



Universidade Federal da Paraíba

Centro de Tecnologia

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL E

AMBIENTAL

– MESTRADO –

**ABORDAGENS DISTRIBUÍDAS PARA SIMULAÇÃO DO
ESCOAMENTO SUPERFICIAL BASEADAS NO MODELO DIGITAL
DE ELEVAÇÃO**

Por

Dário Macedo Lima

*Dissertação de Mestrado apresentada à Universidade Federal da Paraíba
para obtenção do grau de Mestre*

João Pessoa – Paraíba

Maio de 2021



Universidade Federal da Paraíba

Centro de Tecnologia

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA CIVIL E

AMBIENTAL

– MESTRADO –

**ABORDAGENS DISTRIBUÍDAS PARA SIMULAÇÃO DO
ESCOAMENTO SUPERFICIAL BASEADAS NO MODELO DIGITAL
DE ELEVAÇÃO**

Dissertação submetida ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil e Ambiental da Universidade Federal da Paraíba, como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre.

Dário Macedo Lima

Orientador: Prof. Dr. Adriano Rolim da Paz

Coorientador: Prof. Dr. Yunqing Xuan

João Pessoa – Paraíba

Maio de 2021

Catálogo na publicação
Seção de Catalogação e Classificação

L732a Lima, Dário Macedo.

Abordagens distribuídas para simulação do escoamento superficial baseadas no Modelo Digital de Elevação / Dário Macedo Lima. - João Pessoa, 2021.

119 f. : il.

Orientação: Adriano Rolim da Paz.

Coorientação: Yunqing Xuan.

Dissertação (Mestrado) - UFPB/CT.

1. Hidrologia. 2. Modelo chuva-vazão distribuído. 3. Modelo Digital de Elevação (MDE). 4. Método SCS-CN. 5. Hidrograma Unitário. I. Paz, Adriano Rolim da. II. Xuan, Yunqing. III. Título.

UFPB/BC

CDU 556(043)

***“ABORDAGENS DISTRIBUÍDAS PARA SIMULAÇÃO
DO ESCOAMENTO SUPERFICIAL BASEADAS NO MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO”***

DÁRIO MACEDO LIMA

Dissertação aprovada em 06 de maio de 2021

Período Letivo: 2021.1



Prof. Dr. Adriano Rolim da Paz – UFPB
Orientador



Prof. Dr. Yunqing Xuan - Swansea University
Coorientador



Prof. Dr. Cristiano Das Neves Almeida - UFPB
Examinador Interno



Prof. Dr. Fernando Mainardi Fan - UFRGS
Examinador Externo

AGRADECIMENTOS

A Cristo primeiramente, que em seu amor misericordioso, permitiu que eu chegasse até aqui, mesmo em meio a tantas adversidades.

Aos meus pais, Valdete e Osvaldo, pelo apoio que me deram durante toda a caminhada.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Adriano Rolim da Paz, por ter me despertado para a ciência e por quem tenho grande admiração e respeito.

Ao meu coorientador, Prof. Dr. Yunqing Xuan, pelo apoio no desenvolvimento da pesquisa, pela disponibilidade e pelo fornecimento de dados.

Ao Prof. Dr. Cristiano das Neves e ao Prof. Dr. Fernando Fan, por aceitarem participar da banca e pelas contribuições dadas ao trabalho.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela bolsa de estudos fornecida para o desenvolvimento desta pesquisa.

Ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil e Ambiental (PPGECAM) e à UFPB.

Aos colegas da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM), Prof. Dr. Daniel Allasia, Prof. Dra. Rutineia Tassi e Camila Hochmüller Mühlbeier, pela parceria no desenvolvimento do modelo Hidropixel.

A todos os colegas da pós-graduação da UFPB, Cinthia Maria, Aricson Garcia, Vanine Elane, Marcela Antunes, Beatriz de Almeida, Gracielle Ferreira, Matheus Vieira, Amanda da Silva, Cássio Lemos e Rafael Lopes.

