H. A. (2006). Distributed hydrological modelling in California semi-arid shrublands: MIKE SHE model calibration and uncertainty estimation. *Journal of Hydrology*, 317(3–4), 307–324. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.05.023>
- MEA. (2005). *ECOSYSTEMS AND HUMAN WELL-BEING*.
- Minasny, B., & Hartemink, A. E. (2011). Predicting soil properties in the tropics. In *Earth-Science Reviews* (Vol. 106, Issues 1–2, pp. 52–62). <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.01.005>
- Minet, J., Laloy, E., Lambot, S., & Vanclooster, M. (2011). Hydrology and Earth System Sciences Effect of high-resolution spatial soil moisture variability on simulated runoff response using a distributed hydrologic model. *Hydrol. Earth Syst. Sci*, 15, 1323–1338. <https://doi.org/10.5194/hess-15-1323-2011>
- Mingoti, R. (2012). *Efeitos da espacialização da cobertura florestal e da profundidade dos solos na produção de água de uma bacia hidrográfica Piracicaba 2012*. 1–170.
- Mishra, A. K., & Coulibaly, P. (2009). Developments in hydrometric network design: A review. In *Reviews of Geophysics* (Vol. 47, Issue 2). John Wiley & Sons, Ltd. <https://doi.org/10.1029/2007RG000243>
- Moriassi, D. N., Gitau, M. W., Pai, N., & Daggupati, P. (2015). Hydrologic and Water Quality Models: Performance Measures and Evaluation Criteria. *Transactions of the ASABE*, 58(6), 1763–1785. <https://doi.org/10.13031/trans.58.10715>
- Muleta, M. K., & Nicklow, J. W. (2005). Sensitivity and uncertainty analysis coupled with automatic calibration for a distributed watershed model. *Journal of Hydrology*, 306(1–4), 127–145. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.09.005>
- Murcia, C., & Guariguata, M. (2014). La restauración ecológica en Colombia: Tendencias, necesidades y oportunidades. In *CIFOR*.
- Muthuwatta, L. P., Booij, M. J., Rientjes, T. H. M., Bos, M. G., Gieske, A. S. M., & Ahmad, & M.-U.-D. (2009). *Calibration of a semi-distributed hydrological model using discharge and remote sensing data*.
- Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models. part IA discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3), 282–290.
- Neary, D. (2011). Impactos of Wildfire Severity on Hydraulic Conductivity in Forest, Woodland, and Grassland Soils. In *Hydraulic Conductivity: Issues, Determination and Applications* (pp. 123–140). <https://books.google.com.br/books?hl=pt-PT&lr=&id=xuqPDwAAQBAJ&oi=fnd&pg=PA123&dq=leaf+litter+forest+hydraulic+conductivity+&ots=9ajKTV8FVy&sig=1GPK4jnDLWDT00WDAW9rj2kzPzo#v=onepage&q=leaf+litter+forest+hydraulic+conductivity&f=false>
- Nobre, A. D., Cuartas, L. A., Hodnett, M., Rennó, C. D., Rodrigues, G., Silveira, A., Waterloo, M., & Saleska, S. (2011). Height Above the Nearest Drainage - a hydrologically relevant new terrain model. *Journal of Hydrology*, 404(1–2), 13–29. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.03.051>
- Ovando, P., & Speich, M. (2020). Optimal harvesting decision paths when timber and water have an economic value in uneven forests. *Forests*, 11(9), 903. <https://doi.org/10.3390/F11090903>
- Pascale, S., Lucarini, V., Feng, X., Amilcare, , Shabeh, P. , & Hasson, U. (2015). Analysis of rainfall seasonality from observations and climate models. *Climate Dynamics*, 44, 3281–3301. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2278-2>

- Peña-Arancibia, J. L., Bruijnzeel, L. A., Mulligan, M., & van Dijk, A. I. J. M. (2019). Forests as 'sponges' and 'pumps': Assessing the impact of deforestation on dry-season flows across the tropics. *Journal of Hydrology*, 574, 946–963. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.04.064>
- Perring, M. P., Erickson, T. E., & Brancalion, P. H. S. (2018). Rocketing restoration: enabling the upscaling of ecological restoration in the Anthropocene. *Restoration Ecology*, 26(6), 1017–1023. <https://doi.org/10.1111/rec.12871>
- Pfannerstill, M., Guse, B., & Fohrer, N. (2014). Smart low flow signature metrics for an improved overall performance evaluation of hydrological models. *Journal of Hydrology*, 510, 447–458. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.12.044>
- Phillips, F. M., & Wilson, J. L. (1989). An approach to estimating hydraulic conductivity spatial correlation scales using geological characteristics. *Water Resources Research*, 25(1), 141–143. <https://doi.org/10.1029/WR025i001p00141>
- Phillips, R. J., Waldrop, T. A., Brose, P. H., & Wang, G. G. (2012). *Restoring Fire-Adapted Forests in Eastern North America for Biodiversity Conservation and Hazardous Fuels Reduction* (pp. 187–219). https://doi.org/10.1007/978-94-007-5338-9_9
- Price, K. (2011). Effects of watershed topography, soils, land use, and climate on baseflow hydrology in humid regions: A review. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 35(4), 465–492. <https://doi.org/10.1177/0309133311402714>
- Prucha, B., Graham, D., Watson, M., Avenant, M., Esterhuyse, S., Joubert, A., Kemp, M., King, J., Le Roux, P., Redelinghuys, N., Rossouw, L., Rowntree, K., Seaman, M., Sokolic, F., Van Rensburg, L., Van Der Waal, B., Van Tol, J., & Vos, T. (2016). MIKE-SHE integrated groundwater and surface water model used to simulate scenario hydrology for input to DRIFT-ARID: The Mokolo River case study. *Water SA*, 42(3), 384–398. <https://doi.org/10.4314/wsa.v42i3.03>
- Pushpalatha, R., Perrin, C., Le Moine, N., Mathevet, T., & Andréassian, V. (2011). A downward structural sensitivity analysis of hydrological models to improve low-flow simulation. *Journal of Hydrology*, 411(1–2), 66–76. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.09.034>
- Pushpalatha, R., Perrin, C., Moine, N. Le, & Andréassian, V. (2012). A review of efficiency criteria suitable for evaluating low-flow simulations. *Journal of Hydrology*, 420–421, 171–182. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.055>
- Qiao, K., Zhu, W., & Xie, Z. (2020). Application conditions and impact factors for various vegetation indices in constructing the LAI seasonal trajectory over different vegetation types. *Ecological Indicators*, 112. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2020.106153>
- Rahim, B. E. A., Yusoff, I., Jafri, A. M., Othman, Z., & Abdul Ghani, A. (2012). Application of MIKE SHE modelling system to set up a detailed water balance computation. *Water and Environment Journal*, 26(4), 490–503. <https://doi.org/10.1111/j.1747-6593.2012.00309.x>
- Rallison, R. E., & Miller, N. (1982). Past, present, and future SCS runoff procedure. *Rainfall-Runoff Relationship / Proceedings, International Symposium on Rainfall-Runoff Modeling Held May 18-21, 1981 at Mississippi State University, Mississippi State, Mississippi, U.S.A. / Edited by V.P. Singh*. <https://agris.fao.org/agris-search/search.do?recordID=US201302614809>
- Refsgaard, (1997). Parameterisation, calibration and validation of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology*, 198(1–4), 69–97. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03329-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03329-X)

- Refsgaard, J.C. (2007). *Hydrological Modelling and River Basin Management, Doctoral Thesis, Appendices 233 pp.* (Issue January 2007).
- Refsgaard, J., & Storm, B. (1995). *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications.
- Refsgaard, Jens Christian, & Knudsen, J. (1996). Operational Validation and Intercomparison of Different Types of Hydrological Models. *Water Resources Research*, 32(7), 2189–2202. <https://doi.org/10.1029/96WR00896>
- Refsgaard, Jens, Storm, B., & Clausen, T. (2010). Système Hydrologique Européen (SHE): review and perspectives after 30 years development in distributed physically-based hydrological modelling. *Hydrology Research*, 41(5), 355–377. <https://doi.org/10.2166/nh.2010.009>
- Refsgaard, & Storm, B. (1990). *Construction, Calibration And Validation of Hydrological Models* (pp. 41–54). Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-009-0257-2_3
- Rey Benayas, J. M., Newton, A. C., Diaz, A., & Bullock, J. M. (2009). Enhancement of biodiversity and ecosystem services by ecological restoration: A meta-analysis. *Science*, 325(5944), 1121–1124. <https://doi.org/10.1126/science.1172460>
- Ritter, A., & Muñoz-Carpena, R. (2013). Performance evaluation of hydrological models: Statistical significance for reducing subjectivity in goodness-of-fit assessments. *Journal of Hydrology*, 480, 33–45. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.12.004>
- Roa-García, M. C., Brown, S., Schreier, H., & Lavkulich, L. M. (2011). The role of land use and soils in regulating water flow in small headwater catchments of the Andes. *Water Resources Research*, 47(5). <https://doi.org/10.1029/2010WR009582>
- Roberts, J. (1983). Forest transpiration: A conservative hydrological process? *Journal of Hydrology*, 66(1–4), 133–141. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(83\)90181-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(83)90181-6)
- Robles, M. D., Marshall, R. M., Donnell, O., Smith, F. B., & Haney, E. B. (2014). Effects of Climate Variability and Accelerated Forest Thinning on Watershed-Scale Runoff in Southwestern USA Ponderosa Pine Forests. *PLoS ONE*, 9(10), 111092. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0111092>
- Sahagian, D. (2000). Global physical effects of anthropogenic hydrological alterations: Sea level and water redistribution. *Global and Planetary Change*, 25(1–2), 39–48. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(00\)00020-5](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(00)00020-5)
- Sahoo, G. B., Ray, C., & De Carlo, E. H. (2006). Calibration and validation of a physically distributed hydrological model, MIKE SHE, to predict streamflow at high frequency in a flashy mountainous Hawaii stream. *Journal of Hydrology*, 327(1–2), 94–109. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.11.012>
- San Martín, B. (2016). *Deforestación de la mata atlántica en el litoral de Paraíba (Brasil): Cambios ambientales y riesgos geomorfológicos asociados:voçorocas*.
- Sandu, M.-A., & Virsta, A. (2015). Applicability of MIKE SHE to Simulate Hydrology in Argesel River Catchment. *Agriculture and Agricultural Science Procedia*, 6, 517–524. <https://doi.org/10.1016/J.AASPRO.2015.08.135>
- Sano, E. E., Rosa, R., Scaramuzza, C. A. de M., Adami, M., Bolfe, E. L., Coutinho, A. C., Esquerdo, J. C. D. M., Maurano, L. E. P., Narvaes, I. da S., Filho, F. J. B. de O., da Silva, E. B., Victoria, D. de C., Ferreira, L. G., Brito, J. L. S., Bayma, A. P., de Oliveira, G. H., & Bayma-Silva, G. (2019). Land use dynamics in the Brazilian Cerrado in the period from 2002 to 2013. *Pesquisa Agropecuaria Brasileira*, 54. <https://doi.org/10.1590/S1678-3921.pab2019.v54.00138>
- Santhi, C., Arnold, J. G., Williams, J. R., Dugas, W. A., Srinivasan, R., & Hauck, L. M. (2001). Validation of the SWAT model on a large river basin with point and nonpoint sources. *Journal of the American Water Resources Association*, 37(5), 1169–1188. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2001.tb03630.x>

- Santos, G. R., Otto, M. S. G., Passos, J. R. de S., Onofre, F. F., Rodrigues, V. A., de Paula, F. R., & Ferraz, S. F. de B. (2019). Changes in decomposition rate and litterfall in riparian zones with different basal area of exotic Eucalyptus in south-eastern Brazil. *Southern Forests*, 81(4), 285–295.
<https://doi.org/10.2989/20702620.2019.1633503>
- Sartori, A., Neto, F. L., & Maia Genovez, A. (2005). *Classificação Hidrológica de Solos Brasileiros para a Estimativa da Chuva Excedente com o Método do Serviço de Conservação do Solo dos Estados Unidos Parte 1: Classificação* (Vol. 10).
https://abrh.s3.sa-east-1.amazonaws.com/Sumarios/26/6c2ebe52f7043b800f2879be8e09bd55_624e887e937b744607e1fe0d08b69e6d.pdf
- Sartori, M. S., Poggiani, F., & Engel, V. lex. (2002). Regeneração da vegetação arbórea nativa no sub-bosque de um povoamento de Eucalyptus saligna Smith. Localizado no Estado de São Paulo. *Scientia Forestalis*, 62, 86–103.
- SCDB. (2011). *La Diversidad Biológica Forestal. El Tesoro Viviente De La Tierra*.
- Schoenholtz, S. H., Miegroet, H. Van, & Burger, J. A. (2000). A review of chemical and physical properties as indicators of forest soil quality: Challenges and opportunities. In *Forest Ecology and Management* (Vol. 138, Issues 1–3, pp. 335–356). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S0378-1127\(00\)00423-0](https://doi.org/10.1016/S0378-1127(00)00423-0)
- Scott, D. F. (2005). On the hydrology of industrial timber plantations. *Hydrological Processes*, 19(20), 4203–4206.
<https://doi.org/10.1002/hyp.6104>
- Seabrook, L., Mcalpine, C. A., & Bowen, M. E. (2011). Restore, repair or reinvent: Options for sustainable landscapes in a changing climate. *Landscape and Urban Planning*, 100(4), 407–410.
<https://doi.org/10.1016/j.landurbplan.2011.02.015>
- Sekulić, G., Ivković, M., & Ćipranić, I. (2017). Modeliranje hidroloških procesa u slivnom području skadarskog jezera. *Tehniki Vjesnik*, 24(2), 427–434. <https://doi.org/10.17559/TV-20151120230958>
- SER. (2004). *The SER international primer on ecological restoration*.
- Sharma, K. P., Vorosmarty, C. J., & Moore, B. (2000). Sensitivity of the himalayan hydrology to land-use and climatic changes. *Climatic Change*, 47(1–2), 117–139. <https://doi.org/10.1023/A:1005668724203>
- Shi, T.-T., Guan, D.-X., Wu, J.-B., Wang, A.-Z., Jin, C.-J., & Han, S.-J. (2008). Comparison of methods for estimating evapotranspiration rate of dry forest canopy: Eddy covariance, Bowen ratio energy balance, and Penman-Monteith equation. *Journal of Geophysical Research*, 113(D19), D19116.
<https://doi.org/10.1029/2008JD010174>
- Shrestha, R., & Houser, P. (2010). A heterogeneous land surface model initialization study. *Journal of Geophysical Research*, 115(D19), D19111. <https://doi.org/10.1029/2009JD013252>
- Silva, J. C. H. L., Pessôa, A. C. M., Carvalho, N. S., Reis, J. B. C., Anderson, L. O., & Aragão, L. E. O. C. (2021). The Brazilian Amazon deforestation rate in 2020 is the greatest of the decade. *Nature Ecology & Evolution*, 5, 144–145. <https://doi.org/10.1038/s41559-020-01368-x>
- Singh, C. R., Thompson, J. R., French, J. R., Kingston, D. G., & Mackay, A. W. (2010). The impact of prescribed global warming on runoff from headwater catchments of the Irrawaddy River and their implications for the water level regime of Loktak Lake, northeast India. *Hydrol. Earth Syst. Sci*, 14, 1745–1765.
<https://doi.org/10.5194/hess-14-1745-2010>

- Singh, V., & Frevert, D. (2005). *Watershed models*.
[https://books.google.es/books?hl=es&lr=&id=mn8Foj3rAwQC&oi=fnd&pg=PP1&dq=SINGH,+V.+P.%3B+FREVERT,+D.+K.+\(ed.\).+Flexile+integrated+waterseh+modeling+with+MIKE+SHE.+In:+Watershed+models.+CRC+Press,+2005.&ots=oaTNKXEFsE&sig=Ngxey4xC-OxvmsXQRvW95WgyWj8](https://books.google.es/books?hl=es&lr=&id=mn8Foj3rAwQC&oi=fnd&pg=PP1&dq=SINGH,+V.+P.%3B+FREVERT,+D.+K.+(ed.).+Flexile+integrated+waterseh+modeling+with+MIKE+SHE.+In:+Watershed+models.+CRC+Press,+2005.&ots=oaTNKXEFsE&sig=Ngxey4xC-OxvmsXQRvW95WgyWj8)
- Smakhtin, V. U. (2001). Low flow hydrology: A review. *Journal of Hydrology*, 240(3–4), 147–186.
[https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00340-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00340-1)
- Smith, M. B., Seo, D. J., Koren, V. I., Reed, S. M., Zhang, Z., Duan, Q., Morel, F., & Cong, S. (2004). The distributed model intercomparison project (DMIP): Motivation and experiment design. *Journal of Hydrology*, 298(1–4), 4–26. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.03.040>
- Sonnenborg, T. O., Christiansen, J. R., Pang, B., Brøge, A., Stisen, S., & Gundersen, P. (2017). Analyzing the hydrological impact of afforestation and tree species in two catchments with contrasting soil properties using the spatially distributed model MIKE SHE SWET. *Agricultural and Forest Meteorology*, 239, 118–133.
<https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2017.03.001>
- Sorooshian, S., Gupta, V. K., & Fulton, J. L. (1983). Evaluation of Maximum Likelihood Parameter estimation techniques for conceptual rainfall-runoff models: Influence of calibration data variability and length on model credibility. *Water Resources Research*, 19(1), 251–259. <https://doi.org/10.1029/WR019i001p00251>
- Souza, Z. M. de, & Alves, M. C. (2003). Movimento de água e resistência à penetração em um Latossolo Vermelho distrófico de cerrado, sob diferentes usos e manejos. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 7(1), 18–23. <https://doi.org/10.1590/s1415-43662003000100004>
- Stanturf, J. A., Palik, B. J., Williams, M. I., Dumroese, R. K., & Madsen, P. (2014). Forest Restoration Paradigms. *Journal of Sustainable Forestry*, 33(sup1), S161–S194. <https://doi.org/10.1080/10549811.2014.884004>
- Stewart, B. (2014). *Measuring what we manage-the importance of hydrological data to water resources management* (Vol. 366). IAHS Publ.
- Stone, E. L., & Kalisz, P. J. (1991). On the maximum extent of tree roots. *Forest Ecology and Management*, 46(1–2), 59–102. [https://doi.org/10.1016/0378-1127\(91\)90245-Q](https://doi.org/10.1016/0378-1127(91)90245-Q)
- Sultana, Z., & Coulibaly, P. (2011). Distributed modelling of future changes in hydrological processes of Spencer Creek watershed. *Hydrological Processes*, 25(8), 1254–1270. <https://doi.org/10.1002/hyp.7891>
- Sun, G., Caldwell, P. V., & McNulty, S. G. (2015). Modelling the potential role of forest thinning in maintaining water supplies under a changing climate across the conterminous United States. *Hydrological Processes*, 29(24), 5016–5030. <https://doi.org/10.1002/hyp.10469>
- Sun, G., Lu, J., McNulty, S. G., Vose, J. M., & Amayta, D. M. (2006). *USING THE HYDROLOGIC MODEL MIKE SHE TO ASSESS DISTURBANCE IMPACTS ON WATERSHED PROCESSES AND RESPONSES ACROSS THE SOUTHEASTERN U.S.*
- Tacheci, P., Zlábeck, P., & Kaplická, M. (2011). Analysis of parameters for distributed modelling of a hydrological regime in subcatchments of the Kopaninský Tok experimental catchment. *Die Bodenkultur*, 62, 123–127.
- Tadeu, L. (2007). *Impacto da irrigação na bacia hidrográfica do ribeirão dos Marin*. Universidade de São Paulo.
- Tallaksen, L. M. (1995). A review of baseflow recession analysis. *Journal of Hydrology*, 165(1–4), 349–370.
[https://doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)02540-R](https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)02540-R)
- Tetzlaff, D., McDonnell, J. J., Uhlenbrook, S., McGuire, K. J., Bogaart, P. W., Naef, F., Baird, A. J., Dunn, S. M., & Soulsby, C. (2008). Conceptualizing catchment processes: simply too complex? *Process*, 22, 1727–1730.
<https://doi.org/10.1002/hyp.7069>

- Tetzlaff, Doerthe, Carey, S. K., McNamara, J. P., Laudon, H., & Soulsby, C. (2017). The essential value of long-term experimental data for hydrology and water management. *Water Resources Research*, 53(4), 2598–2604. [https://doi.org/10.1002/2017WR020838@10.1002/\(ISSN\)1944-7973.HYDROSCISOC1](https://doi.org/10.1002/2017WR020838@10.1002/(ISSN)1944-7973.HYDROSCISOC1)
- Thanapakpawin, P., Richey, J., Thomas, D., Rodda, S., Campbell, B., & Logsdon, M. (2007). Effects of landuse change on the hydrologic regime of the Mae Chaem river basin, NW Thailand. *Journal of Hydrology*, 334(1–2), 215–230. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.10.012>
- Thirel, G., Andréassian, V., Perrin, C., Audouy, J., Berthet, L., Edwards, P., Folton, N., Furusho, C., Kuentz, A., Lerat, J., Lindström, G., Martin, E., Mathevet, T., Merz, R., Parajka, J., Ruelland, D., & Vaze, J. (2015). Hydrology under change: an evaluation protocol to investigate how hydrological models deal with changing catchments. *Hydrological Sciences Journal*, 60, 1184–1199. <https://doi.org/10.1080/02626667.2014.967248>
- Thompson, J.R., Sørensen, H. R., Gavin, H., & Refsgaard, A. (2004). Application of the coupled MIKE SHE/MIKE 11 modelling system to a lowland wet grassland in southeast England. *Journal of Hydrology*, 293(1–4), 151–179. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2004.01.017>
- Thompson, Julian R, Iravani, H., Clilverd, H. M., Sayer, C. D., Heppell, C. M., & Axmacher, J. C. (2017). Simulation of the hydrological impacts of climate change on a restored floodplain. *Hydrological Sciences Journal*, 62, 2482–2510. <https://doi.org/10.1080/02626667.2017.1390316>
- Thorpe, A. S., & Stanley, A. G. (2011). Determining appropriate goals for restoration of imperilled communities and species. *Journal of Applied Ecology*, 48(2), 275–279. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2664.2011.01972.x>
- Toohey, R. C., Boll, J., Brooks, E. S., & Jones, J. R. (2018). Effects of land use on soil properties and hydrological processes at the point, plot, and catchment scale in volcanic soils near Turrialba, Costa Rica. *Geoderma*, 315, 138–148. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.11.044>
- Tsiko, C. T., Makurira, H., Gerrits, A. M. J., & Savenije, H. H. G. (2012). Measuring forest floor and canopy interception in a savannah ecosystem. *Physics and Chemistry of the Earth*, 47–48, 122–127. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2011.06.009>
- Tucci, C. (2005). *Modelos hidrológicos*. <http://www.sidalc.net/cgi-bin/wxis.exe/?IsisScript=uninat.xis&method=post&formato=2&cantidad=1&expresion=mfn=003303>
- Tuppad, P., Douglas-Mankin, K. R., Lee, T., Srinivasan, R., & Arnold, J. G. (2011). Soil and water assessment tool (swat) hydrologic/water quality model: Extended capability and wider adoption. *Transactions of the ASABE*, 54(5), 1677–1684. <https://doi.org/10.13031/2013.39856>
- Van Breugel, M., Martínez-Ramos, M., & Bongers, F. (2006). Community dynamics during early secondary succession in Mexican tropical rain forests. *Journal of Tropical Ecology*, 22(6), 663–674. <https://doi.org/10.1017/S0266467406003452>
- Van Dijk, A. I. J. M., & Keenan, R. J. (2007). Planted forests and water in perspective. *Forest Ecology and Management*, 251(1–2), 1–9. <https://doi.org/10.1016/J.FORECO.2007.06.010>
- Vargas, R., Allen, M. F., & Allen, E. B. (2008). Biomass and carbon accumulation in a fire chronosequence of a seasonally dry tropical forest. *Global Change Biology*, 14(1), 109–124. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2007.01462.x>
- Vazquez, K. (2019). *Hidrologia de microbacias em função da dinâmica da cobertura florestal*. Universidade de São Paulo.
- Vázquez, R. F., Beven, K., Feyen, J., Beven, K., & Feyen, J. (2009). GLUE Based Assessment on the Overall Predictions of a MIKE SHE Application. *Water Resour Manage*, 23, 1325–1349. <https://doi.org/10.1007/s11269-008-9329-6>

- Vázquez, R. F., & Feyen, J. (2003). Effect of potential evapotranspiration estimates on effective parameters and performance of the MIKE SHE-code applied to a medium-size catchment. *Journal of Hydrology*, 270(3–4), 309–327. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(02\)00308-6](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00308-6)
- Vázquez, R. F., Feyen, J., & Berlamont, J. (2004). Análisis de sensibilidad con MIKE SHE variando topografía y ET. *Ingeniería Del Agua*, 11(3), 315. <https://doi.org/10.4995/ia.2004.2540>
- Vázquez, R. F., Feyen, L., Feyen, J., & Refsgaard, J. C. (2002). Effect of grid size on effective parameters and model performance of the MIKE-SHE code. *Hydrological Processes*, 16(2), 355–372. <https://doi.org/10.1002/hyp.334>
- Verma, M., Murthy, S., Verma, S., & Mishra, S. (2017). Design flow duration curves for environmental flows estimation in Damodar River Basin, India. *Applied Water Science*, 7, 1283–1293. <https://doi.org/10.1007/s13201-016-0486-0>
- Vertessy, R. A., Watson, F. G. R., & O'Sullivan, S. K. (2001). Factors determining relations between stand age and catchment water balance in mountain ash forests. *Forest Ecology and Management*, 143(1–3), 13–26. [https://doi.org/10.1016/S0378-1127\(00\)00501-6](https://doi.org/10.1016/S0378-1127(00)00501-6)
- Voeckler, H. M., Allen, D. M., & Alila, Y. (2014). Modeling coupled surface water - Groundwater processes in a small mountainous headwater catchment. *Journal of Hydrology*, 517, 1089–1106. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.06.015>
- Vose, J. M., Sun, G., Ford, C. R., Bredemeier, M., Otsuki, K., Wei, X., Zhang, Z., & Zhang, L. (2011). Forest ecohydrological research in the 21st century: What are the critical needs? *Ecohydrology*, 4(2), 146–158. <https://doi.org/10.1002/eco.193>
- Vrugt, J. A., ter Braak, C. J. F., Clark, M. P., Hyman, J. M., & Robinson, B. A. (2008). Treatment of input uncertainty in hydrologic modeling: Doing hydrology backward with Markov chain Monte Carlo simulation. *Water Resources Research*, 44(12). <https://doi.org/10.1029/2007WR006720>
- Wang, C., Zhao, C. Y., Xu, Z. L., Wang, Y., & Peng, H. H. (2013). Effect of vegetation on soil water retention and storage in a semi-arid alpine forest catchment. *Journal of Arid Land*, 5(2), 207–219. <https://doi.org/10.1007/s40333-013-0151-5>
- Wang, L., Good, S. P., & Caylor, K. K. (2014). Global synthesis of vegetation control on evapotranspiration partitioning. *Geophysical Research Letters*, 41(19), 6753–6757. <https://doi.org/10.1002/2014GL061439>
- Wang, S., Zhang, Z., Sun, G., Strauss, P., Guo, J., Tang, Y., & Yao, A. (2012). Hydrology and Earth System Sciences Multi-site calibration, validation, and sensitivity analysis of the MIKE SHE Model for a large watershed in northern China. *Hydrology Earth System Sciences*, 16, 4621–4632. <https://doi.org/10.5194/hess-16-4621-2012>
- Waseem, M., Kachholz, F., Klehr, W., & Tränckner, J. (2020). Suitability of a Coupled Hydrologic and Hydraulic Model to Simulate Surface Water and Groundwater Hydrology in a Typical North-Eastern Germany Lowland Catchment. *Applied Sciences*, 10(4), 1281. <https://doi.org/10.3390/app10041281>
- Waterloo, M. J. (1994). *Water and nutrient dynamics of Pinus caribaea plantation forest on former grassland soils in southwest*. Universiteit Amsterdam.
- Wei, X., Sun, G., Liu, S., Jiang, H., Zhou, G., & Dai, L. (2008). The Forest-Streamflow Relationship in China: A 40-Year Retrospect. *Journal of the American Water Resources Association*, 44(5), 1076–1085. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2008.00237.x>
- Weisse, M., & Goldman, E. (2018). *2017 Was the Second-Worst Year on Record for Tropical Tree Cover Loss*. World Resources Institute. <https://www.wri.org/blog/2018/06/2017-was-second-worst-year-record-tropical-tree-cover-loss>