A Thiago Sena, pelo apoio imprescindível e parceria.

A todos os amigos que acompanharam de perto todo o esforço empregado para o desenvolvido desta pesquisa.

RESUMO

O Hidropixel é um modelo chuva-vazão distribuído relativamente simples, utilizado para estimar o hidrograma do escoamento superficial em eventos de precipitação. No Hidropixel, o tempo de viagem do escoamento até o exutório é determinado para cada pixel do Modelo Digital de Elevação (MDE) que pertence à bacia. Em seguida, a chuva excedente é estimada em cada um desses pixels com base no método SCS-CN. O hidrograma final para toda a bacia é a superposição dos hidrogramas gerados por cada pixel. Neste trabalho foram desenvolvidos dois métodos com o objetivo de incrementar o modelo: Hidropixel-TUH+ e Hidropixel-DLR. No primeiro deles, um hidrograma unitário triangular é estimado para cada pixel, assim como na versão original, mas é transladado até o exutório de acordo com o tempo de viagem do pixel avaliado. No segundo método, a vazão gerada por um bloco de chuva excedente é transladada até o exutório com base no tempo de viagem do pixel e o hidrograma final do pixel é atenuado por um reservatório linear hipotético presente em cada pixel da bacia, de forma a considerar os efeitos do armazenamento temporário da água. Para avaliar os métodos, foi utilizada como área de estudo a bacia hidrográfica do Alto Medway (250 km²), localizada no sudeste da Inglaterra. Os resultados mostraram que os dois métodos melhoraram substancialmente as estimativas de vazão obtidas com o Hidropixel. O Hidropixel-DLR apresentou um bom desempenho na maioria dos eventos (coeficiente de Nash-Sutcliffe médio igual a 0,93) e obteve uma boa performance nas estimativas de vazão de pico e tempo de pico. O Hidropixel-TUH+ também apresentou um bom desempenho (coeficiente de Nash-Sutcliffe médio igual a 0,84), mas ainda assim teve uma performance pior em relação ao Hidropixel-DLR, subestimando as vazões de pico e adiando a ocorrência dessas vazões máximas.

PALAVRAS-CHAVE: Modelo chuva-vazão distribuído, Modelo Digital de Elevação (MDE), Método SCS-CN, Hidrograma Unitário.

ABSTRACT

Hidropixel is a simple distributed rainfall-runoff model used to estimate the direct runoff hydrograph for storm events. First, the Hidropixel model determines the flow travel time from each Digital Elevation Model (DEM) pixel to the basin outlet. Then, excess precipitation is estimated for each DEM pixel using SCS-CN method. The final direct runoff hydrograph for the entire basin is determined by the sum of the flow rate from all contributing pixels during each timestep. In this research, two methods were developed to improve the Hidropixel model: Hidropixel-TUH+ and Hidropixel-DLR. In the first one, a triangular unit hydrograph was estimated for each pixel. It was assumed that the hydrograph reaches the basin outlet after the pixel travel time. In the second method, the flow rate generated by an excess precipitation pulse reaches the basin outlet after the travel time and the final pixel hydrograph pass through a linear reservoir to represent the storage effects. The upper Medway catchment (250 km²), located to the south east of England, was used to test the methods. The results demonstrate that both methods had a good performance. The Hidropixel-DLR predicted well the shape of the hydrograph for most storm events (average Nash-Sutcliffe efficiency of 0.93), accurately reproducing the peak flow rate and the time to peak. Hidropixel-TUH+ performed worse than Hidropixel-DLR, underpredicting the peak flow rate and overpredicting the time to peak, but it also predicted well the hydrograph, with an average efficiency of 0.84.

KEYWORDS: Distributed rainfall-runoff model, Digital Elevation Model (DEM), SCS-CN method, Unit Hydrograph.

SUMÁRIO

RESUMO

ABSTRACT

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

1	INTRODUÇÃO	10
1.1	OBJETIVOS.....	14
2	REFERENCIAL TEÓRICO	15
2.1	MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO	15
2.1.1	<i>Conceitos</i>	<i>15</i>
2.1.2	<i>Aplicações em estudos hidrológicos.....</i>	<i>16</i>
2.2	MODELAGEM CHUVA-VAZÃO	18
2.2.1	<i>Aspectos gerais.....</i>	<i>18</i>
2.2.2	<i>Método SCS-CN.....</i>	<i>22</i>
2.2.3	<i>Hidrograma Unitário</i>	<i>26</i>
2.3	MODELOS DISTRIBUÍDOS BASEADOS NO PROCESSAMENTO DO MDE	29
2.3.1	<i>Visão geral.....</i>	<i>29</i>
2.3.2	<i>Modelo de Maidment et al. (1996)</i>	<i>38</i>
2.3.3	<i>ModClark.....</i>	<i>40</i>
2.3.4	<i>Modelo de Silveira e Desbordes (1999)</i>	<i>41</i>
2.3.5	<i>SDDH</i>	<i>42</i>
2.3.6	<i>U-McIUH.....</i>	<i>42</i>
2.3.7	<i>STORE DHM.....</i>	<i>43</i>
2.3.8	<i>Distributed-Clark</i>	<i>44</i>
2.3.9	<i>Hidropixel.....</i>	<i>45</i>
3	MATERIAL E MÉTODOS	49
3.1	VISÃO GERAL.....	49
3.2	MODELAGEM HIDROLÓGICA COM O HIDROPIXEL.....	50
3.2.1	<i>Processamento básico do Modelo Digital de Elevação</i>	<i>50</i>
3.2.2	<i>Tempo de viagem do escoamento</i>	<i>51</i>
	<i>Sheet flow.....</i>	<i>51</i>
	<i>Shallow concentrated flow</i>	<i>53</i>
	<i>Escoamento em canal</i>	<i>53</i>
	<i>Tempo de viagem até o exutório.....</i>	<i>55</i>
3.2.3	<i>Determinação de chuva excedente</i>	<i>56</i>
3.2.4	<i>Obtenção do hidrograma em cada pixel</i>	<i>57</i>
	<i>Versão Hidropixel-TUH (versão original).....</i>	<i>57</i>
	<i>Versão Hidropixel-TUH+</i>	<i>59</i>
	<i>Versão Hidropixel-DLR.....</i>	<i>61</i>
3.2.5	<i>Obtenção do hidrograma resultante da bacia hidrográfica</i>	<i>63</i>
3.3	ÁREA DE ESTUDO E DADOS DISPONÍVEIS	64
3.3.1	<i>Localização e caracterização geral</i>	<i>64</i>

3.3.2	<i>Topografia</i>	66
3.3.3	<i>Delimitação da bacia hidrográfica</i>	66
3.3.4	<i>Hidrografia</i>	66
3.3.5	<i>Tipo de solo</i>	68
3.3.6	<i>Uso da terra</i>	68
3.3.7	<i>Monitoramento chuva-vazão</i>	69
3.4	APLICAÇÃO DO HIDROPIXEL À BACIA DO ALTO MEDWAY	70
3.4.1	<i>Parâmetros para estimativa do tempo de viagem em superfície</i>	70
3.4.2	<i>Parâmetros para estimativa do tempo de viagem em canal</i>	71
3.4.3	<i>Parâmetros para estimativa da chuva excedente</i>	73
3.4.4	<i>Separação do escoamento de base</i>	74
3.4.5	<i>Seleção de eventos chuva-vazão</i>	76
3.4.6	<i>Preparação dos dados de chuva</i>	78
3.4.7	<i>Calibração dos parâmetros</i>	81
	<i>Calibração individual por evento</i>	81
	<i>Calibração para um conjunto de eventos</i>	84
3.4.8	<i>Crítérios de avaliação do modelo</i>	86
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO	87
4.1	TEMPO DE VIAGEM DO ESCOAMENTO ATÉ O EXUTÓRIO	87
4.2	CHUVA EXCEDENTE	87
4.2.1	<i>Calibração individual do CN por evento</i>	87
4.2.2	<i>Estimativa do CN a partir da precipitação total</i>	89
4.3	HIDROGRAMA	91
4.3.1	<i>Hidropixel-TUH (versão original) versus Hidropixel-TUH+</i>	91
4.3.2	<i>SCS lumped model versus Hidropixel-TUH+</i>	94
4.3.3	<i>Hidropixel-TUH+ versus Hidropixel-DLR</i>	97
4.3.4	<i>Hidropixel-DLR: β calibrado para um conjunto de eventos</i>	101
4.3.5	<i>CN estimado a partir da precipitação total</i>	104
5	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	108
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	110
	ÂPENDICE A – DADOS DE ENTRADA E SAÍDA DO HIDROPIXEL	117