- Wijesekara, G. N., Gupta, A., Valeo, C., Hasbani, J.-G., Qiao, Y., Delaney, P., & Marceau, D. J. (2012). Assessing the impact of future land-use changes on hydrological processes in the Elbow River watershed in southern Alberta, Canada. *Journal of Hydrology*, 412–413, 220–232. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2011.04.018>
- Wohl, E., Barros, A., Brunsell, N., Chappell, N. A., Coe, M., Giambelluca, T., Goldsmith, S., Harmon, R., Hendrickx, J. M. H., Juvik, J., McDonnell, J., & Ogden, F. (2012). The hydrology of the humid tropics The dynamic environment of the humid tropics. *Nature Publishing Group*. <https://doi.org/10.1038/NCLIMATE1556>
- Wortley, L., Hero, J., & Howes, M. (2013). Evaluating Ecological Restoration Success: A Review of the Literature. *Restoration Ecology*, 21(5), 537–543. [https://doi.org/10.1111/REC.12028@10.1111/\(ISSN\)1526-100X.2525THANNIVERSARYVI](https://doi.org/10.1111/REC.12028@10.1111/(ISSN)1526-100X.2525THANNIVERSARYVI)
- Xavier, A. C., & Vettorazzi, C. A. (2003). Índice de área foliar de coberturas do solo em uma microbacia hidrográfica subtropical. *Scientia Agricola*, 60(3), 425–431. <https://doi.org/10.1590/S0103-90162003000300002>
- Xevi, E., Christiaens, K., Espino, A., Sewnandan, W., Mallants, D., Sørensen, H., & Feyen, J. (1997). Calibration, Validation and Sensitivity Analysis of the MIKE-SHE Model Using the Neuenkirchen Catchment as Case Study. *Water Resources Management*, 11(3), 219–242. <https://doi.org/10.1023/A:1007977521604>
- Xu-Dong, H., Zhi-Hua, S., Nu-Fang, F., & Xuan, L. (2016). Influences of Land Use Change on Baseflow in Mountainous Watersheds. *Forests*, 7(12), 16. <https://doi.org/10.3390/f7010016>
- Xu, J., & Niu, G. (2000). Effect of hydraulic engineering works on river flow and sediment load in the middle Yellow River Basin. *Publishing House for Yellow River Water Conservancy*, 296.
- Yilmaz, K. K., Gupta, H. V., & Wagener, T. (2008). A process-based diagnostic approach to model evaluation: Application to the NWS distributed hydrologic model. *Water Resources Research*, 44(9). <https://doi.org/10.1029/2007WR006716>
- Yuan, Y., Khare, Y., Wang, X., Parajuli, P. B., Kisekka, I., Finsterle, S., Parajuli, P. B., & Member, A. (2015). HYDROLOGIC AND WATER QUALITY MODELS: SENSITIVITY. *Transactions of the ASABE*, 58(6), 1721–1744. <https://doi.org/10.13031/trans.58.10611>
- Zalasiewicz, J., Williams, M., Steffen, W., & Crutzen, P. (2010). *The New World of the Anthropocene 1*. <https://doi.org/10.1021/es903081n>
- Zhang, D., Madsen, H., Ridler, M. E., Kidmose, J., Jensen, K. H., & Refsgaard, J. C. (2016). Multivariate hydrological data assimilation of soil moisture and groundwater head. *Hydrol. Earth Syst. Sci*, 20, 4341–4357. <https://doi.org/10.5194/hess-20-4341-2016>
- Zhang, M., Liu, N., Harper, R., Li, Q., Liu, K., Wei, X., Ning, D., Hou, Y., & Liu, S. (2017). A global review on hydrological responses to forest change across multiple spatial scales: Importance of scale, climate, forest type and hydrological regime. *Journal of Hydrology*, 546, 44–59. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.12.040>
- Zhang, W., An, S., Xu, Z., Cui, J., & Xu, Q. (2011). The impact of vegetation and soil on runoff regulation in headwater streams on the east Qinghai-Tibet Plateau, China. *Catena*, 87(2), 182–189. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2011.05.020>
- Zhang, Z., Wang, S., Sun, G., McNulty, S. G., Zhang, H., Li, J., Zhang, M., Klaghofer, E., & Strauss, P. (2008). Evaluation of the MIKE SHE Model for Application in the Loess Plateau, China. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 44(5), 1108–1120. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2008.00244.x>

- Zheng, H., Chen, F., Ouyang, Z., Tu, N., Xu, W., Wang, X., Miao, H., Li, X., & Tian, Y. (2008). Impacts of reforestation approaches on runoff control in the hilly red soil region of Southern China. *Journal of Hydrology*, 356(1–2), 174–184. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.04.007>
- Zhou, X., Lin, H. S., & White, E. A. (2008). Surface soil hydraulic properties in four soil series under different land uses and their temporal changes. *Catena*, 73(2), 180–188. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2007.09.009>
- Zimmermann, B., Zimmermann, A., Scheckenbach, H. L., Schmid, T., Hall, J. S., & van Breugel, M. (2013). Changes in rainfall interception along a secondary forest succession gradient in lowland Panama. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(11), 4659–4670. <https://doi.org/10.5194/hess-17-4659-2013>

ANEXOS

ANEXO A. Dimensões das seções transversais do rio

Ponto	Largura	Profundidade 1 cm	Profundidade 2
1	52	5,00	4,5
2	76	18,00	16,00
3	57	14,00	5,00
4	56	3,00	6,6
5	51	5,00	6,00
6	60	14,6	7,00
7	85	6,8	16,3
8	88	9,7	7,00
9	81	8,00	11,6
10	71	11,5	8,4
11	59	5,4	6,9
12	64	9,8	2,8
13	46	14,00	6,7
14	64	9,8	2,8
15	86	12,00	16,6
16	93	5,6	9,00
17	90	25,2	38,5
18	47	3,7	11,8
19	72	16,2	5,6
20	34	5,1	5,5
21	74	14,4	6,3
22	53	3,5	7,7
23	89	10,9	9,8
24	45	12,8	16,9
25	59	11,6	15,4
26	88	10,8	14,5
27	27	6,00	7,5
28	86	13,9	10,1

ANEXO B. Descrição dos métodos utilizados para a modelagem dos processos hidrológicos pelo modelo MIKE SHE

1. Evapotranspiração

Dentro do MIKE SHE a evapotranspiração é modelada baseando-se nas equações empíricas desenvolvidas por kristen e Jensen (1975) na qual se mantem como base que a evapotranspiração real (ET_r) nunca pode ser superior à evapotranspiração potencial (ETP) pelo que esta última é a característica base para os cálculos. A ET_r está composta pela evaporação do dossel, a evaporação do solo e a transpiração, as duas primeiras correspondem à quantidade de precipitação que fica retida na vegetação, e uma proporção da água que permaneceu na camada superior do solo respectivamente. A transpiração, por sua parte, é o resultado da quantidade de água extraída pelas raízes principalmente na zona não saturada, no entanto, no caso de raízes profundas, está pode ser extraída diretamente do lençol freático (DHI, 2019).

1.1. Evaporação do dossel

A capacidade de interceptação é considerada como o limite aceitável de armazenamento no dossel que depende tanto do tipo da vegetação quanto de seu estado de desenvolvimento, características que no modelo são determinadas em função do IAF. Essa água interceptada evapora diretamente sem aumentar o armazenamento de umidade no solo e seu cálculo é feito segundo a Eq 1 a seguir.

$$I_{max} = C_{int} \cdot IAF \quad (1)$$

Em que

I_{max} = Capacidade de interceptação

C_{int} = Coeficiente de interceptação

1.2. Transpiração

A transpiração, por outro lado, é calculada em função do IAF, do teor de umidade do solo na zona radicular e da profundidade das raízes, como na Eq 2

$$T_r = f_1(IAF) \cdot f_2(\theta) \cdot FDR \cdot ET_r \quad (2)$$

Em que

T_r = Transpiração

$f_1(IAF)$ Função baseada no IAF

$f_2(\theta)$ = Função baseada no teor de umidade da zona radicular

FDR = Função de distribuição de raízes

A função f_1 (Eq 3) expressa a variação da transpiração em função do IAF utilizando dos coeficientes empíricos C1 e C2 que por uma vez, influenciam a taxa e distribuição da evaporação do solo em relação à transpiração.

$$f_1(IAF) = IAF = C2 + C1 \quad (3)$$

A f_2 (Eq 4) de outro lado, é uma função baseada no conteúdo de água com base em volume no solo nas zonas das raízes, nela é utilizado o coeficiente empírico C3 que usualmente corresponde a 20 mm dia-1, no entanto pode variar em de acordo com o tipo de solo e a densidade de raízes.

$$f_2(\theta) = 1 - \left(\frac{\theta_{CC} - \theta}{\theta_{CC} - \theta_{PMP}} \right)^{\frac{C3}{Ep}} \quad (4)$$

Em que

θ_{CC} = Umidade do solo na capacidade de campo

θ_{PMP} = Umidade do solo no ponto de murcha permanente

θ = Umidade do solo no volume atual

Dentro do modelo MIKE SHE, considera-se que, que a extração natural de água pelas raízes para transpiração varia ao longo do crescimento, pelo que é permitido definir uma distribuição das raízes variável no tempo, a qual é determinada em torno da profundidade das raízes. Assume-se que a extração de água pela raiz varia de forma logarítmica com a profundidade da raiz, com observado na Eq 5.

$$\text{Log}R(Z) = \log R_o - AROOT.Z \quad (5)$$

Em que

R_o = Extração de raízes na superfície do solo

$AROOT$ = Distribuição de massa das raízes

Z = profundidade abaixo da superfície do solo

No cálculo da extração de água pela raiz o parâmetro AROOT descreve a distribuição de dita extração em função da profundidade, assim quando o valor de AROOT se aproxima de zero, a distribuição da extração e, portanto, a transpiração se torna mais uniformemente distribuída. Uma vez obtido o valor de água extraída o modelo gera a função de distribuição da raiz (FDR) a partir da qual são calculados seus valores em cada camada dividindo a quantidade de água extraída na camada pela quantidade total de água extraída pelas raízes (Eq 6).

$$FDR_i = \frac{\int_{Z_1}^{Z_2} R(Z) dz}{\int_0^{RDmax} R(Z) dz} \quad (6)$$

Em que, o primeiro termo corresponde à quantidade de água extraída na camada i entre as profundidades Z1 e Z2, enquanto o segundo termo representa o total de água extraída pelas raízes entre a superfície (0) e a profundidade máxima das raízes.

1.3. Evaporação do solo

Uma quantidade da ETr corresponde à água evaporada das camadas superficiais na zona não saturada, que geralmente deve ter cerca de 10 cm de profundidade como máximo. Nesta área pode se apresentar também uma evaporação adicional causada pelo excesso de água no solo à medida que a saturação do solo atinge a capacidade de campo. A somatória dessa quantidade de água corresponde à evaporação do solo E_s e pode ser calculada utilizando a Eq 7.

$$E_s = ET_r \cdot f_3(\theta) + (ET_r - E_{at} - (ET_r \cdot f_3(\theta))) \cdot f_4(\theta) \cdot (1 - f_1(IAF)) \quad (7)$$

Em que as duas funções f_3 e f_4 dependem do teor de umidade do solo e estão dadas pelas seguintes condições:

$$f_3(\theta) \begin{cases} C2 & \text{para } \theta \geq \theta_{PMP} \\ C2 \cdot \frac{\theta}{\theta_{PMP}} & \text{para } \theta_r \leq \theta \leq \theta_{PMP} \\ 0 & \text{para } \theta \leq \theta_R \end{cases}$$

$$f_4(\theta) \begin{cases} \frac{\theta - \frac{\theta_{PMP} + \theta_{CC}}{2}}{\theta_{CC} - \frac{\theta_{PMP} + \theta_{CC}}{2}} & \text{para } \theta \geq \frac{(\theta_{PMP} + \theta_{CC})}{2} \\ 0 & \text{para } \theta < \frac{(\theta_{PMP} + \theta_{CC})}{2} \end{cases}$$

2. Fluxos Superficiais

2.1. Escoamento superficial

A determinação do fluxo de água na superfície do solo é baseada na equação de Saint-Venant em duas dimensões, cuja solução é obtida espacialmente mediante o método chamado “Explicit Numerical Solution”. Nele, os fluxos de troca entre cada célula e com o rio são calculados de forma individual, fazendo com que a resposta seja mais precisa, porém mais restritiva em torno do tempo de passo, já que a estabilidade do cálculo dependerá de os fluxos serem mais lentos do que o tempo de processamento definido (DHI, 2019c). Este método utiliza, entre outros, o critério de “Courant” considerado chave para o tempo de processamento máximo permitido porque representa a relação entre a velocidade do fluxo e a velocidade da célula. Seu cálculo é feito pela Eq. 8 a seguir:

$$C = \frac{\frac{dQ}{dx}}{\frac{dA}{dt}} = \frac{1}{dx} \times \frac{dQ}{dh} \times \frac{dt}{dx} \quad (8)$$

Em que

C = Critério de Courant

dQ = Variação do fluxo

dA = Variação da área

dt = Variação do tempo de processamento

dh = Variação da lâmina de água na superfície

O cálculo dentro de cada célula do modelo é feito usando o método de diferenças finitas com a abordagem de onda difusa (“Diffusive Wave Approximation”) a qual permite significativas variações entre as lâminas de água em células vizinhas. Como o movimento da água na superfície é calculado no MIKE SHE em duas dimensões (x e y) as equações originais da onda difusa são simplificadas e correspondem às equações 9 e 10 a seguir.

$$S_{fx} = -\frac{\partial}{\partial x}(z_g + h) = -\frac{\partial z}{\partial x} \quad (9)$$

$$S_{fy} = -\frac{\partial}{\partial y}(z_g + h) = -\frac{\partial z}{\partial y} \quad (10)$$

Em que

S_f = Atrito da declividade do terreno

h =Lâmina de água

z_g = Nível da superfície

A solução da abordagem de onda difusa pode apresentar problemas numéricos em seu cálculo decorrente de baixas declividades que resultem em baixas velocidades de fluxo. Para resolver esse problema numérico, acaba se incluindo na fórmula de onda difusa a equação de Manning em duas direções e, assim, consegue-se estabelecer uma relação mais estável entre velocidade e profundidade Eq 11 e 12

$$uh = k_x \left(-\frac{\partial z}{\partial x} \right)^{1/2} h^{5/3} \quad (11)$$

$$vh = k_y \left(-\frac{\partial z}{\partial y} \right)^{1/2} h^{5/3} \quad (12)$$

Em que

uh = Fluxo por unidade de distância em x

vh = Fluxo por unidade de distância em y

k_x = Coeficiente de Manning em x

k_y = Coeficiente de Manning em y

h = Lâmina de água

2.2.Escoamento no canal

O escoamento no canal é modelando baseado em um modelo hidrodinâmico dentro do MIKE 11, do tipo “unsteady” para o cálculo de vazões que variam no tempo. Os processos são simulados por meio das equações de St. Venant (Eq 13 e 14) em uma única dimensão com a abordagem “high dynamic wave”, esta abordagem permite que as simulações sejam feitas com

um intervalo de tempo maior centralizando a descrição do fluxo a montante dos termos de atrito na equação do momento.

$$q = \frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} \quad (13)$$

$$0 = \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial \left(\alpha \frac{Q^2}{A} \right)}{\partial x} + gA \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{gQ|Q|}{M^2 AR^{4/3}} \quad (14)$$

Em que

q = Fluxo de entrada lateral

Q = Fluxo por unidade de tempo

A = Área do fluxo

α = Coeficiente de distribuição de momento

R = Radio hidráulico

M = Número M de manning

Todas as informações físicas do rio no Mike 11 são especificadas com base na rede de drenagem, que no modelo está composta por uma série de pontos unidos por trechos denominados “Branch”. Cada um deste trechos representa um segmento na rede de drenagem e devem ser conectados para permitir o fluxo da água na rede toda. O sentido do fluxo poderá ser positivo ou negativo dependendo do ponto em que a distância no canal começa a ser medida, isto é, se a distância 0 m está localizada na saída da bacia, o fluxo será positivo, mas se está localizado nas nascentes de rede, o fluxo será negativo. Uma vez definida a rede drenagem, são inseridas as características dela, baseada em três componentes: i) seções transversais; ii) condições nos limites e iii) parâmetros hidrodinâmicos.

2.2.1. Seções transversais

As seções transversais do rio caracterizam sua área de fluxo nas 3 dimensões, considerando a elevação topográfica na bacia e até características de resistência do canal baseado no número de Manning. O número total de seções é determinado segundo as características físicas da bacia e os requerimentos matemáticos do modelo, sendo que um número baixo pode não representar as variações do rio, mas muitas seções podem fazer inviável o processamento. Geralmente as seções transversais correspondem com os pontos que definem a rede de drenagem

e em cada uma delas é criado automaticamente um ponto de altura de água (h), e um ponto de descarga (Q) entre cada seção transversal (Figura 1), obtendo um grid de pontos onde são feitos os cálculos do fluxo no canal baseado na equação de continuidade e na equação de momento.

Figura 1. Segmento de um canal de drenagem com o grid de pontos de altura (h -points) e descarga (Q -points) de água dentro do Mike 11 (DHI, 2019a)

2.2.2. Condições no limite e condições iniciais

Em todos os limites da rede de drenagem (nascentes e vertedor) o MIKE 11 necessita da definição das condições de limite, já que o modelo deve manter sempre um mínimo de água circulando nele para não apresentar instabilidades numéricas. As condições iniciais estão baseadas na relação de valores constantes do Q ou do h ; em valores de Q variando no tempo e na relação entre Q e h , sendo que estas relações mentem o sistema fechado e permite que as equações aplicadas na determinação do fluxo de água no canal possam ser solucionadas.

As condições iniciais do modelo referem-se aos valores da lâmina da água inicial para a simulação, a qual pode ser especificada manualmente pelo usuário em função das características da bacia ou automaticamente utilizando uma versão das equações de St. Venant. Estas condições iniciais também podem ser inseridas a partir de um “hot start” com resultados de simulações previas.

2.2.3. Parâmetros do modelo hidrodinâmico

No MIKE 11 por default existem catorze coeficientes que caracterizam o modelo hidrodinâmico. Alguns dos mais importantes são o coeficiente ALPHA influenciando a distribuição da velocidade usada na equação de momento; o DELH controla o modelo em condições de baixo fluxo, o DELHS prevê instabilidades por variações no nível de água, o DELTA que pode potencialmente dissipar os fluxos de água; o EPS é usado no método "diffusive wave approximation"; o FroudEXP e o FroudeMax suprimem os termos convectivos

na equação de momentum para fluxos supercríticos; o NoITER que especifica o número de interações a utilizar em cada tempo de processamento para obter uma solução e finalmente o THETA utilizado no termo de resistência dentro da equação de momento quando há reversão da descarga ou rápidas variações no fluxo.

Ainda no modelo hidrodinâmico se especifica a resistência do leito do Rio (R_L), a qual pode ser definida em função do número M de Manning, o qual se considera como independente da profundidade da água. A determinação da resistência é feita com a equação de momento (Eq 15) a seguir.

$$R_L = \frac{gQ|Q|}{M^2AR^{4/3}} \quad (15)$$

Em que

Q = Fluxo por unidade de tempo

A = Área do fluxo

R = radio hidráulico

M = Número M de manning

2.3. Acoplamento MIKE 11 - MIKE SHE

Ao longo dos anos o foram feitos diferentes avanços no MIKE SHE, entre eles, o desenvolvimento de um acoplamento com o modelo MIKE 11 que funciona usando segmentos de linha entre as células de processamento do grid adjacente do MIKE SHE, sendo que em cada segmento com base no pontos de altura de água ocorre o intercâmbio de água entre o MIKE 11 e o MIKE SHE (Jaber et al., 2012). Uma vez iniciada a simulação em cada tempo de processamento o nível de água de cada h-point no MIKE 11 é transferida às ligações adjacentes do rio no MIKE SHE onde, por sua vez, é calculado o fluxo superficial e subsuperficial a partir das redes vizinhas e da troca rio-aquífero fazendo o feedback dessas informações com o MIKE 11 como entradas ou saídas de água para o seguinte tempo de processamento (DHI, 2019b).

2.4. Fluxos entre a zona saturada e o Rio

O cálculo do fluxo entre a zona saturada e os canais de drenagem é baseado no produto entre a condutância e a diferença do potencial entre o rio e o grid da zona saturada (Eq 16). Deste modo, só haverá fluxo se ocorrer uma diferença entre os potenciais das células vizinhas, sendo que pode ser em ambos sentidos.

$$Q = C \cdot \Delta h \quad (16)$$

Em que

Q = Fluxo por unidade de tempo

C = Condutância

Δh = variação do potencial entre o rio e o grid da zona saturada

Este fluxo é calculado para ambos os lados do rio em que existe uma ligação permitindo fluxos diferentes para cada um deles decorrentes, por exemplo, de diferenças espaciais das características do aquífero. No MIKE 11 a interação entre a zona saturada e rio pode ocorrer de três formas: i) O contato direto entre o rio e o aquífero, em que não há permeabilidade pela falta de uma camada de revestimento no leito do rio; ii) com presença do leito do rio limitando o fluxo de água, a condutância é uma função tanto do leito do rio quanto do material do aquífero, porém, o modelo apenas utilizará o leito do rio no cálculo, caso o material do aquífero tenha uma condutância muito menor; iii) Quando existe um revestimento no leito do rio, a condutância é uma função de ambos os materiais, e seu cálculo é feito por uma série de conexões das condutâncias individuais. Esta última forma de interação entre o Rio e o Mike 11 foi usada no modelo da microbacia experimental, e nela a condutância é obtida com a Eq 17.

$$C = \frac{1}{\frac{ds}{K_h \cdot da \cdot dx} + \frac{1}{L_c \cdot w \cdot dx}} \quad (17)$$

Em que

K_h = Condutividade hidráulica horizontal

da = Superfície vertical disponível para fluxo de troca

dx = tamanho de célula da zona saturada

L_c = Coeficiente de troca SZ-rio

w = Perímetro úmido da seção transversal

2.5. Acoplamento entre o fluxo superficial e o rio

A troca de água entre o escoamento superficial e o Mike 11 pode ocorrer de três formas: i) fluxo de água apenas em uma direção, desde a superfície terrestre para o rio, sem que este possa transbordar; ii) fluxo de águas nas duas direções sendo que tem transferência do rio para a superfície (alagamento) mediante códigos de inundação ou iii) fluxo nas duas direções mas via sobreposição das encostas (“overbank spilling”). Deste modo mesmo que o nível de água no

canal seja maior do que a elevação da superfície adjacente o modelo não permitirá que o rio transborde a menos que a opção de áreas inundadas esteja ligada. Com a opção de sobreposição das encostas ativada, o nível da água “h-points” pode fluir para a superfície da calha para superfície e considera a encosta do rio como uma barragem. Assim o cálculo do fluxo é baseado na fórmula padrão de barragens Eq18.

$$Q = \Delta x \cdot C \cdot (H_{us} - H_w)^k \cdot \left[1 - \left(\frac{H_{ds} - H_w}{H_{us} - H_w} \right)^K \right]^{0.385} \quad (18)$$

Em que

Q = Fluxo através da barragem

Δx = Largura da célula

C = Coeficiente da barragem

H_{us} = Altura da água acima da barragem

H_{ds} = Altura da água abaixo da barragem

De outro lado, quando a sobreposição das encostas está ativa no modelo, pode haver um fluxo terrestre através do limite das células da superfície do MIKE SHE, chamado fluxo lateral, que é interceptado pelo rio sempre que o nível de água nesses limites este acima tanto do nível da água na ligação fluvial quanto da elevação da margem do rio.

3. Fluxo na zona não saturada

Como já mencionado na metodologia, o movimento da água na zona não saturada dentro do MIKE SHE ocorre principalmente no sentido vertical. No modelo existem três opções para determinar esse fluxo: i) o método de fluxo só por gravidade “Gravitiy Flow” que ignora as forças da capilaridade; ii) O método simples de balanço hídrico em duas camadas em que a zona saturada é dividida numa área de raízes e outra área entre as raízes e o lençol e iii) A equação completa de Richards considerada a mais precisa na determinação do fluxo.

A equação de Richards parte do princípio de que a água é impulsionada por um gradiente vertical de potencial entre dois pontos no solo, sendo que este gradiente inclui um componente gravitacional e um componente de pressão (Eq 19)

$$\Delta h = \frac{\partial h}{\partial z} \quad (19)$$

Em que

Δh = Potencial entre dois pontos h

z = Elevação do ponto em relação ao referencial gravitacional

Por outro lado, o cálculo da densidade do fluxo no método Richards é feito baseado na amplamente utilizada equação de Darcy que envolve além do gradiente vertical, a condutividade hidráulica do solo na zona não saturada (Eq 20).

$$q = -K(\theta) \frac{\partial h}{\partial z} \quad (20)$$

Em que

q = densidade do fluxo

$K(\theta)$ = condutividade hidráulica com base em volume de água no solo.

Sob as premissas anteriores e assumindo que a matriz do solo é incompressível e que a água do solo tem uma densidade constante, obtém-se uma equação geral de continuidade (Eq 21) válida tanto em perfis de solo homogêneos quanto heterogêneos, sem restrição de suas funções hidráulicas.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} - S(z) \quad (21)$$

Em que:

S = Extração das raízes

$K(\theta)$ = condutividade hidráulica com base em volume de água no solo.

Na Eq 21 o volume de água no solo (θ) e o componente de pressão (Ψ) são variáveis dependentes relacionadas com a função de condutividade hidráulica e a curva de retenção de umidade no solo respectivamente.

Finalmente, a equação de Richards (Eq22) resulta da inclusão no Eq 21 do conceito de capacidade de armazenamento de água, que corresponde à inclinação da curva de retenção de umidade do solo.

$$C \frac{\partial \psi}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} - S(z) \quad (22)$$

A solução da equação de Richards usa uma formulação completamente implícita descrita por uma série análoga de diferenças finitas na qual se eliminam problemas de estabilidade e convergência decorrente da não linearidade das propriedades do solo.

Uma vez que a zona não saturada se estende da superfície do solo até o lençol freático, os fluxos nela são influenciados pelas condições que se encontram em cada um desses limites. No caso da interação com a zona saturada existe um acoplamento que consiste em uma sucessão de iterações com base nas quais é calculada a umidade correta do solo e sua dinâmica com o lençol freático. Embora o movimento da água nessa área é impulsionado pelo potencial de pressão exercido pelo lençol, a troca de água ocorre apenas com o limite superior desta última. No limite com a superfície do solo, por sua parte, em cada tempo de processamento da zona não saturada será calculada a quantidade de água disponível para infiltração como o acumulado entre a quantidade de água parada na superfície e a precipitação que atingiu o solo, menos a evaporação da água parada. Se o total for menor que o déficit da primeira camada do solo haverá um fluxo contínuo de água infiltrando no solo, porém se for maior o movimento da água no solo irá depender do potencial de pressão exercido pelo nível de água parada na superfície.

3.1. Condições iniciais na zona não saturada

Para determinar as condições iniciais do modelo é assumido um perfil de umidade/pressão do solo em equilíbrio sem fluxo em que os cálculos são feitos assumindo condições hidrostáticas. Deste modo a pressão diminui linearmente de zero no lençol freático quando o teor de umidade atinge a capacidade de campo e é constante para todos os nós acima deste ponto. Isto supõe que o conteúdo inicial de água nunca estará abaixo da capacidade de campo para que o modelo não comece com solos muito secos em que não há recarga ou ET até o solo ficar molhado após chuvas significativas. Uma das maneiras de garantir condições adequadas de zona não saturada é a simulação de um período de aquecimento no qual o solo começa a ter seu funcionamento hidrológico.

3.2. Fluxo através dos Macroporos

Como em vários tipos de solo o fluxo de água através dos macroporos é importante no movimento da água na zona não saturada, o modelo inclui um modulo que descreve esse processo. Neste modulo chamado “Simple bypass flow” a quantidade de água infiltrada é dividida em uma parte que flui através da matriz do solo e outra parte, que é direcionada diretamente para o lençol freático (“bypass flow”). Este fluxo é calculado como uma fração do total da precipitação que atingiu o solo em cada tempo de processamento, sendo que o usuário pode

especificar qual será a fração máxima. Assim, o total de água que chega diretamente para o lençol é uma função da fração máxima especificada e do conteúdo real de água da zona não saturada (Eq 23).

$$Q_{desvio} = P_{net} P_{frac} \sqrt{\frac{\alpha_{50} \alpha_{10}}{\Delta t}} \quad (23)$$

Em que

Q_{desvio} = Desvio de fluxo

P_{net} = Precipitação que atingiu a superfície do solo

P_{frac} = Fração máxima da P_{net} que passa através dos macroporos diretamente para o lençol

α_{50} e α_{10} = coeficiente de redução do fluxo nos macroporos em situações de solo seco.