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - (a) Direções de fluxo possíveis para um determinado pixel e (b) direção de fluxo escolhida em função da maior declividade (Fonte: PAZ; COLLISCHONN, 2008) ...	17
Figura 2 - Classificação quanto à discretização adotada pelo modelo: (a) concentrado; (b) distribuído por sub-bacias; (c) distribuído por módulos (Fonte: PAZ et al., 2011)	21
Figura 3 - Valores de CN em função do total precipitado para 793 ocorridos na bacia Coweeta no estado americano da Carolina do Norte. A linha sólida corresponde à função $P = 0,2S$ (Fonte: Adaptado de HAWKINS, 1993)	25
Figura 4 - Forma do HUT do SCS.....	27
Figura 5 - Linhas isócronas e Histograma Tempo – Área (Fonte: SAGHAFIAN; JULIEN; RAJAIE, 2002)	28
Figura 6 - Efeitos de translação e armazenamento (amortecimento) ao longo de um rio (Fonte: COLLISCHONN; DORNELLES, 2015).....	31
Figura 7 – Esquema da representação da translação e armazenamento temporário da água no modelo proposto por Maidment et al. (1996) (Fonte: Adaptado de MAIDMENT et al., 1996).....	39
Figura 8 – Funcionamento do ModClark (Fonte: Adaptado de YANG; KULL; FELDMAN, 1999).....	40
Figura 9 - Funcionamento do modelo STORE DHM (Fonte: Adaptado de KANG; MERWADE, 2011)	44
Figura 10 – Estimativa da chuva excedente no modelo Distributed-Clark (Fonte: Adaptado de CHO; ENGEL; MERWADE, 2018).....	45
Figura 11 - Cálculo do hidrograma final de um pixel (Fonte: Adaptado de COSTA et al., 2019).....	46
Figura 12 - Resultados do Hidropixel publicados por Costa et al. (2019) para cada evento de precipitação avaliado (Fonte: Adaptado de COSTA et al., 2019)	47
Figura 13 - Resultados do Hidropixel publicados por Veeck et al. (2020) para cada evento de precipitação avaliado (Fonte: Adaptado de VEECK et al., 2020)	48
Figura 14 – Fluxograma da pesquisa	49
Figura 15 - Definição da rede de drenagem e delimitação da bacia a partir das direções de fluxo.....	51
Figura 16 - Estimativa da distância L_i percorrida pelo escoamento dentro do pixel.....	52
Figura 17 - Seção transversal de um curso d'água: nível de margens plenas	54
Figura 18 - Exemplo do cálculo do tempo de viagem até o exutório (T_v): seta verde indica escoamento do tipo <i>sheet flow</i> ; cinza indica escoamento do tipo <i>shallow concentrated flow</i> ; e azul indica escoamento em canal.	55
Figura 19 - Exemplo do processo de classificação do escoamento em <i>sheet flow</i> e <i>shallow concentrated flow</i>	56
Figura 20 - Exemplo de estimativa da chuva excedente para uma precipitação uniforme em todos os pixels.	57
Figura 21 – Hidropixel-TUH (versão original): hidrograma unitário triangular do pixel... ..	58
Figura 22 – Hidropixel-TUH+: hidrograma unitário triangular do pixel.	59
Figura 23 - Exemplo do cálculo do hidrograma unitário triangular do pixel no método Hidropixel-TUH+	60
Figura 24 - Exemplo do cálculo do hidrograma resultante do pixel no método Hidropixel-TUH+.....	61