4. Fluxo na zona saturada

As variações espaciais e temporais do potencial hídrico na zona satura são abordadas matematicamente pela equação tridimensional de Darcy (Eq 24) cuja solução numérica se baseia em uma técnica iterativa de diferenças finitas implícitas. Neste método, é utilizado o coeficiente de armazenamento sempre que o aquífero seja confinado, porém se o aquífero não é confinado se utiliza o rendimento específico, além disso quando o fluxo não é confinado as equações não são lineais.

$$S \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) - Q \quad (24)$$

Em que

$K_{xx}; K_{yy}; K_{zz}$ = Condutividade hidráulica nas direções x, y e z respectivamente.

h = potencial total

Q = Fluxo potencial

S = Coeficiente de armazenamento específico

Dentro do MIKE SHE existem dois solucionares, que diferem entre si pela formulação do fluxo do potencial, um desses métodos é chamado de “Pre-conditioned Conjugate Gradient” (PCG), aumenta a performance e a convergência dos modelos numéricos incluindo intervalos internos ou externos dependendo de se os potenciais dos limites são mantidos constantes ou variáveis no tempo. O fluxo potencial utilizado neste solucioner da equação de

Darcy é calculado conforme a Eq 25 na qual se inclui a condutância horizontal, uma variável derivada da média harmônica da condutividade horizontal e da média geométrica da espessura da camada.

$$Q = \Delta h C \quad (25)$$

Em que

Δh = diferença no potencial piezométrico

C = Condutância horizontal

As condições limites na zona saturada podem ser definidas de três formas: i) com as condições de Dirichlet; ii) com as condições de Neumann ou iii) com as condições de Fourier. As condições de Fourier permitem o fluxo de troca para células em contato com o sistema fluvial, como uma função do nível da água no rio, da largura do canal, da elevação do leito do rio, bem como de suas propriedades hidráulicas e do material aquífero. O limite superior da zona saturada corresponde ao limite inferior da zona não saturada onde ocorre a infiltração de água, ou em alguns casos a exfiltração, na primeira camada da zona saturada sempre se encontra o lençol freático e é considerada impermeável.

A zona saturada também inclui a definição do modelo geológico que pode ser especificado com base em layers geológicos que recebem parâmetros como valores distribuídos ou como valores constantes. Todos os valores dos parâmetros são interpolados nas células do modelo durante o pré-processamento com base nos métodos de interpolação disponíveis. Assim a distribuição geológica horizontal é interpolada seguindo os parâmetros individuais especificados nos mapas digitais, enquanto na distribuição vertical as propriedades do solo são atribuídas a cada célula com base na média dos valores encontrados, ponderados pela espessura de cada uma das zonas presentes.

ANEXO C. Critérios estatísticos de eficiência utilizados durante a calibração e validação do modelo hidrológico

1. Índice de eficiência de Nash- Sutcliffe (NSE)

O índice de eficiência de Nash-Sutcliffe (NSE) é um critério baseado no erro quadrado médio do modelo, cuja ênfase na análise é a avaliação de picos (Pushpalatha et al., 2012). Apesar de ser um dos índices de eficiência mais utilizados (Doummar et al., 2012; Loliyana & Patel, 2019; Jens Christian Refsgaard & Knudsen, 1996), suas limitações têm sido demonstradas em estudos de modelagem (Hoshin V. Gupta et al., 2009); Assim, é indicado o uso de outros critérios junto com ele. Os valores do NSE variam de $-\infty$ a 1 sendo negativo quando o desempenho do modelo cai abaixo do de um modelo simples e 1 quando as descargas simuladas são iguais às descargas observadas (Thirel et al., 2015). Seu cálculo é feito segundo a equação a seguir (Nash & Sutcliffe, 1970):

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs}(i) - Q_{sim}(i))^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs}(i) - \mu(Q_{obs}))^2}$$

Em que:

Q_{obs} = Deflúvio observado;

Q_{sim} = Deflúvio simulado;

μ = média dos valores de deflúvio para o período.

2. Índice de eficiência Kling-Gupta modificado (KGE')

O índice de eficiência Kling-Gupta é um critério que divide o NSE em três componentes para sua análise, fornecendo maiores informações de diagnóstico sobre o desempenho do modelo (Hoshin V. Gupta et al., 2009). Embora em sua definição inicial fosse considerado um critério adequado de análise e mais completo do que o NSE, esse foi modificado mais tarde a fim de garantir que as taxas de viés e variabilidade não estivessem correlacionadas (Kling et al., 2012). Os limites da definição de uma calibração aceitável para esse indicador seguem o mesmo comportamento do NSE em que 1 é o valor ótimo. O índice KGE' é calculado conforme a equação a seguir (Kling et al., 2012):

$$KGE' = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + ((Bias) - 1)^2 + \left(\frac{\sigma(Q_{sim})/\mu(Q_{sim})}{\sigma(Q_{obs})/\mu(Q_{obs})} \right)^2}$$

Em que:

Q_{obs} = Deflúvio observado;

Q_{sim} = Deflúvio simulado;

μ = média dos valores de deflúvio para o período.

3. Índice de eficiência de Nash-Sutcliffe modificado para fluxos mínimos (NSEbase)

Devido à alta sensibilidade que o NSE possui em relação aos picos de vazão, foram nele incorporadas algumas modificações que se baseiam principalmente em realizar um novo cálculo de fluxos transformados inversos, incluindo uma constante para o caso de fluxos zero (Thirel et al., 2015). Com essas modificações, o NSE deixou de ser sensível ao picos de vazão e se tornou um dos melhores critérios para avaliar os fluxos mínimos (Pushpalatha et al., 2012). Seus limites de aceitação são iguais aos do NSE sem modificações e sua determinação é feita com base na equação a seguir (Pushpalatha et al., 2012).

$$NSE_{base} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{(Q_{obs}(i) + \varepsilon)} - \frac{1}{(Q_{sim}(i) + \varepsilon)} \right)^2}{\sum_{i=1}^n \left(\frac{1}{(Q_{obs}(i) + \varepsilon)} - \mu \frac{1}{(Q_{obs}(i) + \varepsilon)} \right)^2}$$

Em que:

Q_{obs} = Deflúvio observado;

Q_{sim} = Deflúvio simulado;

μ = média dos valores de deflúvio para o período.

A constante ε do NSEbase foi definida como um centésimo dos fluxos médios observados, como se observa na equação a seguir (Thirel et al., 2015):

$$\varepsilon = \frac{\mu(Q_{obs})}{100}$$

4. Raiz quadrada do erro quadrático médio (RMSE)

A raiz quadrada do erro quadrático médio é um dos dois principais indicadores de desempenho de um modelo e tem sido amplamente utilizado em modelos hidrológicos (Dai et al., 2010b; J.C. Refsgaard, 2007; Ritter & Muñoz-Carpena, 2013). Com base nesse critério é possível determinar em percentagem se os dados simulados superestimam ou subestimam os

dados observados (Xevi et al., 1997). Os valores da RMSE calculados variam de 0 a ∞ , sendo 0 o valor de ajuste perfeito, e seu cálculo é feito de acordo com a equação a seguir (Ritter & Muñoz-Carpena, 2013):

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs}(i) - Q_{sim}(i))^2}{n}}$$

Em que:

Q_{obs} = Deflúvio observado;

Q_{sim} = Deflúvio simulado.

5. Porcentagem de viés (PBIAS)

A porcentagem de viés mede a tendência média dos dados simulados e assim como o RMSE determina se eles superestimam ou subestimam os dados observados; valores positivos indicam que o modelo subestima o viés e valores negativos indicam que o modelo superestima o viés (Gupta et al., 1999). O valor ótimo da PBIAS é zero mas pode variar de $-\infty$ a ∞ ; seu cálculo é feito com a equação a seguir (D. N. Moriasi et al., 2007).

$$PBIAS = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs}(i) - Q_{sim}(i))}{\sum_{i=1}^n Q_{obs}(i)} \times 100$$

Em que:

Q_{obs} = Deflúvio observado;

Q_{sim} = Deflúvio simulado.

6. Coeficiente de determinação (R^2)

O coeficiente de determinação R^2 é definido como o valor ao quadrado do coeficiente de correlação produto-momento de Pearson (Braud et al., 1999). Este indicador de eficiência pode ser considerado como um coeficiente de correlação múltipla entre a variável dependente e o conjunto de variáveis independentes. Embora seja amplamente utilizado é insensível às diferenças aditivas e proporcionais entre os dados observados e simulados; assim, mesmo que os dados simulados estejam afastados dos observados podem ser obtidos grandes valores de R^2 (Vázquez et al, 2002). Os valores do R^2 variam entre 0 e 1 sendo 1 o valor que representa uma perfeita

relação linear entre os dados observados e os simulados. Seu cálculo é feito com a equação a seguir (D. N. Moriasi et al., 2007):

$$R^2 = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs}(i) - \mu Q_{obs}) \cdot (Q_{sim}(i) - \mu Q_{sim})}{\sigma Q_{sim} \cdot \sigma Q_{obs}} \right]^2$$

Em que:

Q_{obs} = Deflúvio observado

Q_{sim} = Deflúvio simulado

3. EFEITO DO DESENVOLVIMENTO DA RESTAURAÇÃO FLORESTAL NO REGIME HÍDRICO DE UMA MICROBACIA

RESUMO

Sabe-se que a cobertura e uso do solo presentes numa bacia podem alterar a dinâmica do regime hidrológico de acordo com a sua estrutura, influenciando na entrada, aumento ou diminuição e distribuição da água no sistema. A floresta, por sua estrutura complexa, é reconhecida como reguladora e controladora de processos hidrológicos, incluindo-se, no entanto, a redução da produção de água devido à elevada evapotranspiração. Os processos de desmatamento reduziram as áreas florestais naturais das bacias hidrográficas do país e muitos programas de restauração têm se dedicado a reverter esse quadro, porém pouco se sabe do efeito da restauração florestal sobre o regime hidrológico das bacias. Com o intuito de avaliar os efeitos da restauração florestal ao longo do tempo no regime hidrológico de uma microbacia, se propõe neste estudo: i) Avaliar o *tradeoff* entre disponibilidade e regulação hídrica no desenvolvimento da floresta restaurada ao longo de tempo e ii) Analisar como as possíveis trajetórias naturais ou antrópicas da restauração florestal influenciam os serviços de disponibilidade e regulação hídrica. O estudo foi realizado em uma microbacia experimental, localizada no município de Itatinga-SP, utilizando-se um modelo hidrológico distribuído de base física para simulação de quatro cenários de desenvolvimento e quatro possíveis trajetórias da restauração florestal. Os cenários foram estabelecidos alterando o índice de área foliar e a condutividade hidráulica do solo saturado por serem parâmetros físico-hídricos chave que representam as variações estruturais da floresta restaurada. Os resultados mostraram o efeito sobre a disponibilidade hídrica da microbacia, evidenciada na tendência de diminuição do deflúvio anual e da vazão mínima com o desenvolvimento da floresta, apesar de uma sutil tendência de aumento no fluxo base. No entanto, foi observada também a melhora na regulação dos fluxos da microbacia refletida na redução dos picos de vazão e na ocorrência de eventos extremos. Práticas de manejo florestal podem ser uma alternativa potencial na redução do consumo hídrico da floresta restaurada sem comprometer sua capacidade em regular as vazões na microbacia.

Palavras chave: Serviços ecossistêmicos; Desenvolvimento Florestal; Trajetórias de desenvolvimento; Disponibilidade hídrica; Regulação.

ABSTRACT

It is known that the coverage and use of land present in a catchment can change the dynamics of the hydrological regime according to its structure, influencing the entry, increase or decrease, and distribution of water in the system. The forest, due to its complex structure, is recognized as a regulator and controller of hydrological processes, including, however, the reduction in water production due to high evapotranspiration. Deforestation processes have reduced the natural forest areas in the country's hydrographic catchments and many restoration programs have been dedicated to reversing this situation, but little is known about the effect of forest restoration on the hydrological regime of the catchment. In order to assess the effects of forest restoration overtime on the hydrological regime of a micro basin, this study proposes i) To assess the tradeoff between water availability and regulation in the development of restored forest over time and ii) Analyze how the possible natural or anthropic trajectories of forest restoration influence water availability and regulation services.

The study was carried out in an experimental catchment, located in the municipality of Itatinga-SP, and using a physical-based distributed hydrological model to simulate scenarios, which will represent four development scenarios and four possible trajectories of forest restoration. The scenarios were established by changing the leaf area index and the hydraulic conductivity of the saturated soil as they are key physical-hydric parameters that represent the structural variations of the restored forest. The results showed the affectation on the water availability of the catchment, evidenced in the tendency of reduction of the annual runoff and minimum flow with the forest development, despite a subtle tendency of increase in the base flow. However, an improvement in the regulation of catchment flows was also observed, reflected in the reduction of flow peaks and the occurrence of events. Forest management alternatives such as thinning can be a potential alternative in reducing the water consumption of the restored forest without compromising its capacity to regulate flows in the catchment.

Keywords: Ecosystem services; Forest development; Trajectories for development; Water availability; Water flow regulation.

3.1. Introdução

O desmatamento é uma das principais causas de perda e degradação de ecossistemas no mundo (Dias-filho et al., 2008; Fearnside, 2006). Do total global da área florestal perdida entre 2005 e 2015, aproximadamente, 27% foi atribuída ao desmatamento (Curtis et al., 2018) derivado de atividades econômicas de larga escala, bem como da extração seletiva de madeira (Luchetti et al., 2016; San Martín, 2016). Na zona tropical, esta situação se converteu em uma preocupação geral, pois, em 2017, o Brasil liderou a lista de países com as maiores taxas de desmatamento, reduzindo sua área florestal em cerca de 4,5 milhões de hectares principalmente na região amazônica (Weisse & Goldman, 2018). No entanto no Cerrado, o segundo maior bioma do Brasil, que ocupa aproximadamente 22% do território nacional, a perda da vegetação nativa atinge uma taxa de 0,41% ao ano (Sano et al., 2019). Desta forma a floresta amazônica e o Cerrado se constituem como dois dos biomas mais ameaçados do país (Marris, 2005). Diante dessa situação, ações intergovernamentais estabeleceram objetivos de recuperação de áreas florestais, enquadrados em iniciativas como as Metas de Biodiversidade de Aichi (CDB, 2019) ou as Metas de Desenvolvimento Sustentável da ONU (ONU, 2016), os quais serviram de plataforma para incentivar um movimento global de restauração.

A restauração ecológica como o processo de suporte para o restabelecimento de ecossistemas degradados, danificados ou destruídos (SER, 2004), enquadra seus objetivos no âmbito da sustentabilidade buscando reparar funções dos ecossistemas ou outros atributos desejados (Ciccarese et al., 2012), melhorar ou expandir ecossistemas e habitats específicos para espécies de interesse (Thorpe & Stanley, 2011), manter a biodiversidade (Seabrook et al., 2011),

entre outros. Contudo, esses processos de restauração devem ser feitos visando não só o benefício da natureza, mas sobretudo o bem-estar e qualidade de vida humanos (Perring et al., 2018) sendo necessária sua adaptação aos múltiplos objetivos de gestão de múltiplos proprietários e incorporar explicitamente as necessidades de subsistência humana (Stanturf et al., 2014).

No Brasil, a restauração florestal foi impulsionada por instrumentos legais que fomentaram a elaboração e execução de projetos a partir dos quais deu-se o desenvolvimento desta área como uma linha de atuação profissional e de pesquisa (Brancalion et al., 2015). Dessa forma, as atividades de restauração foram incluídas inicialmente como medidas de mitigação ou compensação nos processos de licenciamento ambiental, porém o foco dessa restauração era apenas restabelecer as características fisionômicas da floresta que não poderiam ser perpetuadas ao longo do tempo e acabariam novamente como áreas degradadas (Durigan & Melo, 2011). Atualmente, o conceito de restauração vai além do retorno às características estruturais da floresta e busca recuperar a funcionalidade desta (Zalasiewicz et al., 2010), uma vez que a recuperação estrutural da floresta durante os processos de restauração, alcançando características semelhantes às de uma floresta madura (Hassler et al., 2011; Van Breugel et al., 2006) não necessariamente garantem que as novas florestas forneçam serviços ecossistêmicos como as florestas anteriores forneceram (Hassler et al., 2011; Ferraz et al., 2014).

No âmbito de execução, já foram implementados projetos de restauração florestal em larga-escala, não apenas no Brasil (Calmon et al., 2011), mas também em Costa Rica (Maglianesi, 2010), Chile, (Lara et al., 2008), México (Carabias et al., 2007), Colômbia (Murcia & Guariguata, 2014); América do Norte (Phillips et al., 2012); Tailândia (Elliott et al., 2012) entre outros. Durante os últimos anos, no Brasil surgiram políticas importantes em torno da questão florestal, como a Política Nacional de Pagamento por Serviços Ambientais (2015), bem como modificações a políticas antigas como a lei de proteção da vegetação nativa (2012) que servem de base para alcançar os objetivos internacionais de conservação, a fim de manter os chamados serviços ecossistêmicos.

Os serviços ecossistêmicos (SE) são os benefícios obtidos direta ou indiretamente das funções oferecidas pelos ecossistemas (MEA, 2005) e encontram-se classificados em 4 grandes categorias: serviços de regulação (água e clima), serviços de provisão (alimentação, madeira, forragem, abastecimento de água), serviços culturais (atividades recreativas, valores espirituais e culturais), e serviços de suporte (produção vegetal e ciclo de nutrientes), (MEA, 2005). Além da classificação feita pelo Millennium Ecosystem Assessments (MEA), hoje também são conhecidos dentro dos SE os denominados serviços hidrológicos, definidos como os benefícios que a sociedade obtém decorrentes da interação dos ecossistemas terrestres na água

doce (Brauman et al., 2007). Estes serviços, por sua vez, são classificados em cinco grandes categorias: i) melhoria do suprimento de água extrativa, ii) melhoria do suprimento de água nos canais, iii) mitigação de danos causados pela água iv) prestação de serviços culturais relacionados com a água e v) serviços de apoio relacionados com a água (Brauman et al., 2007).

Os serviços hidrológicos são percebidos e avaliados em escala de bacia hidrográfica e sempre devem ser vistos do ponto de vista da compensação, considerando que alguns serviços serão aprimorados às custas de outros (Brauman et al., 2007). Nesse sentido, atividades de restauração florestal como o plantio de árvores visando não apenas o retorno das características estruturais da floresta mas a manutenção dos seus processos ecológicos essenciais, permite o fornecimento de serviços hidrológicos como irrigação e drenagem naturais, regulação do fluxo no canal ou a provisão de um meio de transporte (De Groot et al., 2002). No entanto, existe também a controvérsia sobre o efeito que a restauração poderia exercer sobre a água disponível para o consumo, já que o plantio de árvores pode reduzir o deflúvio entre 30,8 % e 75,1 % (Xu & Niu, 2000), devido principalmente ao aumento nas taxas de evapotranspiração (ET) (Bosch & Hewlett, 1982). Contudo, alguns estudos suportam a ideia de que a ET junto com a interceptação contribuem com o aumento da umidade atmosférica, o que resulta em maior disponibilidade de água na bacia (Van Dijk & Keenan, 2007). Além disso, embora tenha altas taxas de ET, a floresta continua fornecendo um serviço hidrológico de suprimento, uma vez que, em geral, as áreas florestais mostram uma tendência de aumento na infiltração permitindo maior armazenamento de água no solo (Bruijnzeel, 2004; Roa-García et al., 2011).

A influência da cobertura florestal nos serviços hidrológicos pode variar em função do estágio de desenvolvimento que esta cobertura se encontre, devido às mudanças estruturais que ocorrem ao longo do tempo, como aumento da área basal, estratificação do dossel, maior número de indivíduos mortos, entre outros (Bauhus et al., 2009), bem como à dinâmica de processos como a ET que tende a se estabilizar e até diminuir com a idade da floresta (Vargas et al., 2008). Uma das características biofísicas que melhor representa essa variação do dossel florestal no tempo é o índice de área foliar (IAF) a qual, por sua vez, caracteriza a interceptação por parte da floresta, tanto de água quanto de luz (Qiao et al., 2020). Da mesma forma, a condutividade hidráulica saturada (k_0) é uma característica do solo que geralmente acompanha o desenvolvimento florestal, em função do crescimento radicular (Germer et al., 2010) ou pelo aumento no aporte de serapilheira (Neary, 2011). Por outro lado, uma vez que a floresta restaurada atinge certa idade de desenvolvimento, é possível que algumas de suas características sejam favorecidas ou prejudicadas em decorrência de fatores naturais ou antrópicos como o uso da terra prévio à implantação da cobertura florestal (Bentley et al., 2019; Lozano-Baez et al.,

2018), ou o manejo florestal aplicado durante a implantação e desenvolvimento da nova floresta (Vose et al., 2011), resultando em diferentes trajetórias de desenvolvimento que podem influenciar de forma diferenciada a resposta hidrológica da bacia.

Os efeitos derivados da restauração florestal, entorno da recuperação de serviços ecossistêmicos (Benayas et al., 2009), só serão conhecidos na medida em que os projetos de restauração em andamentos estejam sujeitos a avaliação constante. Esta avaliação pode ser feita sob diferentes critérios: o rendimento técnico da floresta (Higgs, 1997), o nível de similaridade estrutural com a floresta perturbada (Hobbs, 2007) ou de um ponto de vista mais integral, que talvez seja o mais aceito, em torno da recuperação da funcionalidade ecológica da floresta (Wortley et al., 2013). Embora existam métodos para realizar a avaliação do sucesso da restauração esta não é uma tarefa fácil, pois o conhecimento dos indicadores que devem ser tomados como referência ainda não são suficientes e variam segundo o objetivo de restauração de cada área (Brancalion et al., 2015), sendo que avaliações completas são raras a esse respeito (Suding, 2011). Da mesma forma, ainda são poucos os estudos que avaliam os efeitos hidrológicos da restauração florestal especificamente sobre a variação da vazão com a mudança na cobertura florestal em áreas tropicais (Bentley et al., 2019), sendo que os indicadores hidrológicos comumente usados correspondem a aqueles obtidos da segmentação da curva de permanência da vazão (FDC). Esses indicadores da FDC permitem identificar diferenças na resposta das vazões máximas Q5 (Pfannerstill et al., 2014), vazões médias (Q50) (Smakhtin, 2001) e vazões mínimas (Q95) (Verma et al., 2017) na bacia diante de mudanças no uso do solo (Carrillo et al., 2011) estimando assim quais fluxos são favorecidos e quais afetados.

Apesar de ter certa clareza sobre como avaliar em termos hidrológicos o efeito da restauração florestal, existem poucos estudos que fazem tal avaliação (Bentley et al., 2019; Filoso et al., 2017) devido, em parte, à complexidade no monitoramento do processo da restauração que leva muito tempo, impossibilitando decisões rápidas sobre melhores estratégias locais de restauração para a conservação da água. Nesse sentido, modelos hidrológicos distribuídos de base física permitem representar a partir das características físicas da bacia, o movimento da água nos diferentes compartimentos, possibilitando com isso a simulação de cenários de longo prazo e tornando-se cada vez mais úteis no gerenciamento dos recursos hídricos (Devi et al., 2015). O modelo MIKE SHE é um dos modelos distribuídos de base física mais versátil, por permitir integrar os processos hidrológicos em diferentes escalas temporais (Ma et al., 2016; Sandu & Virsta, 2015). Tem sido amplamente utilizado, principalmente na determinação do efeito hidrológico decorrente de mudanças na cobertura ou uso do solo (Im et al., 2009; Kalantari et al.,

2014; Sonnenborg et al., 2017), assim como diante mudanças climáticas (Doummar et al., 2018; Keilholz et al., 2015; Liu et al., 2017; Sun et al., 2006; Julian R Thompson et al., 2017).

De forma a manter a prestação dos serviços hidrológicos fornecidos pela floresta a necessidade futura de restauração florestal possivelmente será ainda maior (Zalasiewicz et al., 2010). No entanto, a preocupação com a segurança hídrica, assim como a necessidade de antecipar as consequências do estabelecimento florestal generalizado também está aumentando (Bentley et al., 2019) e embora áreas com plantios florestais comerciais apresentem efeitos comprovados na produção de água (Garcia et al., 2018) estes efeitos são pouco conhecidos nos plantios de restauração florestal (Filoso et al., 2017) que utilizam maior diversidade de espécies com estratégias fisiológicas diferentes (Licata et al., 2008). Diante desse contexto, o objetivo geral deste capítulo é avaliar o efeito do desenvolvimento da restauração florestal no regime hidrológico de riachos na escala de microbacia. Para tanto, foram definidos dois objetivos específicos: i) Avaliar o *tradeoff* entre disponibilidade e regulação hídrica no desenvolvimento da floresta restaurada ao longo de tempo e ii) Analisar como as possíveis trajetórias naturais ou antrópicas da restauração florestal influenciam os serviços de disponibilidade e regulação hídrica. Para efeito deste estudo, entende-se por disponibilidade hídrica como o abastecimento de água para consumo, enquanto a regulação da água refere-se ao amortecimento de eventos extremos como vazões máximas (De Groot et al., 2002).

3.2. Materiais e métodos

3.3. Área de estudo

Este estudo foi desenvolvido em uma microbacia experimental instalada na Estação Experimental de Ciências Florestais de Itatinga (EECFI) no Estado de São Paulo. A microbacia, instrumentada em 2013, apresenta uma área de captação de 72,3 ha, dos quais 42,1% estão cobertos por regeneração avançada em plantio abandonado de *Eucalyptus saligna* (RAE) com idade aproximada de 37 anos, enquanto o restante, 55,2%, foi implantado com diferentes tratamentos de restauração florestal durante o primeiro semestre de 2017, sendo denominado como plantio de restauração florestal (PRF). Os detalhes de localização assim como as características da área de estudo podem ser encontrados no capítulo 2 (Item 2.2) desse documento.

3.4. Modelagem hidrológica

As simulações hidrológicas foram feitas utilizando um modelo hidrológico distribuído de base física (MIKE SHE) acoplado a um modelo hidrodinâmico (MIKE 11) cujos processos de calibração e validação são detalhados no capítulo 2 (item 2.2.14) deste documento. Para os cenários simulados foram utilizadas as séries de precipitação em escala horária para três anos hídricos (AH1:2014-2015, AH2: 2017-2018, AH3: 2018-2019) obtidos na estação meteorológica da EECFI. O ano hídrico na microbacia compreende o período entre 1º de setembro e 31 de agosto (Cassiano, 2017). Foi também calculada, em escala horária, a evapotranspiração potencial (ETP) para os mesmos anos, aplicando o modelo de Penman-Monteith modificado pela FAO (Allen et al., 1998) a partir das variáveis meteorológicas de radiação líquida ($\text{MJ m}^{-2}\text{d}^{-1}$); temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$); umidade relativa do ar (%) e velocidade do vento m s^{-1} obtidas da EECFI. O esquema da metodologia adotado no presente trabalho se encontra na Figura 22.

Figura 22. Esquema metodológico utilizado na simulação de cenários de restauração florestal na microbacia experimental. IAF: Índice de área foliar. K_0 : Condutividade hidráulica do solo saturado. 30_IAF- K_0 -: Floresta restaurada de 30 anos com baixo IAF e K_0 . 30_IAF- K_0 +: Floresta restaurada de 30 anos com baixo IAF e alta K_0 . 30_IAF+ K_0 -: Floresta restaurada de 30 anos com alto IAF e baixa K_0 . 30_IAF+ K_0 +: Floresta restaurada de 30 anos com alto IAF e K_0 . P: Precipitação. ETP: Evapotranspiração potencial.

A fim de atingir os objetivos propostos neste estudo, a simulação de cenários da restauração florestal foi dividida em duas etapas, cada uma das quais esteve composta por quatro possíveis cenários. A primeira etapa consistiu na simulação de cenários em diferentes idades denominados cenários de desenvolvimento da restauração floresta. A segunda etapa, correspondeu aos cenários denominados trajetórias da restauração florestal, em que a floresta com a mesma idade (30 anos), apresenta diferenças no desenvolvimento de algumas de suas características estruturais, bem como de características do solo (Figura 1). Todos estes cenários foram estabelecidos em função de dois parâmetros físico-hídricos que representam o desenvolvimento estrutural da floresta: o IAF como característica que acompanha o crescimento da restauração em termos de cobertura (Qiao et al., 2020); e a K_0 sendo esta uma característica relacionada, entre outros, com o desenvolvimento radicular da vegetação (Germer et al., 2010). Os valores destes parâmetros utilizados tanto para os cenários de desenvolvimento quanto das trajetórias da restauração florestal são detalhados a seguir.

Figura 1. Cenários de restauração florestal utilizados para as simulações hidrológicas da microbacia experimental. a.) Cenários de desenvolvimento da restauração florestal e b.) Trajetórias da restauração florestal após 30 anos de desenvolvimento.

3.4.1. Cenários de desenvolvimento da restauração florestal

O desenvolvimento da restauração florestal no tempo foi simulado considerando as variações estruturais que ocorrem ao longo do seu crescimento, as quais alteram as dinâmicas de entrada, aumento ou diminuição e distribuição da água na microbacia. Para isto foi definido um valor de condutividade hidráulica do solo saturado (K_0) de $6.9e^{-06} \text{ m.s}^{-1}$ no cenário de 5 anos de desenvolvimento, que de acordo com a literatura, corresponde a um solo com características semelhantes às da área de estudo e cujo uso era pastagem com alta cobertura (Borges et al., 2009; Luiz et al., 2011; Souza & Alves, 2003). Para a floresta restaurada com 30 anos de idade foi atribuído um valor de K_0 de $7.77 e^{-05}$ que corresponde ao valor mensurado dentro da RAE, considerada como a área de referência do estudo. Com base nesses dois valores de K_0 nas idades

extremas da restauração, foi estimado o valor desse parâmetro para o cenário de 15 anos de desenvolvimento. No caso do índice de área foliar (IAF), foi estimado um gradiente de variação a partir dos valores obtidos em campo que correspondem a uma floresta restaurada de 2 anos de idade, bem como valores obtidos em literatura de áreas próximas da área de estudo com plantios de restauração de 3 anos (Campoe et al., 2010) e 12 anos (Almeida et al., 2019). Com esses valores e considerando o comportamento do IAF no tempo em áreas florestais (Aguirre-Salado et al., 2011; Chagas et al., 2004) foi determinado seu gradiente de variação. Da mesma forma, foi estabelecido um limite inferior e superior da profundidade radicular (Canadell et al., 1996) e a partir deles foi estimada a profundidade nas três idades da restauração simuladas.

Para comparar a resposta da microbacia ao desenvolvimento da restauração florestal, foi definido com base em dados de literatura (Tabela 1) um cenário de pastagem representando o momento antes da implantação da floresta restaurada. Por ser um tipo de cobertura diferente da utilizada nos cenários de restauração florestal, para o cenário de pastagem além do IAF e da profundidade da raiz, foi modificado o coeficiente de cultura, o qual correspondeu a 0.75 enquanto o da floresta se manteve em 0.9. Deste modo, os valores dos parâmetros usados nos cenários de desenvolvimento da restauração florestal (5, 15 e 30 anos de idade) e no cenário de pastagem se encontram na Tabela 1.

Tabela 1. Parâmetros definidos para os cenários de desenvolvimento da restauração florestal em três idades. IAF: Índice de área foliar; K_0 : Condutividade hidráulica do Solo Saturado.

Cenário	IAF ($m.m^{-1}$)		K_0 ($m.s^{-1}$)	Profundidade de raiz (m)	Kc
	Estação chuvosa	Estação seca			
Pastagem	1.49 ⁽¹⁾	1.49 ⁽¹⁾	4.81E-06 ⁽²⁾	1 ⁽³⁾	0.75 ⁽³⁾
5 anos	1.27	1.02	6.29E-06	2.32	0.9
15 anos	2.12	1.8	3.94E-05	3.39	0.9
30 anos	4.54	4.17	7.77E-05	5	0.9

(1) (Xavier & Vettorazzi, 2003) (2) (Elsenbeer et al., 1999) (3) (Allen et al., 1998)

3.4.2. Cenários das trajetórias da restauração florestal

Em relação aos cenários das trajetórias da restauração florestal, foram simuladas quatro possíveis trajetórias:

- 30_IAF- K_0 -, no qual a restauração, após a implantação, foi abandonada, sem nenhum acompanhamento, de forma que a vegetação não se desenvolveu e, portanto, o solo também não apresentou melhoria;

- 30_IAF-K₀+, foi baseado em uma área restaurada, em que foi realizado manejo florestal; apresenta desenvolvimento limitado da copa e melhoria das características do solo
- 30_IAF+K₀-, mesmo que a floresta restaurada com 30 anos: se desenvolveu estruturalmente com sucesso, as condições do solo não acompanharam esse desenvolvimento. Este cenário foi proposto considerando que a intensidade e duração de uso do solo prévio ao estabelecimento da floresta restaurada pode afetar a recuperação das propriedades do solo, especificamente, da condutividade hidráulica (Bentley et al., 2019; Lozano-Baez et al., 2018);
- 30_IAF+K₀+, corresponde à floresta de 30 anos de desenvolvimento com as características levantadas em campo para a RAE, como o cenário ótimo de restauração. Os valores dos parâmetros desses cenários são apresentados na Tabela 2.

Tabela 2. Parâmetros definidos para os cenários das possíveis trajetórias da restauração florestal aos 30 anos. IAF: Índice de área foliar; K₀: Condutividade hidráulica do Solo Saturado.

Cenários	IAF		K ₀
	Estação seca	Estação chuvosa	
30_IAF-K ₀ -	1.27	1.02	6.29e-06
30_IAF-K ₀ +	2.12	1.80	7.77e-05
30_IAF+K ₀ +	4.54	4.17	1.39e-05
30_IAF+K ₀ +	4.54	4.17	7.77e-05

3.4.3. Análise de indicadores e serviços hidrológicos dos cenários de restauração florestal

Para a análise dos serviços hidrológicos foi feita a avaliação de indicadores que representam os serviços de disponibilidade e regulação hídrica, os quais foram selecionados com base na literatura. A quantidade de água disponível por ser um dos principais atributos considerados quando se avalia serviços hidrológicos, e dada sua importância para consumo ou para atividades econômicas como a agricultura (Brauman et al., 2007), e a regulação como uma função dos componentes de armazenamento e retenção de água influenciados pelos sistemas naturais que corresponde à redução de eventos extremos como os picos de vazão (De Groot et al., 2002).

Os indicadores utilizados neste estudo para avaliar as variações na quantidade de água disponível foram o deflúvio anual (Q); o valor de deflúvio igualado ou excedido em 95% do tempo (Q₉₅) e o índice de fluxo base (Brognia et al., 2017), sendo que o aumento nesses indicadores representa um efeito benéfico sobre o serviço de disponibilidade hídrica. No caso da regulação os indicadores utilizados para a avaliação deste serviço foram o valor de deflúvio

igualado ou excedido em 5% do tempo (Q5) e o índice Flashiness calculado em função do valor da vazão em $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ de acordo com o método de Richard-Baker (Baker et al., 2004) da seguinte forma:

$$IF = \frac{\sum_{i=1}^n |Q_i - Q_{i-1}|}{\sum_{i=1}^n Q_i}$$

Nesse sentido, a diminuição no valor do Q5 e do IF é considerada como positivo para o serviço de regulação hídrica, isto é, ocorre o aumento na regulação da água dentro da microbacia.

Por outro lado, todos os indicadores hidrológicos de vazão (Q, Q95, Q5) foram obtidos da curva de permanência construída com os valores diários de deflúvio resultantes das simulações. O BFI, por sua parte, é um indicador que corresponde a uma representação numérica da proporção do deflúvio que retoma ao rio como fluxo base (Gustard et al., 1992). Seu cálculo é feito mediante a separação do deflúvio anual em escoamento base anual e o escoamento direto anual (Grayson et al., 1992a). No entanto, para efeitos desse estudo, o valor do BFI foi obtido diretamente do balanço hídrico resultante de cada simulação.

3.5. Análise de dados

Os cenários de desenvolvimento da restauração florestal foram comparados entre si, tomando como base o cenário de pastagem para determinar a variação dos indicadores hidrológicos de disponibilidade (Q, Q95 e BFI) e regulação hídrica (Q5 e IF) da restauração com 5, 15 e 30 anos. De forma semelhante, no caso das trajetórias da restauração florestal, a comparação foi feita entre as trajetórias, avaliando-se os mesmos indicadores.

De outro lado, para cada cenário simulado, tanto de desenvolvimento quanto das trajetórias da restauração florestal, três séries diferentes de precipitação foram utilizadas (AH 2014-2015: 1536,5 mm, AH 2018-2019: 1139,6 mm, AH 2019-2020: 1542,6 mm) a fim de avaliar se o comportamento observado na microbacia em relação com os indicadores anuais dos cenários, varia em função do regime de precipitação, ou pode ser atribuído efetivamente ao desenvolvimento da restauração florestal.

Da mesma forma, a fim de determinar a existência ou não de diferença estatística entre os indicadores dos cenários, foram obtidos os indicadores mensais de disponibilidade e regulação hídrica de cada cenário simulado com as três séries de precipitação. Deste modo, criou-se um arranjo estatístico que inclui três cenários de desenvolvimento florestal, e quatro cenários das

possíveis trajetórias da restauração; três indicadores de disponibilidade hídrica e dois de regulação, cada um deles calculado mensalmente para três séries de precipitação anuais diferentes. Uma vez obtidos os valores dos indicadores, foi realizado um teste de normalidade (Shapiro-Wilk) adotando um valor de $p < 0,05$ para detecção de significância no conjunto de dados. Na ausência de normalidade dos dados, foi utilizado o teste não paramétrico de Kruskal-Wallis ($p < 0,05$) para detectar diferenças nos cenários, e como prova Post Hoc foi utilizado o teste de Duncan na determinação dos cenários entre os quais existem diferenças estatísticas.

3.6. Resultados

3.6.1. Efeito do desenvolvimento da restauração florestal

Para cada cenário de desenvolvimento da restauração florestal foram elaboradas as curvas de permanência de vazão (FDC, por sua sigla em inglês) as quais são apresentadas na Figura 2. Com base nelas é possível identificar uma tendência de diminuição da vazão na microbacia conforme a floresta se desenvolve, e de forma mais evidente sobre as vazões médias (Q50) e mínimas (Q95). Desse modo, o cenário da pastagem apresentou vazões maiores em todo o período analisado, enquanto o cenário da floresta restaurada com 30 anos obteve os menores valores, porém não foram observadas mudanças substanciais na forma das curvas, as quais mantiveram inclinações semelhantes. Da mesma forma, se observa a proximidade entre as FDC da floresta com 5 e 15 anos de idade.

Figura 2. Curvas de permanência de vazão do cenário de pastagem e cenários de desenvolvimento da restauração florestal com 5, 15 e 30 anos de idade na microbacia experimental.

3.6.2. Disponibilidade hídrica

Os resultados dos indicadores hidrológicos avaliados em relação ao serviço de disponibilidade hídrica, obtidos para cada precipitação utilizada na simulação dos cenários (Tabela 3), mostraram a mesma tendência de diminuição no deflúvio anual (Q) e vazões mínimas (Q95) conforme se aumenta a idade da floresta restaurada, bem como tendência de aumento no índice de fluxo base (BFI), denotando que o efeito observado nos cenários de desenvolvimento da restauração florestal sobre a disponibilidade hídrica da microbacia, independe do regime de precipitação, sendo atribuído às mudanças no uso do solo.

Tabela 3. Indicadores hidrológicos de disponibilidade hídrica obtidos com a simulação dos cenários de desenvolvimento florestal utilizando três séries de precipitação diferentes. Q: Deflúvio anual. Q95: Vazão mínima. BFI: Índice de fluxo base.

Precipitação	Indicador	Cenários			
		Pastagem	5 anos	15 anos	30 anos
AH1 2014-2015 (1536,5 mm)	Q	115.42	101.24	96.31	95.39
	Q95	0.143	0.131	0.126	0.125
	BFI	53%	56%	57%	57%
AH2 2018-2019 (1139,6 mm)	Q	120.44	106.81	100.28	67.93
	Q95	0.154	0.141	0.132	0.098
	BFI	53%	55%	56%	56%
AH3 2019-2020 (1542,6 mm)	Q	89.59	81.41	77.92	76.75
	Q95	0.153	0.136	0.127	0.122
	BFI	59%	61%	62%	62%

Dessa forma os valores médios dos indicadores de disponibilidade hídrica (Figura 3) mostraram que houve redução de 26% e 23% nos valores do deflúvio anual e das vazões mínimas respectivamente, após 30 anos de implantação da floresta restaurada, enquanto o BFI mostrou um sutil aumento com o desenvolvimento da floresta passando de 55% no cenário de pastagem a 58% no cenário da floresta restaurada com 30 anos de idade.

Figura 3. Indicadores hidrológicos de disponibilidade hídrica dos cenários de desenvolvimento de restauração florestal com 5, 15 e 30 anos de idade na microbacia experimental. Q: Deflúvio anual. Q95: Vazões mínimas. BFI: Índice de fluxo base.

Por outro lado, ao analisar a mudança dos indicadores de disponibilidade hídrica nos períodos de desenvolvimento simulados, em relação ao cenário da pastagem (Figura 4), observou-se que no período imediatamente seguinte à implantação da restauração florestal ocorreram as maiores variações nos indicadores, uma vez que tanto o deflúvio anual quanto a vazão mínima tiveram a máxima queda durante os primeiros cinco anos de desenvolvimento (11% e 9% respectivamente), enquanto o BFI teve seu maior aumento (2%) neste mesmo período. De outro lado, durante o período dos 5 aos 15 anos de desenvolvimento, a porcentagem de variação foi menor para todos os três indicadores, sendo que o Q e Q95 foram reduzidos em 5 e 3% respectivamente e o BFI foi incrementado em apenas 1%. No período final de desenvolvimento observou-se novamente um aumento na variação do Q e do Q95 voltando a diminuir na mesma proporção que no primeiro período (11% e 9%), enquanto nenhuma variação foi observada no valor do BFI.

Figura 4. Porcentagem de mudança dos indicadores de disponibilidade hídrica entre os cenários de pastagem e desenvolvimento florestal entre 5, 15 e 30 anos de idade. Q: Deflúvio anual. Q95: deflúvio excedido em 95% do tempo (vazões mínimas). BFI: Índice de fluxo base.

3.6.3. Regulação hídrica

Em relação aos indicadores anuais de regulação hídrica, a totalidade dos valores obtidos das FDC construídas para cada cenário, em função das três precipitações utilizadas durante as simulações, se encontram na Tabela 4. Nela se observa que mesmo com séries de precipitação diferentes, os indicadores de picos de vazão (Q5) e índice Flashiness (IF), apresentam o mesmo comportamento em todos os cenários de desenvolvimento, embora com diferentes magnitudes na tendência de redução observada para o Q5 e o IF.

Tabela 4. Indicadores hidrológicos de regulação hídrica obtidos com a simulação dos cenários de desenvolvimento florestal utilizando três séries de precipitação diferentes. Q5: deflúvio igualado ou excedido em 5% do tempo (vazões máximas). IF: Índice Flashiness.

Precipitação	Indicador	Cenários			
		Pastagem	5 anos	15 anos	30 anos
AH1 2014-2015 (1536,5 mm)	Q5	0.741	0.624	0.617	0.615
	IF	0.295	0.285	0.286	0.283
AH2 2017-2018	Q5	0.809	0.673	0.630	0.372
AH2 2018-2019 (1139,6 mm)	IF	0.304	0.295	0.295	0.259
AH3 2019-2020	Q5	0.526	0.482	0.469	0.464
	IF	0.282	0.276	0.278	0.276

A Figura 5 mostra a diminuição no valor médio das simulações com as três séries de precipitação, de ambos os indicadores de regulação hídrica com o avanço do desenvolvimento da floresta restaurada, sendo que a diminuição é mais perceptível sobre o indicador de máximas (Q5) nos dois cenários extremos simulados. Assim, foi observado que na floresta restaurada com 30 anos de idade, houve uma redução total dos picos de vazão em 30% em relação ao cenário de pastagem; enquanto o índice Flashiness (IF) teve queda total observada correspondente a 7%. Os cenários de 5 e 15 anos de desenvolvimento tiveram valores semelhantes tanto do Q5 (0.593 e 0.572 respectivamente) quanto do IF (0.285 e 0.286 respectivamente).

Figura 5. Indicadores hidrológicos de regulação hídrica dos cenários de desenvolvimento de restauração florestal com 5, 15 e 30 anos de idade em relação com cenário de pastagem. Q5: deflúvio igualado ou excedido em 5% do tempo (vazões máximas). IF: Índice Flashiness.

A Figura 6 mostra o comportamento dos indicadores de regulação da água nos períodos de desenvolvimento avaliados em relação ao cenário da pastagem. Nela, se observa como o Q5 diminui substancialmente após a implantação da restauração, diminuindo 14% nesses primeiros cinco anos de desenvolvimento. No entanto, para o período entre 5 e 15 anos a diminuição foi de 3% atingindo 13% no último período de desenvolvimento entre os 15 e 30 anos.

O comportamento anual do IF, por outro lado, teve menores variações com o incremento da idade da floresta restaurada quando comparado ao Q5, sendo que sua mudança mais acentuada ocorreu no último período de desenvolvimento, mostrando ali uma diminuição de 5%, enquanto no período inicial, da transição de pastagem para 5 anos, a variação foi de 3%. No período dos 5 aos 15 anos se observou um sutil aumento desse indicador refletido numa porcentagem de variação de 0.42%.

Figura 6. Porcentagem de mudança dos indicadores de regulação hídrica entre os cenários e pastagem e desenvolvimento florestal entre 5, 15 e 30 anos de idade, em relação com o cenário de pastagem. Q5: deflúvio igualado ou excedido em 5% do tempo (vazões máximas). IF: Índice Flashiness.

3.6.4. Comparação dos cenários de desenvolvimento da restauração florestal

Os resultados estatísticos obtidos sobre os indicadores de disponibilidade e regulação hídrica para os diferentes cenários de desenvolvimento florestal (Figura 7) mostraram diferenças significativas para todos os três indicadores de disponibilidade hídrica avaliados (Q, Q95 e BFI), mas nenhuma diferença estatística foi observada sobre os indicadores de regulação (Q5 e IF).

Dessa forma, a diminuição observada no deflúvio anual entre os cenários da pastagem e a floresta restaurada com 30 anos de idade foi estatisticamente significativa. Além disso, os indicadores da vazão mínima, bem como o BFI mostraram que não apenas existem diferenças entre a pastagem e o cenário de 30 anos, mas também com os cenários de 15 anos, uma vez que a partir dessa idade as variações observadas sobre o Q95 e o BFI são significativamente diferentes em relação à pastagem. No que se refere ao cenário de 5 anos de desenvolvimento, os indicadores de disponibilidade hídrica (Q, Q95 e BFI) não mostraram diferença estatística em relação ao cenário da pastagem, ou aos cenários de 15 e 30 anos. Por fim, o índice de Flashiness foi o indicador com maior dispersão dos dados, sendo que seu coeficiente de variação esteve na faixa de 74% e 95% correspondentes aos cenários de 30 anos e pastagem respectivamente.

Figura 7. Diagrama de caixas dos indicadores de disponibilidade (Q, Q95, BFI) e regulação hídrica (Q5, IF) obtidos para os cenários de desenvolvimento da floresta restaurada 5, 15 e 30 anos de idade, em relação com o cenário de pastagem. Q: Deflúvio anual. Q95: Deflúvio igualado ou excedido em 95% do tempo (vazões mínimas). BFI: Índice de fluxo base. Q5: deflúvio igualado ou excedido em 5% do tempo (vazões máximas). IF: Índice Flashiness.

3.7. Efeito das trajetórias de restauração florestal

As FDC das diferentes trajetórias da restauração florestal simuladas se encontram na Figura 8. Nela, observa-se que a trajetória 30_IAF-K₀-, na qual considerou-se que após a implantação da restauração não houve nenhum acompanhamento da floresta restaurada, de forma que tanto a condutividade hidráulica do solo saturado (k_0) quanto o índice de área foliar (IAF) foram reduzidos. Esta trajetória apresenta os maiores valores de vazão; enquanto a trajetória em que a floresta atinge todas as características da floresta de referência (30_IAF+K₀+) apresentou a menor vazão na microbacia. Além disso, as duas trajetórias intermediárias (30_IAF-K₀+ e 30_IAF+K₀-) mostraram-se idênticas no comportamento da FDC.

Figura 8. Curvas de permanência de vazão das trajetórias de restauração florestal na microbacia experimental. 30_IAF-K₀-: Floresta restaurada de 30 anos com baixo IAF e K₀. 30_IAF-K₀+: Floresta restaurada de 30 anos com baixo IAF e alta K₀. 30_IAF-K₀+: Floresta restaurada de 30 anos com alto IAF e baixa k₀. 30_IAF+K₀+: Floresta restaurada de 30 anos com alto IAF e K₀

3.7.1. Disponibilidade hídrica

Os resultados quantitativos dos indicadores hidrológicos de disponibilidade hídrica avaliados nas diferentes trajetórias da restauração florestal se encontram na Tabela 5. Nela se observa que mesmo com diferentes precipitações, o cenário 30_IAF-k₀- apresenta os maiores valores de deflúvio anual e vazão mínima, enquanto o cenário 30_IAF+k₀+ apresenta os menores valores de Q e Q₉₅, exceto pela simulação feita com a precipitação do ano hídrico entre

2014 e 2015 (AH 2014-2015) em que o valor de Q95 foi igual ao valor do cenário 30_IAF+k0-. Em relação ao BFI se observa também que os cenários 30_IAF+k0+ resultaram em maiores valores de BFI, sendo que as trajetórias 30_IAF-k0+ e 30_IAF+k0- obtiveram valores semelhantes e a trajetória 30_IAF-k0- obteve os menores valores de BFI. Nesse sentido, de forma geral pode se afirmar que o comportamento observado com os cenários das trajetórias da restauração florestal segue o mesmo comportamento, mesmo quando submetidos a diferentes precipitações nas simulações hidrológicas.

Tabela 5. Indicadores hidrológicos de disponibilidade hídrica obtidos com a simulação dos cenários das trajetórias da restauração florestal utilizando três séries de precipitação diferentes. 30_IAF-K₀: Floresta restaurada de 30 anos com baixo IAF e K₀. 30_IAF-K₀+: Floresta restaurada de 30 anos com baixo IAF e alta K₀. 30_IAF-K₀+: Floresta restaurada de 30 anos com alto IAF e baixa k₀. 30_IAF+K₀+: Floresta restaurada de 30 anos com alto IAF e K₀. Q: Deflúvio anual. Q95: Deflúvio igualado ou excedido em 95% do tempo (vazões mínimas). BFI: Índice de fluxo base.

Precipitação	Indicador	Cenários			
		30_IAF-k0-	30_IAF-k0+	30_IAF+k0-	30_IAF+k0+
AH1 2014-2015	Q	101.24	95.91	95.69	95.39
	Q95	0.13	0.125	0.124	0.124
	BFI	53%	57%	57%	57%
AH2 2018-2019	Q	106.81	99.49	99.26	67.93
	Q95	0.141	0.130	0.130	0.098
	BFI	53%	56%	56%	56%
AH3 2019-2020	Q	89.59	77.15	76.90	76.75
	Q95	0.153	0.125	0.124	0.122
	BFI	59%	62%	62%	63%

Os valores médios dos índices de regulação hídrica calculados para cada trajetória da restauração florestal se encontram na Figura 9. Os resultados corroboram com a diferença observada na FDC entre as duas trajetórias extremas simuladas 30_IAF-K₀- e 30_IAF+K₀+, que corresponderiam cenários de maior e menor prestação do serviço de disponibilidade hídrica, respectivamente. Assim, observou-se que a trajetória com alto valor de IAF e K₀ (30_IAF+K₀+) obteve um valor de deflúvio anual 17% menor do que trajetória com baixo valor de IAF e K₀ (30_IAF-K₀-), e 12% menor tanto da trajetória com baixo valor de IAF (30_IAF-K₀+) quanto com a trajetória com baixo valor de K₀ (30_IAF+K₀-). Da mesma forma, em relação às mínimas, a maior redução observada da trajetória 30_IAF+K₀+ foi novamente em relação com a trajetória 30_IAF-K₀- e correspondeu a 15%, enquanto com as trajetórias 30_IAF+K₀- e 30_IAF+K₀- dita redução do Q95 foi de 9% e 8% respectivamente. O BFI por sua parte não mostrou variação

substancial entre as diferentes trajetórias, sendo que houve apenas um aumento de 1% na trajetória 30_IAF+K₀+ quando comparada com a trajetória 30_IAF-K₀-. As variações relativas observadas entre os cenários com baixo valor de IAF (30_IAF-K₀+) e baixo valor de K₀ (30_IAF+K₀-) não foram perceptíveis sob nenhum indicador de disponibilidade hídrica.

Figura 9. Indicadores hidrológicos de regulação hídrica das possíveis trajetórias da restauração florestal na microbacia experimental 30_IAF-K₀: Floresta restaurada de 30 anos com baixo IAF e K₀. 30_IAF-K₀+: Floresta restaurada de 30 anos com baixo IAF e alta K₀. 30_IAF-K₀+: Floresta restaurada de 30 anos com alto IAF e baixa k₀. 30_IAF+K₀+: Floresta restaurada de 30 anos com alto IAF e K₀. Q: Deflúvio anual. Q95: deflúvio excedido em 95% do tempo (Vazões mínimas). BFI: Índice de fluxo base.

3.7.2. Regulação hídrica

Os resultados dos índices Q5 e IF de regulação, para as trajetórias de restauração florestal simuladas com três diferentes séries de precipitação se encontram na 0. Nela, pode-se observar que os cenários com baixo IAF e K₀ obtiveram para todos os casos, maiores valores de Q5, seguido da trajetória com baixo IAF e alta K₀ 30_IAF-k0+, e da trajetória com alto IAF e baixo K₀ (30_IAF+k0-) sendo a trajetória com alto valor de IAF e K₀ (30_IAF+k0+) a que mostrou os menores valor de Q5. Em relação ao IF, observou-se que as trajetórias simuladas com a precipitação do ano hídrico 2014 – 2015, não tiveram variação substancial no valor, diferente do observado com as simulações em que se utilizou a precipitação do ano hídrico 2017 e 2018, em que fica evidente os maiores valores na trajetória 30_IAF-k0-, e menores nas trajetórias 30_IAF+k0+ e 30_IAF+k0-. De forma semelhante, as trajetórias simuladas com a precipitação do ano hídrico 2019 – 2020 mostraram o maior valor de IF na trajetória 30_IAF+k0+, e os menores valores nas trajetórias 30_IAF+k0+ e 30_IAF+k0-.

Tabela 6. Indicadores hidrológicos de regulação hídrica obtidos com a simulação dos cenários das trajetórias da restauração florestal utilizando três séries de precipitação diferentes. 30_IAF-K₀: Floresta restaurada de 30 anos com baixo IAF e K₀. 30_IAF-K₀+: Floresta restaurada de 30 anos com baixo IAF e alta K₀. 30_IAF-K₀+: Floresta restaurada de 30 anos com alto IAF e baixa k₀. 30_IAF+K₀+: Floresta restaurada de 30 anos com alto IAF e K₀. Q5: Deflúvio igualado ou excedido em 5% do tempo (vazões máximas). IF: Índice Flashiness

Precipitação	Indicador	Cenários			
		30_IAF-k0-	30_IAF-k0+	30_IAF+k0-	30_IAF+k0+
AH1 2014-2015	Q5	0.624	0.622	0.608	0.615
	IF	0.285	0.286	0.281	0.283
AH2 2017-2018	Q5	0.809	0.626	0.621	0.372
	IF	0.304	0.296	0.288	0.259
AH3 2019-2020	Q5	0.526	0.468	0.464	0.463
	IF	0.282	0.280	0.272	0.276

Por outro lado, os indicadores de regulação hídrica (Figura 10) mostram que o melhor cenário em termos de prestação do serviço de regulação hídrica (menores valores de Q5 e IF), corresponde à trajetória com alto valor de IAF e K₀ (30_IAF+K₀+), com redução de 30% nos picos de vazão (Q5) e 7% de IF. A trajetória com baixos valores de IAF e K₀ (30_IAF-K₀) mostrou-se como o pior cenário de regulação por apresentar os maiores valores tanto de Q5 quanto do IF. Embora menor, também se observou substancial redução dos picos de vazão da trajetória 30_IAF+K₀+ quando comparada com as trajetórias 30_IAF-K₀+ e 30_IAF+K₀- que correspondeu a 15% e 14% respectivamente. Da mesma forma, novamente se observou a semelhança entre essas duas últimas trajetórias (30_IAF+K₀- e 30_IAF-K₀), uma vez que sua diferença relativa foi apenas perceptível sobre o Q5, o qual foi reduzido 1,3% na trajetória com alto valor de IAF (30_IAF+K₀).

Figura 10. Indicadores hidrológicos de regulação hídrica para trajetórias de restauração florestal na microbacia experimental. 30_IAF-K₀: Floresta restaurada de 30 anos com baixo IAF e K₀. 30_IAF-K₀+: Floresta restaurada de 30 anos com baixo IAF e alta K₀. 30_IAF-K₀+: Floresta restaurada de 30 anos com alto IAF e baixa k₀. 30_IAF+K₀+: Floresta restaurada de 30 anos com alto IAF e K₀. Q5: deflúvio igualado ou excedido em 5% do tempo (vazões máximas). IF: Índice Flashiness.

3.7.3. Comparação das trajetórias de restauração florestal

Em relação à análise estatística das trajetórias da floresta restaurada (Figura 12), realizada com os valores mensais de três anos hídricos simulados para cada trajetória, os resultados mostraram diferenças significativas apenas para um indicador de disponibilidade hídrica (Q95), sendo que nenhum dos dois indicadores avaliados para o serviço de regulação mostrou diferença estatística. Assim, em relação à vazão mínima, a trajetória 30_IAF-K₀- com baixo valor de IAF e K₀ foi diferente do cenário 30_IAF+K₀+ que apresenta alto valor de IAF e K₀, sendo que os dois cenários intermediários 30_IAF-K₀+ e 30_IAF+K₀-, não se mostraram diferentes em relação ao cenário da trajetória 30_IAF-K₀- ou da trajetória 30_IAF-K₀+. Apesar da tendência de diminuição observada no deflúvio anual, esta não foi significativa, bem como o aumento do BFI que se mostrou diferente entre cenários. A maior dispersão dos dados foi encontrada no índice Flashiness, enquanto a vazão mínima manteve seu coeficiente de variação entorno de 20% e 24%.