Figura 25 - Cálculo do hidrograma de um pixel sem considerar os efeitos do armazenamento.	62
Figura 26 – Hidropixel-LDR: efeito do armazenamento temporário da água.	63
Figura 27 - Exemplo de estimativa do hidrograma final para toda a bacia (Fonte: VEECK et al., 2020)	63
Figura 28 - Bacia do Alto Medway: MDE, rede de drenagem, postos pluviométricos e postos de medição de vazão.	64
Figura 29 – Máxima vazão de pico observada em cada ano hidrológico (outubro a setembro) na estação <i>Chafford/Colliers Land Bridge</i> . O sombreado amarelo indica períodos com dados ausentes (Fonte: Adaptado de UK NATIONAL RIVER FLOW ARCHIVE, 2021).	65
Figura 30 - Disponibilidade de informação sobre o traçado, seção transversal e perfil longitudinal dos cursos d'água da bacia do Alto Medway.	67
Figura 31 - Seção transversal do rio Medway fornecida pela <i>Environment Agency</i>	67
Figura 32 - Mapa de tipo de solo da bacia do Alto Medway.	68
Figura 33 - Mapeamento e distribuição do uso da terra na bacia do Alto Medway.	69
Figura 34 - Vazão medida na estação <i>Chafford/Colliers Land Bridge</i> no exutório da bacia do Alto Medway e chuva média ocorrida na bacia.	70
Figura 35 - Mapas dos parâmetros para estimativa do tempo de viagem do escoamento em superfície: <i>sheet flow</i> (n) e <i>shallow concentrated flow</i> (k).	70
Figura 36 - Curva Regional da bacia do Alto Medway para a área da seção transversal (A) no nível de margens plenas.	72
Figura 37 - Curva Regional da bacia do Alto Medway para a largura superior do canal (W) no nível de margens plenas.	72
Figura 38 – Mapas de CN e histograma dos mapas de CN para a hipótese de $\lambda = 0,2$ e para a hipótese de $\lambda = 0,05$	74
Figura 39 - Estimativa da vazão de base na bacia do Alto Medway.	75
Figura 40 - Precipitação acumulada em cada posto (G1 a G9) e precipitação acumulada média na bacia calculada via Método dos polígonos de Thiessen.	77
Figura 41 - Chuva média acumulada e chuva excedente obtida via hidrograma observado para cada evento chuva-vazão avaliado.	78
Figura 42 – Estimativa da chuva em um pixel com base no Método de interpolação ponderada pela distância.	79
Figura 43 - Precipitação acumulada em milímetros para cada evento avaliado a partir da aplicação do Método da interpolação ponderada pelo inverso da distância ao quadrado.	80
Figura 44 – Banda de confiança: valores testados na calibração do parâmetro CN.	82
Figura 45 – Mapas de CN para Condição de Escoamento Antecedente I, II e III	82
Figura 46 – Relação entre o total precipitado e a posição na banda de confiança quando se calibrou individualmente o CN para cada evento.	85
Figura 47 – relação entre o total precipitado e a posição na banda de confiança para o conjunto de eventos usados na calibração.	85
Figura 48 - Mapa do tempo de viagem do escoamento superficial até o exutório e histograma Tempo-Área	87
Figura 49 – Mapas de chuva excedente acumulada em milímetros para cada evento, obtidos via calibração individual do parâmetro CN.	88
Figura 50 - Comparação entre a chuva excedente observada e a chuva excedente calculada: a) a posição na banda de confiança foi calibrada individualmente para cada evento; b) a posição na banda de confiança foi obtida a partir da precipitação (R^2 = coeficiente de determinação).	91