Figura 11. Box-plot dos indicadores de disponibilidade (Q, Q9, BFI) e regulação hídrica (Q5, IF) obtidos para as trajetórias da floresta restaurada. 30_IAF-K₀: Floresta restaurada de 30 anos com baixo IAF e K₀. 30_IAF-K₀+: Floresta restaurada de 30 anos com baixo IAF e alta K₀. 30_IAF-K₀+: Floresta restaurada de 30 anos com alto IAF e baixa k₀. 30_IAF+K₀+: Floresta restaurada de 30 anos com alto IAF e K₀. Q: Deflúvio anual. Q95: Deflúvio igualado ou excedido em 95% do tempo (vazões mínimas). BFI: Índice de fluxo base. Q5: deflúvio igualado ou excedido em 5% do tempo (vazões máximas). IF: Índice Flashiness.

3.8. Discussão

3.8.1. Efeito hidrológico do desenvolvimento da restauração florestal

3.8.1.1. Disponibilidade hídrica

Neste estudo, as simulações hidrológicas dos cenários de restauração florestal em três idades de desenvolvimento (5, 15 e 30 anos), em relação com um cenário de pastagem, mostraram gradativa e significativa diminuição no valor do deflúvio (Q), bem como das vazões mínimas (Q95), enquanto o fluxo base (BFI) apresentou tendência de aumento, que foi mais evidente durante os primeiros cinco anos de desenvolvimento. A diminuição observada no Q e Q95 durante o período dos 15 aos 30 anos de desenvolvimento foi semelhante ao primeiro período de transição da pastagem para a floresta com 5 anos de idade. Esses resultados concordam com o relatado ao longo dos últimos anos na literatura sobre as relações entre as florestas e a água (Bosch & Hewlett, 1982; Ellison, 2018; Zhang et al., 2017), sendo que na maioria dos estudos, os resultados mostram uma relação inversa entre a quantidade de água nos rios e o aumento da cobertura florestal (Brognia et al., 2017; Brown et al., 2006).

Os resultados deste estudo corroboram com outros estudos que também encontraram redução da vazão à medida que a floresta se desenvolve (Johnson, 1998) devido ao aumento da capacidade de interceptação e transpiração (Hornbeck et al., 1993). Em relação às mudanças do deflúvio anual em função da idade, estudos cobrindo diferentes biomas em 13 países principalmente de áreas temperadas, mostraram diminuição média do Q entre 22,5% e 38,4% para florestas de 5 e 25 anos, respectivamente (Bentley et al., 2019), valores maiores do que o encontrado neste estudo (entre 11% e 16%). Essas diferenças de magnitude na mudança podem estar relacionados com o método utilizado, uma vez que os estudos em que se utiliza a modelagem hidrológica como ferramenta para avaliar o efeito da floresta, geralmente subestimam a redução na produção de água (Filoso et al., 2017).

Grande parte dos estudos que consideram as relações entre a floresta e a produção de água trazem seus resultados em função da variação da área com cobertura florestal (Andréassian, 2004; Bosch & Hewlett, 1982; Bruijnzeel, 2004), e não das mudanças estruturais e funcionais da floresta ao longo do tempo em uma área que se mantém constante, como apresentado nesse estudo. Assim, sabe-se que a retirada total da floresta, bem como a diminuição de proporção de área florestal pode aumentar o Q, devido principalmente à diminuição das taxas de evapotranspiração (Brown et al., 2005; Guzha et al., 2018; Kalantari et al., 2014), sendo que os estudos sustentam que mudanças entre 36 e 98% na área com floresta podem resultar em variações do Q entre 26% e 95% respectivamente (Brown et al., 2013; Garcia, 2018). Nesse sentido, os resultados desse estudo evidenciam que não apenas a mudança na porcentagem de área florestal na microbacia gera efeitos no deflúvio anual, mas também suas variações estruturais e funcionais inerentes ao desenvolvimento da floresta, uma vez que a floresta com 30 anos apresentou redução do deflúvio anual de 26%. No entanto, fica evidente também como a magnitude da mudança no Q em decorrência do desenvolvimento florestal é menor, quando comparado com o efeito das mudanças na proporção de área florestal na microbacia.

Em relação à diminuição do deflúvio durante o desenvolvimento da restauração florestal, os resultados mostraram que os cinco primeiros anos apresentaram as maiores reduções, o que coincide com o encontrado em outros estudos, nos quais os anos imediatamente seguintes à implantação da nova floresta apresentaram os menores valores de deflúvio (Bentley et al., 2019; Jackson et al., 2005). Isto provavelmente relaciona-se com as perdas de água por interceptação que aumentam substancialmente durante os primeiros dez anos de desenvolvimento da floresta secundária em relação às pastagens (Zimmermann et al., 2013), bem como com o aumento no consumo hídrico e, portanto, na evapotranspiração da floresta durante seu primeiro estágio de crescimento.

No que diz respeito às vazões mínimas, os resultados obtidos neste estudo mostraram queda no indicador Q95 à medida que a floresta se desenvolve, similar ao encontrado em estudos regionais com microbacias pareadas, em que parte das microbacias avaliadas tiveram tendência de diminuição na vazão mínima com o tempo de desenvolvimento da floresta (Black et al., 1995). Da mesma forma que observado em um estudo realizado ainda na região tropical, onde os resultados mostraram diminuição do Q95 com o aumento da cobertura florestal (L. G. Garcia, 2018). No entanto, em relação específica à idade da floresta, tem se observado que a diminuição das vazões mínimas e médias ocorre durante os primeiros 15 anos de desenvolvimento, mas que depois dessa idade não existe tendência clara no comportamento desses indicadores (McGuinness & Harrold, 1971). Entretanto, outros estudos sugerem que a diminuição do Q95 ocorre durante os primeiros 25 anos de desenvolvimento florestal, sendo que após esse período há uma recuperação nas idades mais avançadas (Farley et al., 2005).

Esses resultados diferem do observado neste estudo, em que além da diminuição observada durante os primeiros cinco anos de desenvolvimento (9%), observou-se que dos 15 aos 30 anos, a restauração florestal apresenta ainda redução no Q95 de 9%. As diferenças encontradas podem estar relacionadas tanto com as características do solo, quanto com as características próprias da floresta, uma vez que na medida que a taxa de infiltração do solo seja maior do que a evapotranspiração da floresta ocorre uma recarga maior e, portanto, um aumento na vazão mínima da microbacia (Calder, 2007). Contudo, o *tradeoff* entre a evapotranspiração da floresta e a capacidade de infiltração do solo (Bruijnzeel, 2004) dependerá do tempo, pois durante o período de desenvolvimento da floresta, a perda de água pelas altas taxas de evapotranspiração afetam fortemente as vazões mínimas (Tallaksen, 1995), sendo que essas taxas de evapotranspiração tendem a se estabilizar ao longo do tempo e até apresentar diminuição relacionada com o declínio na acumulação de biomassa com a idade (Acker et al., 2002). Nesse sentido, a diminuição que ainda é observada na vazão mínima da floresta deste estudo, sugere que trinta anos de desenvolvimento da restauração florestal ainda não é suficiente para ultrapassar o *tradeoff* entre evapotranspiração e infiltração que permita o aumento no Q95. Esse resultado difere do encontrado em outro estudo feito na região tropical em que 20 anos foi a idade mínima necessária para atingir o *trade off* entre evapotranspiração e infiltração (Fransozi, 2019). No entanto, ainda não está claro como isso se reflete na quantidade de água efetivamente disponível nos corpos de água, e este estudo em que foi modelado esse possível efeito, não mostra aumento da quantidade de água com a idade da floresta, pelo menos com 30 anos.

Apesar da diminuição das mínimas na microbacia, observou-se que o BFI teve um aumento de 6% quando a floresta restaurada atinge os 30 anos de idade, do qual a maior

porcentagem de variação ocorreu durante os primeiros 5 anos de desenvolvimento, enquanto os demais períodos não mostram uma variação substancial do indicador. Este aumento inicial no BFI difere com o encontrado em outras bacias tropicais, em que o após a conversão de pastagem para floresta foram registrados valores menores de BFI, o qual aumentou nos subsequentes períodos (Fransozi, 2019). Essa diferença encontrada pode estar relacionada com as condições utilizadas no período de aquecimento do modelo, dentre as quais foi considerado o uso histórico real da microbacia com presença de plantios florestais, significando uma substancial redução na ETr quando simulado o cenário de pastagem, sendo essa a possível razão para o aumento do BFI no período do cenário de pastagem para os cinco anos de desenvolvimento da floresta. Isto considerando que a característica da vegetação que mais afeta o fluxo base é a taxa de evapotranspiração, em que o BFI diminui com o aumento da ETr, enquanto melhoras nas características do solo, principalmente na taxa de infiltração, tendem a aumentar o BFI (Brutsaert, 2005). Assim, o incremento observado nesse primeiro período de desenvolvimento da floresta restaurada, pode ser o resultado da junção de duas condições; uma floresta de baixo porte e, portanto, com um menor consumo hídrico, bem como o aumento da condutividade hidráulica do solo saturado, como resultado das características radiculares da floresta, uma vez que áreas com floresta tendem aumentar a macroporosidade do solo melhorando sua condutividade hidráulica (Bonell et al., 2010; Hassler et al., 2011; Ilstedt et al., 2007).

Por outro lado, o comportamento observado nos dois períodos subsequentes de desenvolvimento florestal (5 – 15 anos e 15-30 anos), em que o aumento no BFI foi menor a 1%, poderia ser atribuído então ao aumento na demanda hídrica da floresta na medida que ela cresce, afetando o fluxo base (Xu-Dong et al., 2016), mas não ao ponto de gerar diminuições no seu valor. A tendência de aumento no BFI encontrada em todos os períodos de desenvolvimento avaliados, poderia sugerir que a floresta restaurada com trinta anos superou o limite de idade em que a quantidade de água infiltrada é maior do que a evaporada, resultando em maior disponibilidade de água. Contudo, é necessário considerar o possível viés gerado pelas condições do período de aquecimento do modelo, além do mencionado na literatura em relação à influência que outras características físicas da microbacia que não são avaliadas neste estudo, têm sobre o comportamento do BFI, tais como a geologia e a geomorfologia do local (Price, 2011).

3.8.2. Regulação hídrica (Diminuição de picos e do Flashiness)

Os resultados obtidos com a simulação dos cenários de desenvolvimento da restauração florestal relacionados à regulação hídrica mostraram a diminuição das vazões máximas (Q5) e do

índice Flashiness (IF). A diminuição no valor destes indicadores, sugere que a floresta restaurada fornece um serviço de regulação hídrica à medida que se desenvolve, apoiando a hipótese apresentada em outros estudos (Balvanera, 2012).

A resposta das vazões máximas diante diferentes coberturas vegetais ou mudanças na cobertura florestal tem sido debatida por décadas, permitindo esclarecer alguns conceitos a esse respeito (Guzha et al., 2018). Sabe-se que o corte da floresta geralmente aumenta os picos de vazão, devido à diminuição da taxa de interceptação de água (Eagleson, 2005; Hundecha & Bárdossy, 2004). O aumento da porcentagem de cobertura florestal, por outro lado, diminui a ocorrência das cheias (Filoso et al., 2017; Kalantari et al., 2014), bem como a restauração florestal, mesmo em zonas climáticas diferentes do mundo, tende a diminuir a vazão máxima (Dennedy-Frank & Gorelick, 2019). Assim, o efeito da floresta sobre as vazões máximas tem se consolidado como um dos efeitos hidrológicos mais bem documentados (Filoso et al., 2017), sendo esperado então um efeito positivo na diminuição dos picos de vazão, devido ao aumento de sua capacidade de interceptação pela floresta, como constatado neste estudo.

Nesse sentido, a diminuição da vazão máxima conforme a floresta se desenvolve, é atribuída principalmente ao crescimento da copa, e portanto, ao incremento da área foliar promovendo o aumento na taxa de interceptação (Johnson, 1998; Scott, 2005). A maior diminuição dos picos de vazão (14%) ocorreu no período inicial da restauração (até os 5 anos), coincidindo com o observado em outros estudos que sustentam que durante a primeira década de desenvolvimento de uma floresta secundária é observado aumento na quantidade de água interceptada (Zimmermann et al., 2013). No entanto, no período dos 5 aos 15, houve uma pequena redução nos picos (3%), enquanto no período dos 15 aos 30 anos a redução do Q5 atinge 13%, mostrando um certo atraso no efeito hidrológico da floresta sob a vazão máxima. Isto já tem sido relatado em outros estudos em que a conversão de pastagem para floresta pode ter um efeito retardado por uma ou mais décadas sendo que apesar do desenvolvimento florestal afetar a distribuição da água, seu efeito pode ser perceptível só anos depois (Farley et al., 2005).

Por outro lado, a diminuição das máximas conforme a floresta se desenvolve pode também estar relacionada com o aumento no acúmulo de serapilheira no solo (Gómez-Díaz et al., 2012), bem como ao desenvolvimento da estrutura radicular da floresta, uma vez que no primeiro estágio de desenvolvimento florestal, ocorre um rápido aumento na biomassa das raízes (Zheng et al., 2008). Estas características geram aumento na rugosidade do solo, evitando que a água flua livremente e aumentando com isso a probabilidade de infiltração (Van Dijk & Keenan, 2007). Desta forma o aumento da capacidade de infiltração devido ao desenvolvimento da

floresta, permite o armazenamento de água no solo, evitando que ela escoe superficialmente (Rallison & Miller, 1982) e gere o aumento na ocorrência de vazões máximas na microbacia.

No que diz respeito ao IF, foi encontrada uma relação inversa desse indicador com o desenvolvimento da restauração, ao contrário do que foi observado com o BFI (Deelstra et al., 2010). A literatura traz resultados discrepantes entorno do efeito da floresta sob o IF, uma vez que alguns estudos afirmam que o aumento da cobertura florestal diminui o IF e, portanto, aumenta o serviço de regulação na bacia (Brognia et al., 2017), enquanto outros mostram que este índice aumenta conforme aumenta a porcentagem de cobertura florestal (Garcia, 2018), atribuindo esta resposta aos baixos valores de vazão mínima registrados na bacia com o aumento da cobertura florestal. No entanto, os estudos não trazem resultados relacionados a esse indicador e a idade da floresta, tornando difícil sua comparação. Nesse sentido, os resultados deste estudo entorno das variações do IF com a idade da floresta restaurada, mostraram o aumento gradativo na porcentagem de variação do indicador, sendo que dos 15 aos 30 anos observou-se o menor valor de IF (0,272). Isso está diretamente relacionado com a redução na diferença diária da vazão em relação à vazão anual e, portanto, com a diminuição observada no Q5 em relação com ao aumento do BFI, uma vez que resulta num comportamento regularizado da vazão na microbacia. Contudo, o IF depende não somente do uso do solo, mas também de características morfológicas e geológicas da microbacia que podem interferir em sua resposta (Baker et al., 2004; Holko et al., 2011), além da variabilidade espacial na dinâmica hidrológica das águas subterrâneas das bacias (Peña-Arancibia et al., 2019). Sendo estas algumas possíveis explicações para as discrepâncias observadas no comportamento do IF nos diferentes estudos encontrados, bem como a grande variabilidade nos dados obtido nesse estudo, uma vez que o IF foi o indicador com maior coeficiente de variação, no entanto é importante considerar a possível influência da escala dos dados nessa variabilidade encontrada. Assim, nas condições específicas da microbacia estudada, o desenvolvimento da restauração florestal diminui o IF, isto é, há diminuição na frequência e magnitude de vazões extremas (Baker et al., 2004) considerado neste estudo como uma melhoria na prestação do serviço de regulação da água na bacia (De Groot et al., 2002).

3.9. Efeito das possíveis trajetórias da restauração florestal

3.9.1. Disponibilidade hídrica

A trajetória de restauração florestal, em que após a implantação não foi dado acompanhamento ou manutenção à restauração (30_IAF-k₀-), acabou sendo a que obteve os maiores valores de Q e Q95, sugerindo ser o melhor cenário com maior capacidade para manter

o serviço de disponibilidade hídrica. Este resultado pode estar relacionado com o menor desenvolvimento radicular deste cenário de restauração, que diminui a capacidade de obter água diretamente das camadas mais profundas do solo (Stone & Kalisz, 1991), mas também ao baixo valor de IAF atribuído à floresta, sendo que a variação de 20% no valor do IAF em áreas com cobertura 100% florestal, pode representar uma mudança no rendimento hídrico de 7% (Sun et al., 2006). No caso deste estudo, a redução do IAF em ~70% resultou no aumento do valor de Q em 17%. Deste modo, o aumento na disponibilidade hídrica é consequência da diminuição nas taxas de evapotranspiração derivadas de um IAF menor (Wang et al., 2014). Além disso, neste cenário ocorreu uma diminuição da quantidade de água interceptada decorrente do pobre desenvolvimento do dossel, que permite maior quantidade de água da chuva chegando diretamente ao solo (Braud et al., 1999). A literatura sustenta que o aumento na disponibilidade de água não é reflexo do aumento na recarga e armazenamento de água na microbacia, pois apesar de ter mais água chegando ao solo, esta não infiltra facilmente devido ao menor aporte de matéria orgânica (Van Dijk & Keenan, 2007), que somado ao desenvolvimento radicular limitado da floresta afeta a melhora estrutural do solo em termos de sua porosidade e capacidade de infiltração (Ilstedt et al., 2007; Zhou et al., 2008), o que poderia se ver refletido no valor de BFI obtido. No entanto, embora neste cenário se obteve um BFI menor 1% quando comparado com as outras trajetórias, a redução não foi substancial para permitir afirmar que as baixas condições estruturais dessa trajetória estejam afetando a capacidade de armazenamento da microbacia, se constituindo este com o melhor cenário para a prestação do serviço de disponibilidade hídrica na microbacia.

De outro lado, a trajetória de restauração florestal na qual foram feitas atividades de controle na densidade da implantação como manejo florestal, resultando numa diminuição do IAF, mas com condutividade hidráulica (K_0) semelhante à da floresta de referência (30_IAF-k_0+) foi a trajetória com o segundo maior valor de Q e Q95, mas esteve muito próxima da trajetória em que o uso prévio limitou a melhora estrutural do solo, para o qual foi assumido um IAF alto com baixo valor de K_0 , (30_IAF+k_0-). Nesse sentido, o fato de ter maior quantidade de água com a diminuição do IAF coincide com o indicado em outros estudos, os quais sugerem reduzir esse IAF como uma das estratégias mais adequadas para aumentar a disponibilidade de água (Ovando & Speich, 2020), uma vez que este atributo da vegetação arbórea é o que comanda os processos de evapotranspiração e, conseqüentemente, a diminuição da disponibilidade hídrica (Fleischbein et al., 2005; Sun et al., 2015).

A semelhança encontrada entre as trajetórias 30_IAF-k_0+ com a trajetória 30_IAF+k_0- indica que a diminuição na K_0 , aumenta a disponibilidade de água na bacia, sendo que esse

aumento pode estar relacionado com a diminuição na permeabilidade do solo, permitindo que a água flua superficialmente até o rio, pois em áreas com menores taxas de infiltração a vazão máxima tende a aumentar (López-Ramírez et al., 2020). Além disso, menores taxas de infiltração resultam no aumento do escoamento superficial da bacia gerando processos de degradação como erosão e arraste de sedimentos (Calder, 2007; Zheng et al., 2008) que, se mantidos ao longo do tempo, podem reduzir substancialmente a capacidade de armazenamento de água no solo, ao ponto de inibir a recuperação subsequente (Bruijnzeel, 2004). Assim, apesar de apresentar um bom desempenho em termos de disponibilidade hídrica, um cenário florestal com baixo K_0 pode representar forte impacto em outros serviços, como a regulação hídrica.

Por outro lado, apesar da diminuição do IAF mediante atividades de manejo poder aumentar o escoamento superficial na bacia (Robles et al., 2014), o adequado desenvolvimento estrutural das raízes, pode favorecer as condições de recuperação do solo pelo aumento da macroporosidade e da capacidade de infiltração, possibilitando a entrada de água no solo e limitando, portanto, esse escoamento superficial (Zheng et al., 2008). Existe ainda a possibilidade de que menores densidades de floresta, possa alterar a quantidade de luz que entra no sob-bosque, estimulando o desenvolvimento de vegetação em estratos inferiores (Dodson et al., 2008), e evitando o aumento de água que chega diretamente ao solo (Dung et al., 2012;). Assim, o manejo florestal da restauração pode representar uma alternativa para aumentar a disponibilidade de água na microbacia, reduzindo os riscos de afetar a capacidade de armazenamento do solo e a degradação subjacente de um solo com pouca ou nenhuma cobertura vegetal.

Em coerência com o descrito anteriormente, a trajetória com os menores valores dos indicadores Q e Q95 foram os encontrados na trajetória de restauração com a floresta totalmente desenvolvida (30_IAF+k0+), sendo esse o cenário mais desfavorável para o serviço de disponibilidade hídrica. Assim, os baixos valores de Q encontrados nessa trajetória podem ser atribuídos à junção das elevadas taxas de evapotranspiração, decorrentes do alto valor de IAF assumido nelas (Du et al., 2016), bem como ao aumento na K_0 e, portanto, ao ingresso de água no solo que não chegará diretamente ao riacho, coincidindo com o fato de que os processos dominantes de uma floresta em bom estado são a percolação vertical e a recarga (Toohey et al., 2018). No entanto, isto não resultou em aumento do valor do BFI da microbacia, o qual se manteve sem variações significativas o que poderia ser explicado pelo fato de que o BFI é fortemente influenciado por outras características da microbacia como sua geologia e geomorfologia (Price, 2011), portanto, a estabilidade do BFI observada nessa trajetória não pode ser totalmente atribuída às mudanças na cobertura.

3.9.2. Regulação hídrica

Ao contrário do que foi observado para o serviço de disponibilidade de água, os resultados das trajetórias de restauração mostraram que a floresta totalmente desenvolvida 30_IAF+k0+ foi o melhor cenário para o serviço de regulação hídrica, seguida das trajetórias com valor K_0 diminuído (30_IAF+k0-), e a trajetória com redução do IAF (30_IAF-k0+) respectivamente. Entretanto, a trajetória 30_IAF-k0-, foi a que obteve os menores índices de regulação. Estes resultados denotam a função de regulação que exerce a floresta decorrente de suas características estruturais (Andrade & Romeiro, 2009), uma vez que as trajetórias com maior IAF mostraram baixos valores de Q5 e IF.

A primeira e talvez a mais importante influência da estrutura da floresta no ciclo da água é o fracionamento da chuva em interceptação, precipitação interna e escoamento pelo tronco (Crockford & Richardson, 2000; Livesley et al., 2014) por determinar a distribuição de água disponível para a recarga, o uso pelas plantas e o escoamento superficial (Brauman et al., 2010). Em pequena escala, a quantidade de água interceptada é controlada principalmente pela densidade e composição da vegetação, cuja representação costuma se dar em função do IAF (Fleischbein et al., 2005), desta forma um IAF maior representa maior densidade e, portanto, maior capacidade de interceptação numa área. Isto foi constatado neste estudo em que as trajetórias 30_IAF+k0+ e 30_IAF+k0-, nas quais foi assumido o desenvolvimento ótimo do dossel da floresta restaurada, obtiveram valores de Q5 menores de 0.484 m³.s⁻¹ e 0.565 m³.s⁻¹ respectivamente em relação com os valores de Q5 obtidos para as trajetórias 30_IAF-k0+ (0.572 m³.s⁻¹) e 30_IAF-k0- (0.692 m³.s⁻¹) respectivamente, sendo que a diminuição nesse indicador, costuma se relacionar com o aumento na capacidade de interceptação da floresta (L. G. Garcia, 2018).

Da mesma forma o IF foi menor nas trajetórias 30_IAF+k0+ e 30_IAF+k0- respectivamente quando comparadas com as duas trajetórias de menor IAF, denotando com isso uma diminuição na ocorrência de eventos extremos (Baker et al., 2004) quando a floresta atinge um ótimo desenvolvimento de sua copa. Isso pode estar relacionado ao fato da quantidade de água interceptada pelo dossel da floresta, além de incrementar as taxas de evapotranspiração, influenciar na condição de umidade do solo previa ao escoamento superficial (Tsiko et al., 2012), sendo que, diante maiores taxas de interceptação por parte da floresta, há um atraso na ocorrência do escoamento (Zheng et al., 2008). Assim, qualquer diminuição na densidade ou capacidade de interceptação da floresta, resultará no deterioro de sua capacidade de regular vazões extremas na microbacia.

Ainda em relação com o IF, observou-se que a trajetória 30_IAF+ko+ que apresenta um valor de condutividade hidráulica do solo superior ao atribuído na trajetória 30_IAF+K₀-, obteve um valor de IF 4% menor do que essa última trajetória mencionada, coincidindo com o encontrado em outro estudo em que as mudanças significativas no regime hídrico devido ao plantio de árvores dependem da melhoria total das propriedades hidrológicas dos solos degradados (Wei et al., 2008) e não apenas das características da floresta acima do solo. Assim, um solo sob cobertura florestal em ótimas condições permite maior amortecimento da variabilidade sazonal da vazão refletido na ocorrência de recessões do fluxo mais lentas (Peña-Arancibia et al., 2019). Desta forma é esperada a ocorrência de menores valores de IF como consequência de uma melhor distribuição a jusante da água que chega ao solo (Roa-García et al., 2011).

Por fim, é importante trazer para esta discussão a potencial necessidade de, além da implantação da floresta restaurada, aplicar outras atividades de restauração específicas ao solo que permitam a recuperação do seu funcionamento hidrológico (Williamson & Barton, 2020). Isso considerando o fato de que em sistemas florestais o processo chave de infiltração pode ser significativamente afetado pelo uso ou degradação prévia, podendo não melhorar devido à ausência da biota natural do solo, ou devido as atividades próprias de manejo intensivo, como preparação do local, ou construção de estradas, que impedem a recuperação das características do solo (Calder & Aylward, 2006). Nesse sentido, a recuperação da condutividade hidrológica saturada somente na camada superior do solo pode levar mais de uma década para se tornar hidrológicamente relevante (Hassler et al., 2011), o que se torna ainda mais acentuado em áreas tropicais suscetíveis ao efeito do uso intensivo (Bonell et al., 2010).

3.10. *Tradeoff* entre disponibilidade hídrica e regulação da floresta restaurada

Neste estudo se observou que à medida que a floresta restaurada se desenvolve há um aumento na regulação dos fluxos, mas com diminuição da disponibilidade hídrica, evidenciada pela diminuição do deflúvio anual e da vazão mínima. Embora o BFI tenha aumentado, este fato foi atribuído mais às condições do uso do solo prévio às simulações do que ao desenvolvimento da floresta. Assim, 30 anos ainda parece não ser tempo suficiente para que a floresta consiga estabilizar e reduzir o consumo hídrico, não atingindo, portanto, o ponto de *tradeoff* entre evapotranspiração e infiltração (Bruijnzeel, 2004). Nesse sentido, alguns estudos afirmam que embora o momento e taxa de recuperação da vazão do rio varie entre áreas, em geral, durante cinco décadas após o estabelecimento florestal, não se pode esperar que ocorra uma substancial

recuperação da vazão decorrente da intervenção (Bentley et al., 2019). No entanto, os cenários simulados das trajetórias da restauração florestal mostraram a potencialidade da implementação de medidas de manejo florestal, a partir das quais seja possível reduzir o consumo de água da floresta restaurada sem alterar substancialmente sua capacidade em regular a vazão da microbacia, constituindo-se em uma alternativa para mitigar o alto custo hídrico que a restauração florestal pode representar em uma área, conforme outros estudos têm mostrado (Ovando & Speich, 2020).

A análise do provisionamento de serviços ecossistêmicos deve considerar as interdependências das funções dos ecossistemas bem como as interrelações existentes entre os seus elementos, tornando esta uma tarefa altamente complexa (Andrade & Romeiro, 2009). No caso dos serviços hidrológicos fornecidos pela floresta, as complexas relações entre esta cobertura e os recursos hídricos em muitos casos geram efeitos opostos entre a disponibilidade e a regulação da água (Garcia, 2018). O centro da discussão sobre a prestação desses serviços hidrológicos pela floresta parece estar na relação que existe entre as taxas de infiltração e evapotranspiração (Bruijnzeel, 2004; Calder, 2007; Ghimire et al., 2014), sendo que, embora tenha sido verificada a diminuição dos fluxos em áreas com cobertura florestal, também existem estudos que apoiam a hipótese dos *tradeoffs* entre esses dois processos, com base em qual pode se afirmar que o ganho de água pela redução das taxas de evapotranspiração decorrentes da diminuição na área de floresta, pode não ser maior do que as perdas de água por escoamento superficial resultantes da diminuição das taxas de infiltração (Roa-García et al., 2011). Além disso, embora a degradação gerada com a retirada da floresta possa aumentar a quantidade de água disponível em uma área, as consequências no regime hídrico da microbacia, principalmente devido à ocorrência de cheias, têm se tornado uma preocupação generalizada (Brauman et al., 2007).

Nesse sentido, é importante que os projetos de restauração florestal considerem que a implantação das florestas durante seu período inicial de desenvolvimento terá demandas que devem ser tomadas como um investimento para a posterior prestação de serviços, em que a regulação se torna mais eficiente com o passar do tempo, e que apesar do efeito prolongado na disponibilidade de água, as atividades de manejo florestal podem mitigá-lo.

3.11. Limitações da metodologia

A representação da melhoria das características do solo conforme a floresta se desenvolve dentro do modelo, se limitou à variação temporal da condutividade hidráulica do solo

saturado. No entanto, em solos com cobertura florestal, espera-se que além da infiltração outros processos como a retenção e fornecimento de água sejam favorecidos, como resultado da interação das propriedades físicas do solo que são beneficiadas com a presença da floresta (Best et al., 2003; Burger & Kelting, 1999). Nesse sentido, a aplicação de práticas de manejo florestal, como a restauração, gera a modificação de algumas dessas propriedades físicas, enquanto outras podem não ter alterações importantes (Schoenholtz et al., 2000). Por exemplo em áreas florestais, a K_0 tende a ser maior do que em outras coberturas devido à maior contribuição da matéria orgânica (Gómez-Díaz et al., 2012), que por sua vez, aumenta a macroporosidade no solo (Zhou et al., 2008), bem como o desenvolvimento radicular (Toohey et al., 2018). Da mesma forma, sob cobertura florestal há maior capacidade de retenção de água no solo (Zhang et al., 2011) a qual está relacionada a outras propriedades como a densidade ou textura do solo (Wang et al., 2013) e foi demonstrado também que a conversão de pastagem para cobertura florestal melhora a densidade do solo bem como sua porosidade (Fransozi, 2019; Zheng et al., 2008). Nesse sentido, uma representação adequada do potencial de melhora que o desenvolvimento florestal tem na funcionalidade hidrológica do solo, deve incluir não apenas a K_0 como propriedade física variável no tempo, mas também outras propriedades que são sensíveis às mudanças no tempo da cobertura florestal como a porosidade ou capacidade de armazenamento e retenção de água no solo. Contudo, nos conjuntos de dados disponíveis a capacidade de retenção de água e a condutividade hidráulica saturada, são as propriedades mais frequentemente encontradas (Schoenholtz et al., 2000) e ainda há uma falta de representatividade de microbacias na região tropical com dados disponíveis para a avaliação do desenvolvimento florestal na resposta hidrológica (Bentley et al., 2019) pelo que é necessário monitorar como as outras propriedades do solo respondem ao desenvolvimento da floresta.

3.12. Conclusões

Trinta anos de desenvolvimento florestal na microbacia avaliada não foi tempo suficiente para superar o *tradeoff* entre evapotranspiração e infiltração que permita perceber melhorias no serviço de disponibilidade hídrica da microbacia, uma vez que à medida que a floresta se desenvolve o deflúvio anual e as vazões mínimas mantêm uma redução evidente. No entanto, e apesar de não ter sido encontradas diferenças estatísticas, foi evidente a melhoria no serviço de regulação hídrico na microbacia em decorrência do desenvolvimento da floresta, refletido na diminuição dos indicadores de regulação analisados.

Por outro lado, as trajetórias florestais mostraram que, embora a restauração de 30 anos com baixo desenvolvimento estrutural possa ser ideal para o atendimento da disponibilidade hídrica devido ao menor consumo, este mesmo cenário pode levar a outros problemas para o ecossistema como a degradação do solo que, em longo prazo, afetaria a capacidade de recarga e abastecimento de água na microbacia. Da mesma forma, a importância do desenvolvimento estrutural da floresta é destacada quanto ao aumento na sua capacidade de regular as vazões, porém, resulta no aumento da demanda hídrica da floresta evidenciada pelas altas taxas de evapotranspiração. Nesse sentido, atividades de manejo da restauração florestal podem ser uma alternativa para mitigar a capacidade de evapotranspiração da floresta, sem afetar substancialmente as propriedades do solo e sua capacidade de regulação em longo prazo.

Referências

- Abbott, M. B., Bathurst, J. C., Cunge, J. A., O'Connell, P. E., & Rasmussen, J. (1986). An introduction to the European Hydrological System - Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 2: Structure of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology*, 87(1-2), 61-77. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(86\)90115-0](https://doi.org/10.1016/0022-1694(86)90115-0)
- Acker, S. A., Halpern, C. B., Harmon, M. E., & Dyrness, C. T. (2002). Trends in bole biomass accumulation, net primary production and tree mortality in *Pseudotsuga menziesii* forests of contrasting age. *Tree Physiology*, 22(2-3), 213-217. <https://doi.org/10.1093/treephys/22.2-3.213>
- Aguirre-Salado, C. A., Valdez-Lazalde, J. R., Angeles-Perez, G., de los Santos-Posadas, H. M., & Aguirre-Salado, A. I. (2011). Mapping leaf area index and canopy cover using hemispherical photography and spot 5 HRG data: Regression and k-nn. *Agrociencia*, 45(1), 105-119. https://www.researchgate.net/publication/256137267_Mapping_leaf_area_index_and_canopy_cover_using_hemispherical_photography_and_spot_5_HRG_data-Regression_and_k-nn
- Allen, R., Pereira, L., Raes, D., & Smith, M. (1998). *Crop Evapotranspiration (guidelines for computing crop water requirements)*.
- Almeida, D. R. A., Broadbent, E. N., Zambrano, A. M. A., Wilkinson, B. E., Ferreira, M. E., Chazdon, R., Meli, P., Gorgens, E. B., Silva, C. A., Stark, S. C., Valbuena, R., Papa, D. A., & Brancalion, P. H. S. (2019). Monitoring the structure of forest restoration plantations with a drone-lidar system. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 79, 192-198. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2019.03.014>
- Alvares, C. A., Stape, J. L., Sentelhas, P. C., Gonçalves, J. L., & Sparovek, G. (2013). Köppen's climate classification map for Brazil. *Meteorologische Zeitschrift*, 22(6), 711-728. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2013/0507>
- Andersen, J., Refsgaard, J. C., & Jensen, K. H. (2001). Distributed hydrological modelling of the Senegal River Basin - Model construction and validation. *Journal of Hydrology*, 247(3-4), 200-214. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00384-5](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00384-5)
- Andrade, D. C., & Romeiro, A. R. (2009). Serviços ecossistêmicos e sua importância para o sistema econômico eo bem-estar humano. *IE/UNICAMP*, 155, 1-43. <http://www.eco.unicamp.br/docprod/downarq.php?id=1785&tp=a>
- Andréassian, V. (2004). Waters and forests: from historical controversy to scientific debate. *Journal of Hydrology*, 291(1-2), 1-27. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2003.12.015>

- Bachmair, S., & Weiler, M. (2014). Interactions and connectivity between runoff generation processes of different spatial scales. *Hydrological Processes*, 28(4), 1916–1930. <https://doi.org/10.1002/hyp.9705>
- Baker, D. B., Richards, R. P., Loftus, T. T., & Kramer, J. W. (2004). A new flashiness index: Characteristics and applications to Midwestern rivers and streams. *Journal of the American Water Resources Association*, 40(2), 503–522. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2004.tb01046.x>
- Balvanera, P. (2012). Los servicios ecosistémicos que ofrecen los bosques tropicales. *Ecosistemas*, 21, 1;2. <http://www.revistaecosistemas.net/articulo.asp?Id=709>
- Bathurst, J. C. (1986). Sensitivity analysis of the Systeme Hydrologique Europeen for an upland catchment. *Journal of Hydrology*, 87(1–2), 103–123. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(86\)90117-4](https://doi.org/10.1016/0022-1694(86)90117-4)
- Bauhus, J., Puettmann, K., & Messier, C. (2009). Silviculture for old-growth attributes. *Forest Ecology and Management*, 258(4), 525–537. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2009.01.053>
- Beck, H. E., Van Dijk, A. I. J. M., Miralles, D. G., De Jeu, R. A. M., Bruijnzeel, L. A., McVicar, T. R., & Schellekens, J. (2013). Global patterns in base flow index and recession based on streamflow observations from 3394 catchments. *Water Resources Research*, 49(12), 7843–7863. <https://doi.org/10.1002/2013WR013918>
- Bentley, L., Coomes, D. A., & David Coomes, C. A. (2019). Partial river flow recovery with forest age is rare in the decades following establishment. *Glob Change Biol*, 00, 1–16. <https://doi.org/10.1111/gcb.14954>
- Beskow, S., Norton, L. D., Mello, C. R., Beskow, S., Norton, L. D., & Mello, C. R. (2013). Hydrological Prediction in a Tropical Watershed Dominated by Oxisols Using a Distributed Hydrological Model. *Water Resour Manage*, 27, 341–363. <https://doi.org/10.1007/s11269-012-0189-8>
- Best, A., Zhang, L., McMahon, T., Western, A., & Vertessy, R. (2003). *A critical review of paired catchment studies with reference to seasonal flows and climatic variability*. Murray-Darling Basin Commission.
- Beven, K. J. (1996). *Response to comments on 'a discussion of distributed hydrological modelling' by j c refsgaard et al* (pp. 289–295). https://doi.org/10.1007/978-94-009-0257-2_15
- Black, A. R., Johnson, R. C., & Robinson, M. (1995). *Effects of forestry on low flows in Scotland and Northern Ireland*.
- Bonell, M., Purandara, B. K., Venkatesh, B., Krishnaswamy, J., Acharya, H. A. K., Singh, U. V., Jayakumar, R., & Chappell, N. (2010). The impact of forest use and reforestation on soil hydraulic conductivity in the Western Ghats of India: Implications for surface and sub-surface hydrology. *Journal of Hydrology*, 391(1–2), 47–62. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.07.004>
- Borah, D. K., Ahmadisharaf, E., Padmanabhan, G., Imen, S., & Mohamoud, Y. M. (2019). Watershed Models for Development and Implementation of Total Maximum Daily Loads. *Journal of Hydrologic Engineering*, 24(1), 03118001. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0001724](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001724)
- Borges, T. A., Oliveira, F. A., Da Silva, E. M., & Goedert, W. J. (2009). Evaluation of soil-water parameters of a Red Latosol under pasture and “cerrado.” *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 13(1), 18–25. <https://doi.org/10.1590/S1415-43662009000100003>
- Bos, M. G. (1989). Discharge measurement structures. In *International Institute for Land Reclamation and Improvement. Netherlands*. (3rd ed).
- Bosch, J. M., & Hewlett, J. D. (1982). A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. In *Journal of Hydrology* (Vol. 55, Issues 1–4, pp. 3–23). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(82\)90117-2](https://doi.org/10.1016/0022-1694(82)90117-2)

- Botula, Y.-D., Cornelis, W. M., Baert, G., Mafuka, P., Ranst, E. Van, Botula, Y.-D., Van Ranst, E., Baert, G., & Mafuka, P. (2013). Particle size distribution models for soils of the humid tropics. *J Soils Sediments*, 13, 686–698. <https://doi.org/10.1007/s11368-012-0635-5>
- Boyle, D. P., Gupta, H. V., & Sorooshian, S. (2000). Toward improved calibration of hydrologic models: Combining the strengths of manual and automatic methods. *Water Resources Research*, 36(12), 3663–3674. <https://doi.org/10.1029/2000WR900207>
- Brancalion, P. H., Gandolfi, S., & Rodrigues, R. (2015). *Restauração florestal* (Oficina de).
- Braud, I., Fernandez, P., & Bouraoui, F. (1999). Study of the rainfall-runoff process in the Andes region using a continuous distributed model. *Journal of Hydrology*, 216(3–4), 155–171. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00292-3](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00292-3)
- Brauman, K. A., Daily, G. C., Ka'eo Duarte, T., & Mooney, H. A. (2007). *The Nature and Value of Ecosystem Services: An Overview Highlighting Hydrologic Services*. <https://doi.org/10.1146/annurev.energy.32.031306.102758>
- Brauman, K. A., Freyberg, D. L., & Daily, G. C. (2010). Forest structure influences on rainfall partitioning and cloud interception: A comparison of native forest sites in Kona, Hawai'i. *Agricultural and Forest Meteorology*, 150(2), 265–275. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2009.11.011>
- Brauman, K. A., Freyberg, D. L., & Daily, G. C. (2012). Potential evapotranspiration from forest and pasture in the tropics: A case study in Kona, Hawai'i. *Journal of Hydrology*, 440–441, 52–61. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.03.014>
- Brito, L., Silva, A., & Porto, E. (2007). Disponibilidade de água e a gestão dos recursos hídricos. In *Potencialidades da água de chuva no Semi-Árido brasileiro* (EMBRAPA, pp. 16–32).
- Brogna, D., Vincke, C., Brostaux, Y., Soyeurt, H., Dufrêne, M., & Dendoncker, N. (2017). How does forest cover impact water flows and ecosystem services? Insights from “real-life” catchments in Wallonia (Belgium). *Ecological Indicators*, 72, 675–685. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2016.08.011>
- Brown, A. E., McMahon, T., Podger, G. M., & Zhang, L. (2006). *A methodology to predict the impact of changes in forest cover on flow duration curves DFAT-CSIRO Indus SDIP Project View project Simplified Murray-Darling Basin Model View project*. <https://www.researchgate.net/publication/265614658>
- Brown, Alice E., Western, A. W., McMahon, T. A., & Zhang, L. (2013). Impact of forest cover changes on annual streamflow and flow duration curves. *Journal of Hydrology*, 483, 39–50. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.12.031>
- Brown, Alice E., Zhang, L., McMahon, T. A., Western, A. W., & Vertessy, R. A. (2005). A review of paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alterations in vegetation. *Journal of Hydrology*, 310(1–4), 28–61. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.12.010>
- Bruijnzeel, L. A. (2004). Hydrological functions of tropical forests: not seeing the soil for the trees? *Ecosystems and Environment*, 104, 185–228. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2004.01.015>
- Brutsaert, W. (2005). *Hydrology: an introduction*. <https://books.google.com.br/books?hl=pt-PT&lr=&id=3PMWGrSaXqwC&oi=fnd&pg=PR9&dq=Hydrology:+An+Introduction&ots=AVwfgj0OUs&sig=gCQhAW6bdjtWdmixt-vLZVkmFJE>
- Burger, J. A., & Kelting, D. L. (1999). Using soil quality indicators to assess forest stand management. *Forest Ecology and Management*, 122(1–2), 155–166. [https://doi.org/10.1016/S0378-1127\(99\)00039-0](https://doi.org/10.1016/S0378-1127(99)00039-0)
- Buringh, P. (1970). *Introduction to the study of soils in tropical and subtropical regions Second edition*.

- Buttle, J. M. (1998). Fundamentals of Small Catchment Hydrology. In *Isotope Tracers in Catchment Hydrology* (pp. 1–49). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/b978-0-444-81546-0.50008-2>
- Butts, M. B., Payne, J. T., Kristensen, M., & Madsen, H. (2004). An evaluation of the impact of model structure on hydrological modelling uncertainty for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 298(1–4), 242–266. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.03.042>
- Calder, I. R. (2007). Forests and water—Ensuring forest benefits outweigh water costs. *Forest Ecology and Management*, 251(1–2), 110–120. <https://doi.org/10.1016/J.FORECO.2007.06.015>
- Calero, A. (2015). *The role of evapotranspiration in water resources management: local measurements and regional estimates*. <https://dialnet.unirioja.es/servlet/dctes?codigo=100766>
- Calmon, M., Brancalion, P. H. S., Paese, A., Aronson, J., Castro, P., da Silva, S. C., & Rodrigues, R. R. (2011). Emerging Threats and Opportunities for Large-Scale Ecological Restoration in the Atlantic Forest of Brazil. *Restoration Ecology*, 19(2), 154–158. <https://doi.org/10.1111/j.1526-100X.2011.00772.x>
- Campoe, O. C., Stape, J. L., & Mendes, J. C. T. (2010). Can intensive management accelerate the restoration of Brazil's Atlantic forests? *Forest Ecology and Management*, 259(9), 1808–1814. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2009.06.026>
- Campolo, M., Soldati, A., & Andreussi, P. (1999). Forecasting river flow rate during low-flow periods using neural networks. *Water Resources Research*, 35(11), 3547–3552. <https://doi.org/10.1029/1999WR900205>
- Canadell, J., Jackson, R. B., Ehleringer, J. R., Mooney, H. A., Sala, O. E., & Schulze, E. D. (1996). Max rooting depth of veg types at global scale Talks about boreal. In *Oecologia* (Vol. 108). Springer-Verlag. <https://doi.org/10.1007/BF00329030>
- Carabias, J., Arriaga, V., & Cervantes, V. (2007). LAS POLÍTICAS PÚBLICAS DE LA RESTAURACIÓN AMBIENTAL EN MÉXICO: LIMITANTES, AVANCES, REZAGOS Y RETOS. *Boletín de La Sociedad Botánica de México*, 85–100.
- Carrillo, G., Troch, P. A., Sivapalan, M., Wagener, T., Harman, C., & Sawicz, K. (2011). Hydrology and Earth System Sciences Catchment classification: hydrological analysis of catchment behavior through process-based modeling along a climate gradient. *Hydrol. Earth Syst. Sci*, 15, 3411–3430. <https://doi.org/10.5194/hess-15-3411-2011>
- Cassiano, C. C. (2017). *Efeitos hidrológicos da composição da paisagem em microbacias com florestas plantadas de Eucalyptus* [Biblioteca Digital de Teses e Dissertações da Universidade de São Paulo]. <https://doi.org/10.11606/T.11.2017.tde-16082017-085416>
- CDB. (2019). *Aichi Biodiversity Targets*. Aichi Biodiversity Targets; Secretariat of the Convention on Biological Diversity. <https://www.cbd.int/sp/targets/>
- Chagas, R. K., Durigan, G., & Contieri, W. A. (2004). *Crescimento Diametral de Espécies Arbóreas em Floresta Estacional Semidecidual ao Longo de Seis Anos*.
- Christiaens, K., & Feyen, J. (2001). Analysis of uncertainties associated with different methods to determine soil hydraulic properties and their propagation in the distributed hydrological MIKE SHE model. *Journal of Hydrology*, 246(1–4), 63–81. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00345-6](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00345-6)
- Ciccarese, L., Mattsson, A., & Pettenella, D. (2012). Ecosystem services from forest restoration: Thinking ahead. *New Forests*, 43(5–6), 543–560. <https://doi.org/10.1007/s11056-012-9350-8>

- Clark, M. P., Bierkens, M. F. P., Samaniego, L., Woods, R. A., Uijlenhoet, R., Bennett, K. E., Pauwels, V. R. N., Cai, X., Wood, A. W., & Peters-Lidard, C. D. (2017). The evolution of process-based hydrologic models: historical challenges and the collective quest for physical realism. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 21, 3427–3440.
<https://doi.org/10.5194/hess-21-3427-2017>
- Corbari, C., Ravazzani, G., Galvagno, M., Cremonese, E., & Mancini, M. (2017). Assessing Crop Coefficients for Natural Vegetated Areas Using Satellite Data and Eddy Covariance Stations. *Sensors*, 17(11), 2664.
<https://doi.org/10.3390/s17112664>
- Crockford, R. H., & Richardson, D. P. (2000). Partitioning of rainfall into throughfall, stemflow and interception: effect of forest type, ground cover and climate. *Hydrological Processes*, 14(16–17), 2903–2920.
[https://doi.org/10.1002/1099-1085\(200011/12\)14:16/17<2903::AID-HYP126>3.0.CO;2-6](https://doi.org/10.1002/1099-1085(200011/12)14:16/17<2903::AID-HYP126>3.0.CO;2-6)
- Cuo, L., Giambelluca, T. W., & Ziegler, A. D. (2011). Lumped parameter sensitivity analysis of a distributed hydrological model within tropical and temperate catchments. *Hydrological Processes*, 25(15), 2405–2421.
<https://doi.org/10.1002/hyp.8017>
- Curtis, P. G., Slay, C. M., Harris, N. L., Tyukavina, A., & Hansen, M. C. (2018, September 14). Classifying drivers of global forest loss. *Science*, 1108–1111. <http://science.sciencemag.org/>
- D. N. Moriasi, J. G. Arnold, M. W. Van Liew, R. L. Bingner, R. D. Harmel, & T. L. Veith. (2007). Model Evaluation Guidelines for Systematic Quantification of Accuracy in Watershed Simulations. *Transactions of the ASABE*, 50(3), 885–900. <https://doi.org/10.13031/2013.23153>
- Daggupati, P., Pai, N., Ale, S., Douglas-Mankin, K. R., Zeckoski, R. W., Jeong, J., Parajuli, P. B., Saraswat, D., & Youssef, M. A. (2015). A recommended calibration and validation strategy for hydrologic and water quality models. *Transactions of the ASABE*, 58(6), 1705–1719. <https://doi.org/10.13031/trans.58.10712>
- Dai, Z., Li, C., Trettin, C., Sun, G., Amatya, D., & Li, H. (2010a). Hydrology and Earth System Sciences Bi-criteria evaluation of the MIKE SHE model for a forested watershed on the South Carolina coastal plain. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14, 1033–1046. <https://doi.org/10.5194/hess-14-1033-2010>
- Dai, Z., Li, C., Trettin, C., Sun, G., Amatya, D., & Li, H. (2010b). Bi-criteria evaluation of the MIKE SHE model for a forested watershed on the South Carolina coastal plain. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(6), 1033–1046.
<https://doi.org/10.5194/hess-14-1033-2010>
- Davis, S. H., Vertessy, R. A., & Silberstein, R. P. (1999). The sensitivity of a catchment model to soil hydraulic properties obtained by using different measurement techniques. *Hydrological Processes*, 13(5), 677–688.
[https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(19990415\)13:5<677::AID-HYP772>3.0.CO;2-N](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19990415)13:5<677::AID-HYP772>3.0.CO;2-N)
- De Groot, R. S., Wilson, M. A., & Boumans, R. M. J. (2002). A typology for the classification, description and valuation of ecosystem functions, goods and services. *Ecological Economics*, 41(3), 393–408.
[https://doi.org/10.1016/S0921-8009\(02\)00089-7](https://doi.org/10.1016/S0921-8009(02)00089-7)
- de Moura, A. E. S. S., Correa, M. M., da Silva, E. R., Ferreira, R. L. C., Figueiredo, A. de C., & Possas, J. M. C. (2009). Rainfall interception in an Atlantic forest fragment in the Prata basin, Recife, PE. *Revista Arvore*, 33(3), 461–469. <https://doi.org/10.1590/s0100-67622009000300008>
- Decagon devices. (2001). *Accupar LP-80 - Manual*.
- Deelstra, J., Eggstad, H. O., Iital, A., & Jansons, V. (2010). *Time resolution and hydrological characteristics in agricultural catchments*. <https://www.researchgate.net/publication/215743143>

- Dennedy-Frank, P. J., & Gorelick, S. M. (2019). Insights from watershed simulations around the world: Watershed service-based restoration does not significantly enhance streamflow. *Global Environmental Change*, 58, 101938. <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2019.101938>
- Devi, G. K., Ganasri, B. P., & Dwarakish, G. S. (2015). A Review on Hydrological Models. *Aquatic Procedia*, 4, 1001–1007. <https://doi.org/10.1016/j.aqpro.2015.02.126>
- DHI. (2019a). *MIKE 11 A modelling system for Rivers and Channels User Guide*.
- DHI. (2019b). *MIKE SHE Volume 1: User Guide*.
- DHI. (2019c). *MIKE SHE Volume 2: Reference Guide*.
- Dias-filho, M. B., Serrão, E. A. ., & Ferreira, J. N. (2008). Processo de degradação e recuperação de áreas degradadas na Amazônia brasileira. In *Agricultura tropical: quatro décadas de inovações tecnológicas, institucionais e políticas*. Embrapa Informação Tecnológica.
- Dodson, E. K., Peterson, D. W., & Harrod, R. J. (2008). Understory vegetation response to thinning and burning restoration treatments in dry conifer forests of the eastern Cascades, USA. *Forest Ecology and Management*, 255(8–9), 3130–3140. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2008.01.026>
- Douglas-Mankin, K. R., Srinivasan, R., & Arnold, J. G. (2010). Soil and water assessment tool (SWAT) model: Current developments and applications. *Transactions of the ASABE*, 53(5), 1423–1431. <https://doi.org/10.13031/2013.34915>
- Doummar, J., Hassan Kassem, A., & Gurdak, J. J. (2018). Impact of historic and future climate on spring recharge and discharge based on an integrated numerical modelling approach: Application on a snow-governed semi-arid karst catchment area. *Journal of Hydrology*, 565, 636–649. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.08.062>
- Doummar, J., Sauter, M., & Geyer, T. (2012). Simulation of flow processes in a large scale karst system with an integrated catchment model (Mike She) – Identification of relevant parameters influencing spring discharge. *Journal of Hydrology*, 426–427, 112–123. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2012.01.021>
- Dourado-Neto, D., Nielsen, D. R., Hopmans, J. W., Reichardt, K., & Bacchi, O. O. S. (2000). Software to model soil water retention curves (SWRC, version 2.00). *Scientia Agricola*, 57(1), 191–192. <https://doi.org/10.1590/s0103-90162000000100031>
- Du, E., Link, T. E., Wei, L., & Marshall, J. D. (2016). Evaluating hydrologic effects of spatial and temporal patterns of forest canopy change using numerical modelling. *Hydrological Processes*, 30(2), 217–231. <https://doi.org/10.1002/hyp.10591>
- Duan, Q., Di, Z., Quan, J., Wang, C., Gong, W., Gan, Y., Ye, A., Miao, C., Miao, S., Liang, X., & Fan, S. (2017). Automatic model calibration. A New Way to Improve Numerical Weather Forecasting. *AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY*, 98(5), 959–970. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00104.1>
- Dubus, I. G., & Brown, C. D. (2002). Sensitivity and first-step uncertainty analyses for the preferential flow model MACRO. *Journal of Environmental Quality*, 31(1), 227–240. <https://doi.org/10.2134/jeq2002.2270>
- Dung, B. X., Gomi, T., Miyata, S., Sidle, R. C., Kosugi, K., & Onda, Y. (2012). Runoff responses to forest thinning at plot and catchment scales in a headwater catchment draining Japanese cypress forest. *Journal of Hydrology*, 444–445, 51–62. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.03.040>
- Durigan, G., & Melo, A. C. (2011). Panorama das políticas públicas e pesquisas em restauração ecológica no estado de São Paulo. In *Conservação de la biodiversidade em las américas: Lecciones y recomendaciones de política* (Universida).

- Eagleson, P. (2005). *Ecohydrology: Darwinian expression of vegetation form and function*. In *University Press*. (University Press). https://books.google.com.br/books?hl=pt-PT&lr=&id=GbTMFosE7g0C&oi=fnd&pg=PP1&dq=Eagleson+P+S.+2002.+Ecohydrology:+Darwinian+Expression+of+Vegetation+Form+and+Function.+New+York:+Cambrige+University+Press.+Famiglietti+J+S,+Rudicki+J+W,+Rodell+M.+1998.+Variability+in+surface+&ots=CPF_A0IT3m&sig=BORoyUrMC0MXHIXdq3WY7giQLPg
- Elliott, S., Kuaraksa, C., Tunjai, P., Toktang, T., Boonsai, K., Sangkum, S., Suwannaratana, S., & Blakesley, D. (2012). *Integrating Scientific Research with Community Needs to Restore a Forest Landscape in Northern Thailand: A Case Study of Ban Mae Sa Mai* (pp. 149–161). https://doi.org/10.1007/978-94-007-5338-9_7
- Ellison, D. (2018). *Background Analytical Study 2 Forests and Water 1 Background study prepared for*. https://www.un.org/esa/forests/wp-content/uploads/2018/04/UNFF13_BkgdStudy_ForestsWater.pdf
- Elsenbeer, H., Newton, B. E., Dunne, T., & de Moraes, J. M. (1999). Soil hydraulic conductivities of latosols under pasture, forest and teak in Rondonia, Brazil. *Hydrological Processes*, 13(9), 1417–1422. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(19990630\)13:9<1417::AID-HYP816>3.0.CO;2-6](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19990630)13:9<1417::AID-HYP816>3.0.CO;2-6)
- Engel, B., Storm, D., White, M., Arnold, J., & Arabi, M. (2007). A Hydrologic/Water Quality Model Application. *Journal of the American Water Resources Association*, 43(5), 1223–1236. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2007.00105.x>
- Euser, T., Winsemius, H. C., Hrachowitz, M., Fenicia, F., Uhlenbrook, S., & Savenije, H. H. G. (2013). A framework to assess the realism of model structures using hydrological signatures. *Hydrol. Earth Syst. Sci*, 17, 1893–1912. <https://doi.org/10.5194/hess-17-1893-2013>
- Ewen, J., & Parkin, G. (1996). Validation of catchment models for predicting land-use and climate change impacts. 1. Method. *Journal of Hydrology*, 175(1–4), 583–594. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)80026-6](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)80026-6)
- Farley, K. A., Jobbagy, E. G., & Jackson, R. B. (2005). Effects of afforestation on water yield: a global synthesis with implications for policy. *Global Change Biology*, 11(10), 1565–1576. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2005.01011.x>
- Fearnside, P. (2006). Deforestation in Amazonia: dynamics, impacts and control (in Portuguese). *Acta Amazonica*, 36(3), 395–400. <https://ci.nii.ac.jp/naid/10022025975/>
- Fenicia, F., Savenije, H. H. G., Matgen, P., & Pfister, L. (2007). *A comparison of alternative multiobjective calibration strategies for hydrological modeling*. 43, 3434. <https://doi.org/10.1029/2006WR005098>
- Feyen, L., Vázquez, R., Christiaens, K., Sels, O., & Feyen, J. (2000). Application of a distributed physically-based hydrological model to a medium size catchment. *Hydrology and Earth System Sciences*, 4(1), 47–63. <https://www.hydrol-earth-syst-sci.net/4/47/2000/hess-4-47-2000.pdf>
- Filoso, S., Bezerra, M. O., Weiss, K. C. B., & Palmer, M. A. (2017). Impacts of forest restoration on water yield: A systematic review. *PLoS ONE*, 12(8), e0183210. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0183210>
- Fleischbein, K., Wilcke, W., Goller, R., Boy, J., Valarezo, C., Zech, W., & Knoblich, K. (2005). Rainfall interception in a lower montane forest in Ecuador: Effects of canopy properties. *Hydrological Processes*, 19(7), 1355–1371. <https://doi.org/10.1002/hyp.5562>
- Fransozi, A. (2019). *O papel da vegetação florestal secundária nas funções e processos hidrológicos em bacias agrícolas*. Universidade de São Paulo.
- Fu, N., Song, X., Xia, L., Li, L., Li, H., & Li, Y. (2019). Complementary Relationship and Dual Crop Coefficient Approach-Based Study on Green Water Separation. *Water*, 11(2), 378. <https://doi.org/10.3390/w11020378>

- Fu, S., Sonnenborg, T. O., Jensen, K. H., & He, X. (2011). Impact of Precipitation Spatial Resolution on the Hydrological Response of an Integrated Distributed Water Resources Model. *Vadose Zone Journal*, 10(1), 25–36. <https://doi.org/10.2136/vzj2009.0186>
- Garcia, L. G. (2018). *Composição e configuração da cobertura florestal na bacia hidrográfica e seus efeitos nos serviços hidrológicos*. 211.
- Garcia, L. G., Fransozi, A. A., Peña-Sierra, D. Y., Lane, P., & Ferraz, S. F. B. (2020). A Strategy for Calibration and Validation of a Physically Based Distributed Hydrological Model in Tropical Catchments: Case Study of São Paulo, Brazil | *SciTechnol. J Hydrogeol Hydrol Eng*, 9(5), 1–7.
- Garcia, L. G., Salemi, L. F., Lima, W., & Ferraz, S. F. B. (2018). Hydrological effects of forest plantation clear-cut on water availability: Consequences for downstream water users. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 19, 17–24. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2018.06.007>
- Garcia, Lara Gabrielle. (2015). *Uso do corte raso em mosaico visando à redução dos efeitos hidrológicos em florestas plantadas* [Universidade de São Paulo]. <https://doi.org/10.11606/D.11.2015.tde-23042015-172810>
- Germer, S., Neill, C., Krusche, A. V., & Elsenbeer, H. (2010). Influence of land-use change on near-surface hydrological processes: Undisturbed forest to pasture. *Journal of Hydrology*, 380(3–4), 473–480. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.11.022>
- Ghimire, C. P., Bruijnzeel, L. A., Bonell, M., Coles, N., Lubczynski, M. W., & Gilmour, D. A. (2014). The effects of sustained forest use on hillslope soil hydraulic conductivity in the Middle Mountains of Central Nepal. *Ecohydrology*, 7(2), 478–495. <https://doi.org/10.1002/eco.1367>
- Glenn, E. P., Neale, C. M. U., Hunsaker, D. J., & Nagler, P. L. (2011). Vegetation index-based crop coefficients to estimate evapotranspiration by remote sensing in agricultural and natural ecosystems. *Hydrological Processes*, 25(26), 4050–4062. <https://doi.org/10.1002/hyp.8392>
- Gomani, M. C., Dietrich, O., Lischeid, G., Mahoo, H., Mahay, F., Mbilinyi, B., & Sarmett, J. (2010). Establishment of a hydrological monitoring network in a tropical African catchment: An integrated participatory approach. *Physics and Chemistry of the Earth*, 35(13–14), 648–656. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2010.07.025>
- Gómez-Díaz, J. D., Monterroso-Rivas, A. I., Tinoco-Rueda, J. A., & Etchevers-Barra, J. D. (2012). Almacenes de carbono en el piso forestal de dos tipos de bosque. *Terra Latinoamericana*, 30(2). http://www.scielo.org.mx/scielo.php?pid=S0187-57792012000200177&script=sci_arttext
- Gonçalves, J., Alvares, C., Gonçalves, T., Moreira, R., Teixeira, J., & Gava, J. (2012). Soil and productivity mapping of Eucalyptus grandis plantations, using a geographic information system. *Scientia Florestalis*, 40, 187–201.
- Gonzaga, L. (2002). *Memorias: Hidrología Forestal (Influencia de los bosques)*.
- Gorantiwar, S. D., Krishnamoorthy, Y. V. N., Pandit, D. S., Joshi, A. K., & Das, S. (2015). The effect of changing climate and land use/land cover on water resources in hard rock region of maharashtra state. In *Climate Change Modelling, Planning and Policy for Agriculture* (pp. 199–217). Springer India. https://doi.org/10.1007/978-81-322-2157-9_20
- Graham, R. (1999). *The effects of thinning and similar stand treatments on fire behavior in western forests*. https://books.google.com/books?hl=es&lr=&id=S_w8hpmIukC&oi=fnd&pg=PA1&dq=Graham,+R.T.,+Harvey,+A.E.,+Jain,+T.B.,+Tonn,+J.R.,+1999.+The+effects+of+thinning+and+similar+stand+treatments+on+fire+behavior+in+Western+forests.+Gen.+Tech.+Rep.+NW-GTR-463.+Portland,+OR:+U.S.+Department+of+Agriculture,+Forest+Service,+Pacific+Northwest+&ots=Xi6fsJKaBA&sig=ijPe9AKa11s14al4wag7BYkSS3I

- Grayson, R. B., Bl, U., Western, A. W., & McMahon, T. A. (2002). Advances in the use of observed spatial patterns of catchment hydrological response. *Advances in Water Resources*, 25, 1313–1334.
www.elsevier.com/locate/advwatres
- Grayson, R. B., Moore, I. D., & McMahon, T. A. (1992a). Physically based hydrologic modeling: 1. A terrain-based model for investigative purposes. *Water Resources Research*, 28(10), 2639–2658.
<https://doi.org/10.1029/92WR01258>
- Grayson, R. B., Moore, I. D., & McMahon, T. A. (1992b). Physically based hydrologic modeling: 2. Is the concept realistic? *Water Resources Research*, 28(10), 2659–2666. <https://doi.org/10.1029/92WR01259>
- Green, I. R. A., & Stephenson, D. (1986). Criteria for comparison of single event models. *Hydrological Sciences Journal*, 31(3), 395–411. <https://doi.org/10.1080/02626668609491056>
- Gupta, H., & Razavi, S. (2017). Challenges and Future Outlook of Sensitivity Analysis. In *Sensitivity Analysis in Earth Observation Modelling* (pp. 397–415). Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-803011-0.00020-3>
- Gupta, Hoshin V., Kling, H., Yilmaz, K. K., & Martinez, G. F. (2009). Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 377(1–2), 80–91. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.003>
- Gupta, Vijai, H., Sorooshian, S., & Yapo, P. O. (1999). STATUS OF AUTOMATIC CALIBRATION FOR HYDROLOGIC MODELS: COMPARISON WITH MULTILEVEL EXPERT CALIBRATION. *Journal of Hydrologic Engineering*, 4(2), 135–143.
- Gustard, A., Bullock, A., & Dixon, J. M. (1992). *Low flow estimation in the United Kingdom*.
- Guzha, A. C., Rufino, M. C., Okoth, S., Jacobs, S., & Nóbrega, R. L. B. (2018). Impacts of land use and land cover change on surface runoff, discharge and low flows: Evidence from East Africa. In *Journal of Hydrology: Regional Studies* (Vol. 15, pp. 49–67). Elsevier B.V. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2017.11.005>
- GWP. (2011). *Situación de los recursos hídricos en Centroamérica : hacia una gestión integrada*. Programa de Desarrollo de Zonas Fronterizas en América Central de la Unión Europea; Banco Centroamericano de Integración Económica.
- Hansen, J. R., Refsgaard, J. C., Hansen, S., & Ernstsén, V. (2007). Problems with heterogeneity in physically based agricultural catchment models. *Journal of Hydrology*, 342(1–2), 1–16.
<https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2007.04.016>
- Hartemink, A. E. (2002). Soil science in tropical and temperate regions—Some differences and similarities. In *Advances in Agronomy* (Vol. 77, Issue C, pp. 269–292). Academic Press. [https://doi.org/10.1016/S0065-2113\(02\)77016-8](https://doi.org/10.1016/S0065-2113(02)77016-8)
- Hassler, S. K., Zimmermann, B., van Breugel, M., Hall, J. S., & Elsenbeer, H. (2011). Recovery of saturated hydraulic conductivity under secondary succession on former pasture in the humid tropics. *Forest Ecology and Management*, 261(10), 1634–1642. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2010.06.031>
- He, X., Sonnenborg, T. O., Refsgaard, J. C., Vejen, F., & Jensen, K. H. (2013). Evaluation of the value of radar QPE data and rain gauge data for hydrological modeling. *Water Resources Research*, 49(9), 5989–6005.
<https://doi.org/10.1002/wrcr.20471>
- Henriksen, H. J., Trolborg, L., Nyegaard, P., Sonnenborg, T. O., Refsgaard, J. C., & Madsen, B. (2003). Methodology for construction, calibration and validation of a national hydrological model for Denmark. *Journal of Hydrology*, 280(1–4), 52–71. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00186-0](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00186-0)

- Higgs, E. S. (1997). What is Good Ecological Restoration? *Conservation Biology*, 11(2), 338–348.
<https://doi.org/10.1046/j.1523-1739.1997.95311.x>
- Hobbs, R. J. (2007). Setting Effective and Realistic Restoration Goals: Key Directions for Research. *Restoration Ecology*, 15(2), 354–357. [https://doi.org/10.1111/J.1526-100X.2007.00225.X@10.1111/\(ISSN\)1526-100X.2525THANNIVERSARYVI](https://doi.org/10.1111/J.1526-100X.2007.00225.X@10.1111/(ISSN)1526-100X.2525THANNIVERSARYVI)
- Holko, L., Parajka, J., Kostka, Z., Škoda, P., & Blöschl, G. (2011). Flashiness of mountain streams in Slovakia and Austria. *Journal of Hydrology*, 405(3–4), 392–401. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.05.038>
- Hornbeck, J. W., Adams, M. B., Corbett, E. S., Verry, E. S., & Lynch, J. A. (1993). Long-term impacts of forest treatments on water yield: a summary for northeastern USA. *Journal of Hydrology*, 150(2–4), 323–344.
[https://doi.org/10.1016/0022-1694\(93\)90115-P](https://doi.org/10.1016/0022-1694(93)90115-P)
- Hudson, N. (1982). *Conservación del suelo*.
https://books.google.com.br/books?id=u137pQPxYGAC&pg=PA64&lp=PA64&dq=cual+es+la+diferencia+en+la+lluvia+de+zonas+tropicales+y+zpnas+templadas&source=bl&ots=qc7ZN92aRm&sig=ACfU3U2PajT0mVIXVK45yRHZf0wvQo_NMA&hl=es&sa=X&ved=2ahUKEwjT4qD_j4LpAhX7JrkGHUbiDfcQ
- Hundecha, Y., & Bárdossy, A. (2004). Modeling of the effect of land use changes on the runoff generation of a river basin through parameter regionalization of a watershed model. *Journal of Hydrology*, 292(1–4), 281–295.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.01.002>
- Ilstedt, U., Malmer, A., Verbeeten, E., & Murdiyarso, D. (2007). The effect of afforestation on water infiltration in the tropics: A systematic review and meta-analysis. *Forest Ecology and Management*, 251(1–2), 45–51.
<https://doi.org/10.1016/j.foreco.2007.06.014>
- Im, S., Kim, H., Kim, C., & Jang, C. (2009). Assessing the impacts of land use changes on watershed hydrology using MIKE SHE. *Environmental Geology*, 57(1), 231–239. <https://doi.org/10.1007/s00254-008-1303-3>
- Ireson, A. M., & Butler, A. P. (2013). A critical assessment of simple recharge models: application to the UK Chalk. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 2083–2096. <https://doi.org/10.5194/hess-17-2083-2013>
- Jaber, F. H., & Shukla, S. (2012). MIKE SHE: MODEL USE, CALIBRATION, AND VALIDATION. *Transactions of the ASABE*, 55(4), 1479–1489. www.dhigroup.com
- Jaber, F. H., Shukla, S., & Jaber, F. H. (2012). MIKE SHE: MODEL USE, CALIBRATION, AND VALIDATION. *Transactions of the ASABE*, 55(4), 1479–1489. www.dhigroup.com
- Jackson, R. B., Jobbágy, E. G., Avissar, R., Roy, S. B., Barrett, D. J., Cook, C. W., Farley, K. A., Le Maitre, D. C., McCarl, B. A., & Murray, B. C. (2005). Trading water for carbon with biological carbon sequestration. *Science*, 310(5756), 1944–1947. <https://doi.org/10.1126/science.1119282>
- Jayatilaka, C. J., Storm, B., & Mudgway, L. B. (1998). Simulation of water flow on irrigation bay scale with MIKE-SHE. *Journal of Hydrology*, 208(1-2 / 2), 108–130. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00151-6](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00151-6)
- Johnson, R. (1998). The forest cycle and low river flows: A review of UK and international studies. In *Forest Ecology and Management* (Vol. 109, Issues 1–3, pp. 1–7). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S0378-1127\(98\)00231-X](https://doi.org/10.1016/S0378-1127(98)00231-X)
- Jorquera, E., Weber, J. F., & Reyna, S. M. (2012). *Revisión del estado del arte en la modelación hidrológica distribuida e integrada*. <https://www.researchgate.net/publication/266885248>
- Kalantari, Z., Lyon, S. W., Folkesson, L., French, H. K., Stolte, J., Jansson, P. E., & Sassner, M. (2014). Quantifying the hydrological impact of simulated changes in land use on peak discharge in a small catchment. *Science of the Total Environment*, 466–467, 741–754. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.07.047>

- Kalantari, Z., Lyon, S. W., Jansson, P. E., Stolte, J., French, H. K., Folkesson, L., & Sassner, M. (2015). Modeller subjectivity and calibration impacts on hydrological model applications: An event-based comparison for a road-adjacent catchment in south-east Norway. *Science of the Total Environment*, 502, 315–329. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2014.09.030>
- Keilholz, P., Disse, M., & Halik, Ü. (2015). Effects of Land Use and Climate Change on Groundwater and Ecosystems at the Middle Reaches of the Tarim River Using the MIKE SHE Integrated Hydrological Model. *Water*, 7(12), 3040–3056. <https://doi.org/10.3390/w7063040>
- Kim, K. B., Kwon, H. H., & Han, D. (2018). Exploration of warm-up period in conceptual hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 556, 194–210. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.11.015>
- Kirchner, J. W. (2006). Getting the right answers for the right reasons: Linking measurements, analyses, and models to advance the science of hydrology. *Water Resources Research*, 42(3). <https://doi.org/10.1029/2005WR004362>
- Klemeš, V. (1986). Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences Journal*, 31(1), 13–24. <https://doi.org/10.1080/02626668609491024>
- Kling, H., Fuchs, M., & Paulin, M. (2012). Runoff conditions in the upper Danube basin under an ensemble of climate change scenarios. *Journal of Hydrology*, 424–425, 264–277. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.01.011>
- Koch, J., Cornelissen, T., Fang, Z., Bogen, H., Dieckrüger, B., Kollet, S., & Stisen, S. (2016). Inter-comparison of three distributed hydrological models with respect to seasonal variability of soil moisture patterns at a small forested catchment. *Journal of Hydrology*, 533, 234–249. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.12.002>
- Krause, P., Boyle, D. P., & Bäse, F. (2005). Comparison of different efficiency criteria for hydrological model assessment. In *Advances in Geosciences* (Vol. 5).
- Kristensen, K. J., & Jensen, S. E. (1975). MODEL FOR ESTIMATING ACTUAL EVAPOTRANSPIRATION FROM POTENTIAL EVAPOTRANSPIRATION. *Nord Hydrol*, 6(3), 170–188. <https://doi.org/10.2166/nh.1975.0012>
- Kuczera, G. (1987). Prediction of water yield reductions following a bushfire in ash-mixed species eucalypt forest. *Journal of Hydrology*, 94(3–4), 215–236. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(87\)90054-0](https://doi.org/10.1016/0022-1694(87)90054-0)
- Laestadius, L., Buckingham, K., Maginnis, S., & Saint-Laurent, C. (2015). Before Bonn and beyond: The history and future of forest landscape restoration. In *Unasylva* (Vol. 66, Issue 245, pp. 11–18). Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- Laestadius, L., Maginnis, S., Minnemeyer, S., Potapov, P., Saint-Laurent, C., & Sizer, N. (2011). Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación Revista internacional de silvicultura e industrias forestales. *Revista Internacional de Silvicultura e Industrias Forestales*, 62(2), 47–48. www.youtube.com/
- Lal, R. (1993). Challenges in agriculture and forest hydrology in the humid tropics. *Hydrology and Water Management in the Humid Tropics*, 395–404. <https://doi.org/10.1017/cbo9780511564468.021>
- Lamontagna, J. R., Barber, C. A., & Vogel, R. M. (2020). Improved Estimators of Model Performance Efficiency for Skewed Hydrologic Data. *Water Resources Research*, 56(9). <https://doi.org/10.1029/2020WR027101>
- Lara, A., Echeverría, C., Thiers, O., Huss, E., Escobar, B., Tripp, K., & Altamirano, A. (2008). Restauración ecológica de coníferas longevas: el caso del alerce (*Fitzroya cupressoides*) en el sur de Chile. *Restauración de Bosques En América Latina*, 40–55.

- Li, H. Y., Liu, D., Gao, M., Leung, L. R., Bloeschl, G., & Lin, H. (2018). Representing the macropore flow processes in a watershed hydrological model and evaluating the effect of macropore flow on the flood peaks. *AGUFM*, H11U-1736. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2018AGUFM.H11U1736L/abstract>
- Liang, W., Bai, D., Wang, F., Fu, B., Yan, J., Wang, S., Yang, Y., Long, D., & Feng, M. (2015). Quantifying the impacts of climate change and ecological restoration on streamflow changes based on a Budyko hydrological model in China's Loess Plateau. *Agupublications*, 51(8), 6500–6519. <https://doi.org/10.1002/2014WR016589>
- Licata, J. A., Gyenge, J. E., Fernández, M. E., Schlichter, T. M., & Bond, B. J. (2008). Increased water use by ponderosa pine plantations in northwestern Patagonia, Argentina compared with native forest vegetation. *Forest Ecology and Management*, 255(3–4), 753–764. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2007.09.061>
- Lima, L. de. (2011). *Implementação de um modelo hidrológico distribuído na plataforma de modelagem Dinamica EGO*.
- Lima, W. (2008). *HIDROLOGIA FLORESTAL APLICADA AO MANEJO DE BACIAS HIDROGRÁFICAS* (2da ed.).
- Liu, J., Luo, M., Liu, T., Bao, A., De Maeyer, P., Feng, X., Chen, X., Liu, J., Luo, M., Liu, T., Bao, A., De Maeyer, P., Feng, X., & Chen, X. (2017). Local Climate Change and the Impacts on Hydrological Processes in an Arid Alpine Catchment in Karakoram. *Water*, 9(5), 344. <https://doi.org/10.3390/w9050344>
- Livesley, S. J., Baudinette, B., & Glover, D. (2014). Rainfall interception and stem flow by eucalypt street trees - The impacts of canopy density and bark type. *Urban Forestry and Urban Greening*, 13(1), 192–197. <https://doi.org/10.1016/j.ufug.2013.09.001>
- Loliyana, V. D., & Patel, P. L. (2018). Performance evaluation and parameters sensitivity of a distributed hydrological model for a semi-arid catchment in India. *Journal of Earth System Science*, 127, 117. <https://doi.org/10.1007/s12040-018-1021-5>
- Loliyana, V. D., & Patel, P. L. (2019). Evaluation of soil moisture prediction for Gopalkheda sub-catchment, India. *ISH Journal of Hydraulic Engineering*, 1–10. <https://doi.org/10.1080/09715010.2019.1574617>
- López-Ramírez, S. M., Sáenz, L., Mayer, A., Muñoz-Villers, L. E., Asbjornsen, H., Berry, Z. C., Looker, N., Manson, R., & Gómez-Aguilar, L. R. (2020). Land use change effects on catchment streamflow response in a humid tropical montane cloud forest region, central Veracruz, Mexico. *Hydrological Processes*, 34(16), 3555–3570. <https://doi.org/10.1002/hyp.13800>
- Lozano-Baez, S. E., Cooper, M., Ferraz, S. F. B., Rodrigues, R. R., Pirastru, M., & Prima, S. Di. (2018). Previous Land Use Affects the Recovery of Soil Hydraulic Properties after Forest Restoration. *Water*, 10(4), 453. <https://doi.org/10.3390/w10040453>
- Luchetti, J., Olivera, P. F., & Rodríguez, L. L. (2016). *Brasil: la deforestación de la Selva Amazónica y la producción sojera* (p. 17). <http://ecologia10a.blogspot.com.ar/p/concepto.html>.
- Luiz, J., Torres, R., Fabian, A. J., & Pereira, M. G. (2011). ALTERAÇÕES DOS ATRIBUTOS FÍSICOS DE UM LATOSSOLO VERMELHO SUBMETIDO A DIFERENTES SISTEMAS DE MANEJO 1 Physical attribute alterations of an Oxisol under different tillage systems 1. *Ciencia Agronomica*, 35(3), 437–445.
- Ma, L., He, C., & Bian, H. (2016). MIKE SHE modeling of ecohydrological processes: Merits, applications, and challenges. *Ecological Engineering*, 96, 137–149. <https://doi.org/10.1016/J.ECOLENG.2016.01.008>
- Madsen, H. (2003). Parameter estimation in distributed hydrological catchment modelling using automatic calibration with multiple objectives. *Advances in Water Resources*, 26(2), 205–216. [https://doi.org/10.1016/S0309-1708\(02\)00092-1](https://doi.org/10.1016/S0309-1708(02)00092-1)

- Maglianesi, M. A. (2010). El uso de especies vegetales exóticas como una estrategia de restauración ecológica | Biocenosis. *Biocenosis*, 23(2), 26–31. <https://revistas.uned.ac.cr/index.php/biocenosis/article/view/1241>
- Malone, R. W., Yagow, G., Baffaut, C., Gitau, M. W., Qi, Z., Amatya, D. M., Parajuli, P. B., Bonta, J. V., Green, T. R., Gitau, M. W., Member, A., Professor, A., Chair, P., Qi, Z., Professor, A., Amatya, D. M., Parajuli, P. B., & Malone, R. (2015). PARAMETERIZATION GUIDELINES AND CONSIDERATIONS FOR HYDROLOGIC MODELS. *American Society of Agricultural and Biological Engineers*, 58(6), 1681–1703. <https://doi.org/10.13031/trans.58.10709>
- Marhaento, H., Booij, M. J., Hoekstra, A. Y., & Piniewski, M. (2018). *Hydrological response to future land-use change and climate change in a tropical catchment*. <https://doi.org/10.1080/02626667.2018.1511054>
- Marris, E. (2005). The forgotten ecosystem. In *Nature* (Vol. 437, Issue 7061, pp. 944–945). Nature Publishing Group. <https://doi.org/10.1038/437944a>
- McGuinness, J. L., & Harrold, L. L. (1971). Reforestation Influences on Small Watershed Streamflow. *Water Resources Research*, 7(4), 845–852. <https://doi.org/10.1029/WR007i004p00845>
- McMichael, C. E., Hope, A. S., & Loaiciga, H. A. (2006). Distributed hydrological modelling in California semi-arid shrublands: MIKE SHE model calibration and uncertainty estimation. *Journal of Hydrology*, 317(3–4), 307–324. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.05.023>
- MEA. (2005). *ECOSYSTEMS AND HUMAN WELL-BEING*.
- Minasny, B., & Hartemink, A. E. (2011). Predicting soil properties in the tropics. In *Earth-Science Reviews* (Vol. 106, Issues 1–2, pp. 52–62). <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.01.005>
- Minet, J., Laloy, E., Lambot, S., & Vanclooster, M. (2011). Hydrology and Earth System Sciences Effect of high-resolution spatial soil moisture variability on simulated runoff response using a distributed hydrologic model. *Hydrol. Earth Syst. Sci*, 15, 1323–1338. <https://doi.org/10.5194/hess-15-1323-2011>
- Mingoti, R. (2012). *Efeitos da espacialização da cobertura florestal e da profundidade dos solos na produção de água de uma bacia hidrográfica Piracicaba 2012*. 1–170.
- Mishra, A. K., & Coulibaly, P. (2009). Developments in hydrometric network design: A review. In *Reviews of Geophysics* (Vol. 47, Issue 2). John Wiley & Sons, Ltd. <https://doi.org/10.1029/2007RG000243>
- Moriasi, D. N., Gitau, M. W., Pai, N., & Daggupati, P. (2015). Hydrologic and Water Quality Models: Performance Measures and Evaluation Criteria. *Transactions of the ASABE*, 58(6), 1763–1785. <https://doi.org/10.13031/trans.58.10715>
- Muleta, M. K., & Nicklow, J. W. (2005). Sensitivity and uncertainty analysis coupled with automatic calibration for a distributed watershed model. *Journal of Hydrology*, 306(1–4), 127–145. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.09.005>
- Murcia, C., & Guariguata, M. (2014). La restauración ecológica en Colombia: Tendencias, necesidades y oportunidades. In *CIFOR*.
- Muthuwatta, L. P., Booij, M. J., Rientjes, T. H. M., Bos, M. G., Gieske, A. S. M., & Ahmad, & M.-U.-D. (2009). *Calibration of a semi-distributed hydrological model using discharge and remote sensing data*.
- Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models. part IA discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3), 282–290.

- Neary, D. (2011). Impactos of Wildfire Severity on Hydraulic Conductivity in Forest, Woodland, and Grassland Soils. In *Hydraulic Conductivity: Issues, Determination and Applications* (pp. 123–140).
<https://books.google.com.br/books?hl=pt-PT&lr=&id=xuqPDwAAQBAJ&oi=fnd&pg=PA123&dq=leaf+litter+forest+hydraulic+conductivity+&ots=9ajKTV8FVy&sig=1GPK4jnDLWDT00WDAW9rj2kzPzo#v=onepage&q=leaf+litter+forest+hydraulic+conductivity&f=false>
- Nobre, A. D., Cuartas, L. A., Hodnett, M., Rennó, C. D., Rodrigues, G., Silveira, A., Waterloo, M., & Saleska, S. (2011). Height Above the Nearest Drainage - a hydrologically relevant new terrain model. *Journal of Hydrology*, 404(1–2), 13–29. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.03.051>
- Ovando, P., & Speich, M. (2020). Optimal harvesting decision paths when timber and water have an economic value in uneven forests. *Forests*, 11(9), 903. <https://doi.org/10.3390/F11090903>
- Pascale, S., Lucarini, V., Feng, X., Amilcare, P., Shabeh, P., & Hasson, U. (2015). Analysis of rainfall seasonality from observations and climate models. *Climate Dynamics*, 44, 3281–3301. <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2278-2>
- Peña-Arancibia, J. L., Bruijnzeel, L. A., Mulligan, M., & van Dijk, A. I. J. M. (2019). Forests as ‘sponges’ and ‘pumps’: Assessing the impact of deforestation on dry-season flows across the tropics. *Journal of Hydrology*, 574, 946–963. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.04.064>
- Perring, M. P., Erickson, T. E., & Brancalion, P. H. S. (2018). Rocketing restoration: enabling the upscaling of ecological restoration in the Anthropocene. *Restoration Ecology*, 26(6), 1017–1023. <https://doi.org/10.1111/rec.12871>
- Pfannerstill, M., Guse, B., & Fohrer, N. (2014). Smart low flow signature metrics for an improved overall performance evaluation of hydrological models. *Journal of Hydrology*, 510, 447–458. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.12.044>
- Phillips, F. M., & Wilson, J. L. (1989). An approach to estimating hydraulic conductivity spatial correlation scales using geological characteristics. *Water Resources Research*, 25(1), 141–143. <https://doi.org/10.1029/WR025i001p00141>
- Phillips, R. J., Waldrop, T. A., Brose, P. H., & Wang, G. G. (2012). *Restoring Fire-Adapted Forests in Eastern North America for Biodiversity Conservation and Hazardous Fuels Reduction* (pp. 187–219). https://doi.org/10.1007/978-94-007-5338-9_9
- Price, K. (2011). Effects of watershed topography, soils, land use, and climate on baseflow hydrology in humid regions: A review. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 35(4), 465–492. <https://doi.org/10.1177/0309133311402714>
- Prucha, B., Graham, D., Watson, M., Avenant, M., Esterhuysen, S., Joubert, A., Kemp, M., King, J., Le Roux, P., Redelinghuys, N., Rossouw, L., Rowntree, K., Seaman, M., Sokolic, F., Van Rensburg, L., Van Der Waal, B., Van Tol, J., & Vos, T. (2016). MIKE-SHE integrated groundwater and surface water model used to simulate scenario hydrology for input to DRIFT-ARID: The Mokolo River case study. *Water SA*, 42(3), 384–398. <https://doi.org/10.4314/wsa.v42i3.03>
- Pushpalatha, R., Perrin, C., Le Moine, N., Mathevet, T., & Andréassian, V. (2011). A downward structural sensitivity analysis of hydrological models to improve low-flow simulation. *Journal of Hydrology*, 411(1–2), 66–76. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.09.034>

- Pushpalatha, R., Perrin, C., Moine, N. Le, & Andréassian, V. (2012). A review of efficiency criteria suitable for evaluating low-flow simulations. *Journal of Hydrology*, 420–421, 171–182.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.055>
- Qiao, K., Zhu, W., & Xie, Z. (2020). Application conditions and impact factors for various vegetation indices in constructing the LAI seasonal trajectory over different vegetation types. *Ecological Indicators*, 112.
<https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2020.106153>
- Rahim, B. E. A., Yusoff, I., Jafri, A. M., Othman, Z., & Abdul Ghani, A. (2012). Application of MIKE SHE modelling system to set up a detailed water balance computation. *Water and Environment Journal*, 26(4), 490–503.
<https://doi.org/10.1111/j.1747-6593.2012.00309.x>
- Rallison, R. E., & Miller, N. (1982). Past, present, and future SCS runoff procedure. *Rainfall-Runoff Relationship / Proceedings, International Symposium on Rainfall-Runoff Modeling Held May 18-21, 1981 at Mississippi State University, Mississippi State, Mississippi, U.S.A. / Edited by V.P. Singh*. <https://agris.fao.org/agris-search/search.do?recordID=US201302614809>
- Refsgaard. (1997). Parameterisation, calibration and validation of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology*, 198(1–4), 69–97. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03329-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03329-X)
- Refsgaard, J.C. (2007). *Hydrological Modelling and River Basin Management, Doctoral Thesis, Appendices 233 pp.* (Issue January 2007).
- Refsgaard, J., & Storm, B. (1995). *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications.
- Refsgaard, Jens Christian, & Knudsen, J. (1996). Operational Validation and Intercomparison of Different Types of Hydrological Models. *Water Resources Research*, 32(7), 2189–2202. <https://doi.org/10.1029/96WR00896>
- Refsgaard, Jens, Storm, B., & Clausen, T. (2010). Système Hydrologique Européen (SHE): review and perspectives after 30 years development in distributed physically-based hydrological modelling. *Hydrology Research*, 41(5), 355–377. <https://doi.org/10.2166/nh.2010.009>
- Refsgaard, & Storm, B. (1990). *Construction, Calibration And Validation of Hydrological Models* (pp. 41–54). Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-009-0257-2_3
- Rey Benayas, J. M., Newton, A. C., Diaz, A., & Bullock, J. M. (2009). Enhancement of biodiversity and ecosystem services by ecological restoration: A meta-analysis. *Science*, 325(5944), 1121–1124.
<https://doi.org/10.1126/science.1172460>
- Ritter, A., & Muñoz-Carpena, R. (2013). Performance evaluation of hydrological models: Statistical significance for reducing subjectivity in goodness-of-fit assessments. *Journal of Hydrology*, 480, 33–45.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.12.004>
- Roa-García, M. C., Brown, S., Schreier, H., & Lavkulich, L. M. (2011). The role of land use and soils in regulating water flow in small headwater catchments of the Andes. *Water Resources Research*, 47(5).
<https://doi.org/10.1029/2010WR009582>
- Roberts, J. (1983). Forest transpiration: A conservative hydrological process? *Journal of Hydrology*, 66(1–4), 133–141.
[https://doi.org/10.1016/0022-1694\(83\)90181-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(83)90181-6)
- Robles, M. D., Marshall, R. M., Donnell, O., Smith, F. B., & Haney, E. B. (2014). Effects of Climate Variability and Accelerated Forest Thinning on Watershed-Scale Runoff in Southwestern USA Ponderosa Pine Forests. *PLOS ONE*, 9(10), 111092. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0111092>
- Sahagian, D. (2000). Global physical effects of anthropogenic hydrological alterations: Sea level and water redistribution. *Global and Planetary Change*, 25(1–2), 39–48. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(00\)00020-5](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(00)00020-5)

- Sahoo, G. B., Ray, C., & De Carlo, E. H. (2006). Calibration and validation of a physically distributed hydrological model, MIKE SHE, to predict streamflow at high frequency in a flashy mountainous Hawaii stream. *Journal of Hydrology*, 327(1–2), 94–109. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.11.012>
- San Martín, B. (2016). *Deforestación de la mata atlántica en el litoral de Paraíba (Brasil): Cambios ambientales y riesgos geomorfológicos asociados: voceros*.
- Sandu, M.-A., & Virsta, A. (2015). Applicability of MIKE SHE to Simulate Hydrology in Argesel River Catchment. *Agriculture and Agricultural Science Procedia*, 6, 517–524. <https://doi.org/10.1016/J.AASPRO.2015.08.135>
- Sano, E. E., Rosa, R., Scaramuzza, C. A. de M., Adami, M., Bolfe, E. L., Coutinho, A. C., Esquerdo, J. C. D. M., Maurano, L. E. P., Narvaes, I. da S., Filho, F. J. B. de O., da Silva, E. B., Victoria, D. de C., Ferreira, L. G., Brito, J. L. S., Bayma, A. P., de Oliveira, G. H., & Bayma-Silva, G. (2019). Land use dynamics in the Brazilian Cerrado in the period from 2002 to 2013. *Pesquisa Agropecuaria Brasileira*, 54. <https://doi.org/10.1590/S1678-3921.pab2019.v54.00138>
- Santhi, C., Arnold, J. G., Williams, J. R., Dugas, W. A., Srinivasan, R., & Hauck, L. M. (2001). Validation of the SWAT model on a large river basin with point and nonpoint sources. *Journal of the American Water Resources Association*, 37(5), 1169–1188. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2001.tb03630.x>
- Santos, G. R., Otto, M. S. G., Passos, J. R. de S., Onofre, F. F., Rodrigues, V. A., de Paula, F. R., & Ferraz, S. F. de B. (2019). Changes in decomposition rate and litterfall in riparian zones with different basal area of exotic Eucalyptus in south-eastern Brazil. *Southern Forests*, 81(4), 285–295. <https://doi.org/10.2989/20702620.2019.1633503>
- Sartori, A., Neto, F. L., & Maia Genovez, A. (2005). *Classificação Hidrológica de Solos Brasileiros para a Estimativa da Chuva Excedente com o Método do Serviço de Conservação do Solo dos Estados Unidos Parte 1: Classificação* (Vol. 10). https://abrh.s3.sa-east-1.amazonaws.com/Sumarios/26/6c2ebe52f7043b800f2879be8e09bd55_624e887e937b744607e1fe0d08b69e6d.pdf
- Sartori, M. S., Poggiani, F., & Engel, V. lex. (2002). Regeneração da vegetação arbórea nativa no sub-bosque de um povoamento de Eucalyptus saligna Smith. Localizado no Estado de São Paulo. *Scientia Forestalis*, 62, 86–103.
- SCDB. (2011). *La Diversidad Biológica Forestal. El Tesoro Viviente De La Tierra*.
- Schoenholtz, S. H., Miegroet, H. Van, & Burger, J. A. (2000). A review of chemical and physical properties as indicators of forest soil quality: Challenges and opportunities. In *Forest Ecology and Management* (Vol. 138, Issues 1–3, pp. 335–356). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S0378-1127\(00\)00423-0](https://doi.org/10.1016/S0378-1127(00)00423-0)
- Scott, D. F. (2005). On the hydrology of industrial timber plantations. *Hydrological Processes*, 19(20), 4203–4206. <https://doi.org/10.1002/hyp.6104>
- Seabrook, L., Mcalpine, C. A., & Bowen, M. E. (2011). Restore, repair or reinvent: Options for sustainable landscapes in a changing climate. *Landscape and Urban Planning*, 100(4), 407–410. <https://doi.org/10.1016/j.landurbplan.2011.02.015>
- Sekulić, G., Ivković, M., & Ćipranić, I. (2017). Modeliranje hidroloških procesa u slivnom području skadarskog jezera. *Tehnicki Vjesnik*, 24(2), 427–434. <https://doi.org/10.17559/TV-20151120230958>
- SER. (2004). *The SER international primer on ecological restoration*.
- Sharma, K. P., Vorosmarty, C. J., & Moore, B. (2000). Sensitivity of the himalayan hydrology to land-use and climatic changes. *Climatic Change*, 47(1–2), 117–139. <https://doi.org/10.1023/A:1005668724203>

- Shi, T.-T., Guan, D.-X., Wu, J.-B., Wang, A.-Z., Jin, C.-J., & Han, S.-J. (2008). Comparison of methods for estimating evapotranspiration rate of dry forest canopy: Eddy covariance, Bowen ratio energy balance, and Penman-Monteith equation. *Journal of Geophysical Research*, 113(D19), D19116. <https://doi.org/10.1029/2008JD010174>
- Shrestha, R., & Houser, P. (2010). A heterogeneous land surface model initialization study. *Journal of Geophysical Research*, 115(D19), D19111. <https://doi.org/10.1029/2009JD013252>
- Silva, J. C. H. L., Pessôa, A. C. M., Carvalho, N. S., Reis, J. B. C., Anderson, L. O., & Aragão, L. E. O. C. (2021). The Brazilian Amazon deforestation rate in 2020 is the greatest of the decade. *Nature Ecology & Evolution*, 5, 144–145. <https://doi.org/10.1038/s41559-020-01368-x>
- Singh, C. R., Thompson, J. R., French, J. R., Kingston, D. G., & Mackay, A. W. (2010). The impact of prescribed global warming on runoff from headwater catchments of the Irrawaddy River and their implications for the water level regime of Loktak Lake, northeast India. *Hydrol. Earth Syst. Sci*, 14, 1745–1765. <https://doi.org/10.5194/hess-14-1745-2010>
- Singh, V., & Frevert, D. (2005). *Watershed models*. [https://books.google.es/books?hl=es&lr=&id=mn8Foj3rAwQC&oi=fnd&pg=PP1&dq=SINGH,+V.+P.%3B+FREVERT,+D.+K.+\(ed.\).+Flexile+integrated+waterseh+modeling+with+MIKE+SHE.+In:+Watershed+models.+CRC+Press,+2005.&ots=oaTNKXEFsE&sig=Ngxey4xC-OxvmsXQRvW95WgyWj8](https://books.google.es/books?hl=es&lr=&id=mn8Foj3rAwQC&oi=fnd&pg=PP1&dq=SINGH,+V.+P.%3B+FREVERT,+D.+K.+(ed.).+Flexile+integrated+waterseh+modeling+with+MIKE+SHE.+In:+Watershed+models.+CRC+Press,+2005.&ots=oaTNKXEFsE&sig=Ngxey4xC-OxvmsXQRvW95WgyWj8)
- Smakhtin, V. U. (2001). Low flow hydrology: A review. *Journal of Hydrology*, 240(3–4), 147–186. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00340-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00340-1)
- Smith, M. B., Seo, D. J., Koren, V. I., Reed, S. M., Zhang, Z., Duan, Q., Moreda, F., & Cong, S. (2004). The distributed model intercomparison project (DMIP): Motivation and experiment design. *Journal of Hydrology*, 298(1–4), 4–26. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.03.040>
- Sonnenborg, T. O., Christiansen, J. R., Pang, B., Bruge, A., Stisen, S., & Gundersen, P. (2017). Analyzing the hydrological impact of afforestation and tree species in two catchments with contrasting soil properties using the spatially distributed model MIKE SHE SWET. *Agricultural and Forest Meteorology*, 239, 118–133. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2017.03.001>
- Sorooshian, S., Gupta, V. K., & Fulton, J. L. (1983). Evaluation of Maximum Likelihood Parameter estimation techniques for conceptual rainfall-runoff models: Influence of calibration data variability and length on model credibility. *Water Resources Research*, 19(1), 251–259. <https://doi.org/10.1029/WR019i001p00251>
- Souza, Z. M. de, & Alves, M. C. (2003). Movimento de água e resistência à penetração em um Latossolo Vermelho distrófico de cerrado, sob diferentes usos e manejos. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 7(1), 18–23. <https://doi.org/10.1590/s1415-43662003000100004>
- Stanturf, J. A., Palik, B. J., Williams, M. I., Dumroese, R. K., & Madsen, P. (2014). Forest Restoration Paradigms. *Journal of Sustainable Forestry*, 33(sup1), S161–S194. <https://doi.org/10.1080/10549811.2014.884004>
- Stewart, B. (2014). *Measuring what we manage-the importance of hydrological data to water resources management* (Vol. 366). IAHS Publ.
- Stone, E. L., & Kalisz, P. J. (1991). On the maximum extent of tree roots. *Forest Ecology and Management*, 46(1–2), 59–102. [https://doi.org/10.1016/0378-1127\(91\)90245-Q](https://doi.org/10.1016/0378-1127(91)90245-Q)
- Sultana, Z., & Coulibaly, P. (2011). Distributed modelling of future changes in hydrological processes of Spencer Creek watershed. *Hydrological Processes*, 25(8), 1254–1270. <https://doi.org/10.1002/hyp.7891>

- Sun, G., Caldwell, P. V., & McNulty, S. G. (2015). Modelling the potential role of forest thinning in maintaining water supplies under a changing climate across the conterminous United States. *Hydrological Processes*, 29(24), 5016–5030. <https://doi.org/10.1002/hyp.10469>
- Sun, G., Lu, J., McNulty, S. G., Vose, J. M., & Amayta, D. M. (2006). *USING THE HYDROLOGIC MODEL MIKE SHE TO ASSESS DISTURBANCE IMPACTS ON WATERSHED PROCESSES AND RESPONSES ACROSS THE SOUTHEASTERN U.S.*
- Tacheci, P., Zlábeck, P., & Kaplická, M. (2011). Analysis of parameters for distributed modelling of a hydrological regime in subcatchments of the Kopaninský Tok experimental catchment. *Die Bodenkultur*, 62, 123–127.
- Tadeu, L. (2007). *Impacto da irrigação na bacia hidrográfica do ribeirão dos Marin*. Universidade de São Paulo.
- Tallaksen, L. M. (1995). A review of baseflow recession analysis. *Journal of Hydrology*, 165(1–4), 349–370. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)02540-R](https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)02540-R)
- Tetzlaff, D., McDonnell, J. J., Uhlenbrook, S., McGuire, K. J., Bogaart, P. W., Naef, F., Baird, A. J., Dunn, S. M., & Soulsby, C. (2008). Conceptualizing catchment processes: simply too complex? *Process*, 22, 1727–1730. <https://doi.org/10.1002/hyp.7069>
- Tetzlaff, Doerthe, Carey, S. K., McNamara, J. P., Laudon, H., & Soulsby, C. (2017). The essential value of long-term experimental data for hydrology and water management. *Water Resources Research*, 53(4), 2598–2604. [https://doi.org/10.1002/2017WR020838@10.1002/\(ISSN\)1944-7973.HYDROSCISOC1](https://doi.org/10.1002/2017WR020838@10.1002/(ISSN)1944-7973.HYDROSCISOC1)
- Thanapakpawin, P., Richey, J., Thomas, D., Rodda, S., Campbell, B., & Logsdon, M. (2007). Effects of landuse change on the hydrologic regime of the Mae Chaem river basin, NW Thailand. *Journal of Hydrology*, 334(1–2), 215–230. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.10.012>
- Thirel, G., Andréassian, V., Perrin, C., Audouy, J., Berthet, L., Edwards, P., Folton, N., Furusho, C., Kuentz, A., Lerat, J., Lindström, G., Martin, E., Mathevet, T., Merz, R., Parajka, J., Ruelland, D., & Vaze, J. (2015). Hydrology under change: an evaluation protocol to investigate how hydrological models deal with changing catchments. *Hydrological Sciences Journal*, 60, 1184–1199. <https://doi.org/10.1080/02626667.2014.967248>
- Thompson, J.R., Sørensen, H. R., Gavin, H., & Refsgaard, A. (2004). Application of the coupled MIKE SHE/MIKE 11 modelling system to a lowland wet grassland in southeast England. *Journal of Hydrology*, 293(1–4), 151–179. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2004.01.017>
- Thompson, Julian R, Iravani, H., Clilverd, H. M., Sayer, C. D., Heppell, C. M., & Axmacher, J. C. (2017). Simulation of the hydrological impacts of climate change on a restored floodplain. *Hydrological Sciences Journal*, 62, 2482–2510. <https://doi.org/10.1080/02626667.2017.1390316>
- Thorpe, A. S., & Stanley, A. G. (2011). Determining appropriate goals for restoration of imperilled communities and species. *Journal of Applied Ecology*, 48(2), 275–279. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2664.2011.01972.x>
- Toohey, R. C., Boll, J., Brooks, E. S., & Jones, J. R. (2018). Effects of land use on soil properties and hydrological processes at the point, plot, and catchment scale in volcanic soils near Turrialba, Costa Rica. *Geoderma*, 315, 138–148. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.11.044>
- Tsiko, C. T., Makurira, H., Gerrits, A. M. J., & Savenije, H. H. G. (2012). Measuring forest floor and canopy interception in a savannah ecosystem. *Physics and Chemistry of the Earth*, 47–48, 122–127. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2011.06.009>
- Tucci, C. (2005). *Modelos hidrológicos*. <http://www.sidalc.net/cgi-bin/wxis.exe/?IsisScript=uninat.xis&method=post&formato=2&cantidad=1&expresion=mfn=003303>

- Tuppad, P., Douglas-Mankin, K. R., Lee, T., Srinivasan, R., & Arnold, J. G. (2011). Soil and water assessment tool (swat) hydrologic/water quality model: Extended capability and wider adoption. *Transactions of the ASABE*, 54(5), 1677–1684. <https://doi.org/10.13031/2013.39856>
- Van Breugel, M., Martínez-Ramos, M., & Bongers, F. (2006). Community dynamics during early secondary succession in Mexican tropical rain forests. *Journal of Tropical Ecology*, 22(6), 663–674. <https://doi.org/10.1017/S0266467406003452>
- Van Dijk, A. I. J. M., & Keenan, R. J. (2007). Planted forests and water in perspective. *Forest Ecology and Management*, 251(1–2), 1–9. <https://doi.org/10.1016/J.FORECO.2007.06.010>
- Vargas, R., Allen, M. F., & Allen, E. B. (2008). Biomass and carbon accumulation in a fire chronosequence of a seasonally dry tropical forest. *Global Change Biology*, 14(1), 109–124. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2007.01462.x>
- Vazquez, K. (2019). *Hidrologia de microbacias em função da dinâmica da cobertura florestal*. Universidade de São Paulo.
- Vázquez, R. F., Beven, K., Feyen, J., Beven, K., & Feyen, J. (2009). GLUE Based Assessment on the Overall Predictions of a MIKE SHE Application. *Water Resour Manage*, 23, 1325–1349. <https://doi.org/10.1007/s11269-008-9329-6>
- Vázquez, R. F., & Feyen, J. (2003). Effect of potential evapotranspiration estimates on effective parameters and performance of the MIKE SHE-code applied to a medium-size catchment. *Journal of Hydrology*, 270(3–4), 309–327. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(02\)00308-6](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00308-6)
- Vázquez, R. F., Feyen, J., & Berlamont, J. (2004). Análisis de sensibilidad con MIKE SHE variando topografía y ET. *Ingeniería Del Agua*, 11(3), 315. <https://doi.org/10.4995/ia.2004.2540>
- Vázquez, R. F., Feyen, L., Feyen, J., & Refsgaard, J. C. (2002). Effect of grid size on effective parameters and model performance of the MIKE-SHE code. *Hydrological Processes*, 16(2), 355–372. <https://doi.org/10.1002/hyp.334>
- Verma, M., Murthy, S., Verma, S., & Mishra, S. (2017). Design flow duration curves for environmental flows estimation in Damodar River Basin, India. *Applied Water Science*, 7, 1283–1293. <https://doi.org/10.1007/s13201-016-0486-0>
- Vertessy, R. A., Watson, F. G. R., & O'Sullivan, S. K. (2001). Factors determining relations between stand age and catchment water balance in mountain ash forests. *Forest Ecology and Management*, 143(1–3), 13–26. [https://doi.org/10.1016/S0378-1127\(00\)00501-6](https://doi.org/10.1016/S0378-1127(00)00501-6)
- Voeckler, H. M., Allen, D. M., & Alila, Y. (2014). Modeling coupled surface water - Groundwater processes in a small mountainous headwater catchment. *Journal of Hydrology*, 517, 1089–1106. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.06.015>
- Vose, J. M., Sun, G., Ford, C. R., Bredemeier, M., Otsuki, K., Wei, X., Zhang, Z., & Zhang, L. (2011). Forest ecohydrological research in the 21st century: What are the critical needs? *Ecohydrology*, 4(2), 146–158. <https://doi.org/10.1002/eco.193>
- Vrugt, J. A., ter Braak, C. J. F., Clark, M. P., Hyman, J. M., & Robinson, B. A. (2008). Treatment of input uncertainty in hydrologic modeling: Doing hydrology backward with Markov chain Monte Carlo simulation. *Water Resources Research*, 44(12). <https://doi.org/10.1029/2007WR006720>
- Wang, C., Zhao, C. Y., Xu, Z. L., Wang, Y., & Peng, H. H. (2013). Effect of vegetation on soil water retention and storage in a semi-arid alpine forest catchment. *Journal of Arid Land*, 5(2), 207–219. <https://doi.org/10.1007/s40333-013-0151-5>

- Wang, L., Good, S. P., & Caylor, K. K. (2014). Global synthesis of vegetation control on evapotranspiration partitioning. *Geophysical Research Letters*, 41(19), 6753–6757. <https://doi.org/10.1002/2014GL061439>
- Wang, S., Zhang, Z., Sun, G., Strauss, P., Guo, J., Tang, Y., & Yao, A. (2012). Hydrology and Earth System Sciences Multi-site calibration, validation, and sensitivity analysis of the MIKE SHE Model for a large watershed in northern China. *Hydrology Earth System Sciences*, 16, 4621–4632. <https://doi.org/10.5194/hess-16-4621-2012>
- Waseem, M., Kachholz, F., Klehr, W., & Tränckner, J. (2020). Suitability of a Coupled Hydrologic and Hydraulic Model to Simulate Surface Water and Groundwater Hydrology in a Typical North-Eastern Germany Lowland Catchment. *Applied Sciences*, 10(4), 1281. <https://doi.org/10.3390/app10041281>
- Waterloo, M. J. (1994). *Water and nutrient dynamics of Pinus caribaea plantation forest on former grassland soils in southwest*. Universiteit Amsterdam.
- Wei, X., Sun, G., Liu, S., Jiang, H., Zhou, G., & Dai, L. (2008). The Forest-Streamflow Relationship in China: A 40-Year Retrospect. *Journal of the American Water Resources Association*, 44(5), 1076–1085. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2008.00237.x>
- Weisse, M., & Goldman, E. (2018). 2017 Was the Second-Worst Year on Record for Tropical Tree Cover Loss . World Resources Institute. <https://www.wri.org/blog/2018/06/2017-was-second-worst-year-record-tropical-tree-cover-loss>
- Wijesekara, G. N., Gupta, A., Valeo, C., Hasbani, J.-G., Qiao, Y., Delaney, P., & Marceau, D. J. (2012). Assessing the impact of future land-use changes on hydrological processes in the Elbow River watershed in southern Alberta, Canada. *Journal of Hydrology*, 412–413, 220–232. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.04.018>
- Wohl, E., Barros, A., Brunzell, N., Chappell, N. A., Coe, M., Giambelluca, T., Goldsmith, S., Harmon, R., Hendrickx, J. M. H., Juvik, J., McDonnell, J., & Ogden, F. (2012). The hydrology of the humid tropics The dynamic environment of the humid tropics. *Nature Publishing Group*. <https://doi.org/10.1038/NCLIMATE1556>
- Wortley, L., Hero, J., & Howes, M. (2013). Evaluating Ecological Restoration Success: A Review of the Literature. *Restoration Ecology*, 21(5), 537–543. [https://doi.org/10.1111/REC.12028@10.1111/\(ISSN\)1526-100X.2525THANNIVERSARYVI](https://doi.org/10.1111/REC.12028@10.1111/(ISSN)1526-100X.2525THANNIVERSARYVI)
- Xavier, A. C., & Vettorazzi, C. A. (2003). Índice de área foliar de coberturas do solo em uma microbacia hidrográfica subtropical. *Scientia Agricola*, 60(3), 425–431. <https://doi.org/10.1590/S0103-90162003000300002>
- Xevi, E., Christiaens, K., Espino, A., Sewnandan, W., Mallants, D., Sørensen, H., & Feyen, J. (1997). Calibration, Validation and Sensitivity Analysis of the MIKE-SHE Model Using the Neuenkirchen Catchment as Case Study. *Water Resources Management*, 11(3), 219–242. <https://doi.org/10.1023/A:1007977521604>
- Xu-Dong, H., Zhi-Hua, S., Nu-Fang, F., & Xuan, L. (2016). Influences of Land Use Change on Baseflow in Mountainous Watersheds. *Forests*, 7(12), 16. <https://doi.org/10.3390/f7010016>
- Xu, J., & Niu, G. (2000). Effect of hydraulic engineering works on river flow and sediment load in the middle Yellow River Basin. *Publishing House for Yellow River Water Conservancy*, 296.
- Yilmaz, K. K., Gupta, H. V., & Wagener, T. (2008). A process-based diagnostic approach to model evaluation: Application to the NWS distributed hydrologic model. *Water Resources Research*, 44(9). <https://doi.org/10.1029/2007WR006716>
- Yuan, Y., Khare, Y., Wang, X., Parajuli, P. B., Kisekka, I., Finsterle, S., Parajuli, P. B., & Member, A. (2015). HYDROLOGIC AND WATER QUALITY MODELS: SENSITIVITY. *Transactions of the ASABE*, 58(6), 1721–1744. <https://doi.org/10.13031/trans.58.10611>

- Zalasiewicz, J., Williams, M., Steffen, W., & Crutzen, P. (2010). *The New World of the Anthropocene 1*.
<https://doi.org/10.1021/es903081n>
- Zhang, D., Madsen, H., Ridler, M. E., Kidmose, J., Jensen, K. H., & Refsgaard, J. C. (2016). Multivariate hydrological data assimilation of soil moisture and groundwater head. *Hydrol. Earth Syst. Sci*, 20, 4341–4357.
<https://doi.org/10.5194/hess-20-4341-2016>
- Zhang, M., Liu, N., Harper, R., Li, Q., Liu, K., Wei, X., Ning, D., Hou, Y., & Liu, S. (2017). A global review on hydrological responses to forest change across multiple spatial scales: Importance of scale, climate, forest type and hydrological regime. *Journal of Hydrology*, 546, 44–59. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.12.040>
- Zhang, W., An, S., Xu, Z., Cui, J., & Xu, Q. (2011). The impact of vegetation and soil on runoff regulation in headwater streams on the east Qinghai-Tibet Plateau, China. *Catena*, 87(2), 182–189.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2011.05.020>
- Zhang, Z., Wang, S., Sun, G., McNulty, S. G., Zhang, H., Li, J., Zhang, M., Klaghofer, E., & Strauss, P. (2008). Evaluation of the MIKE SHE Model for Application in the Loess Plateau, China. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 44(5), 1108–1120. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2008.00244.x>
- Zheng, H., Chen, F., Ouyang, Z., Tu, N., Xu, W., Wang, X., Miao, H., Li, X., & Tian, Y. (2008). Impacts of reforestation approaches on runoff control in the hilly red soil region of Southern China. *Journal of Hydrology*, 356(1–2), 174–184. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.04.007>
- Zhou, X., Lin, H. S., & White, E. A. (2008). Surface soil hydraulic properties in four soil series under different land uses and their temporal changes. *Catena*, 73(2), 180–188. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2007.09.009>
- Zimmermann, B., Zimmermann, A., Scheckenbach, H. L., Schmid, T., Hall, J. S., & van Breugel, M. (2013). Changes in rainfall interception along a secondary forest succession gradient in lowland Panama. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(11), 4659–4670. <https://doi.org/10.5194/hess-17-4659-2013>