Figura 51 – Comparação entre os modelos Hidropixel-TUH (versão original) e Hidropixel-TUH+.....	92
Figura 52 - Desempenho dos modelos Hidropixel-TUH (versão original) e Hidropixel-TUH+.....	94
Figura 53 - Comparação entre os modelos SCS <i>lumped model</i> e Hidropixel-TUH+.	95
Figura 54 - Desempenho dos modelos SCS <i>lumped model</i> e Hidropixel-TUH+.....	97
Figura 55 - Comparação entre os modelos Hidropixel-TUH+ e Hidropixel-DLR.	98
Figura 56 - Desempenho dos modelos Hidropixel-TUH+ e Hidropixel-DLR.....	100
Figura 57 – Calibração individual do parâmetro β por evento.	100
Figura 58 – Resultados do Hidropixel-DLR com calibração do parâmetro β para um conjunto de eventos.	101
Figura 59 - Desempenho do modelo Hidropixel-TUH+ e do modelo Hidropixel-DLR considerando os dois métodos de calibração do parâmetro β : calibração individual por evento; e calibração para um conjunto de eventos.	103
Figura 60 – Estimativa do CN a partir da precipitação total: resultados do Hidropixel-DLR e do Hidropixel-TUH+.	105
Figura 61 - Desempenho do modelo Hidropixel-TUH+ e do modelo Hidropixel-DLR a partir de estimativas do CN baseadas na precipitação total.	107
Figura 62 - Principais informações de entrada e saída em cada uma das etapas metodológicas do Hidropixel	117

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Revisão bibliográfica: modelos chuva-vazão distribuídos baseados no processamento do MDE.	32
Tabela 2 - Eventos de chuva selecionados com informação da chuva nos 9 pluviógrafos (G1 a G9) e o valor médio espacialmente sobre a bacia.	76
Tabela 3 - Informações sobre o hidrograma do escoamento superficial para cada evento.	78
Tabela 4 - Parâmetros calibrados em cada método	81
Tabela 5 - Hidropixel: estimativa da chuva excedente com calibração individual por evento do parâmetro CN.	89
Tabela 6 - Estimativa da chuva excedente com a posição na banda de confiança obtida a partir da precipitação total.	90
Tabela 7 - Comparação entre os métodos Hidropixel-TUH (versão original) e Hidropixel-TUH+.	93
Tabela 8 - Comparação entre os métodos SCS <i>lumped model</i> e Hidropixel-TUH+.	96
Tabela 9 - Comparação entre os métodos Hidropixel-TUH+ e Hidropixel-DLR.	99
Tabela 10 - Comparação entre os métodos Hidropixel-TUH+ e Hidropixel-DLR (β calibrado para um conjunto de eventos).	102
Tabela 11 - Estimativa do CN a partir da precipitação total: comparação entre os métodos Hidropixel-TUH+ e Hidropixel-DLR.	106

1 INTRODUÇÃO

As inundações e enchentes constituem o mais frequente tipo de desastre natural e o de maior impacto, sendo uma das principais causas de mortes por desastres naturais e danos econômicos em todo o mundo (KOUSKY, 2014; MIAO, 2019; ZHENG et al., 2018a). Além disso, eventos de precipitação intensa, que costumam provocar esse tipo de desastre, têm se tornado cada vez mais frequentes em decorrência das mudanças climáticas (HOEPPE, 2016; IPCC, 2014). Por essa razão, estimativas de vazão e do tempo de chegada da cheia utilizando os modelos chuva-vazão necessitam ser cada vez mais precisas devido à rápida propagação e ao poder destrutivo desses eventos.

Além disso, uma maior precisão dos modelos chuva-vazão permite aperfeiçoar estudos envolvendo cenários de mudanças no uso da terra e mudanças climáticas, drenagem urbana e projetos de estruturas hidráulicas, que costumam empregar esse tipo de modelo (HABETE; FERREIRA, 2016; HAGHIGHATAFSHAR; YAMANEE-NOLIN; LARSON, 2019; SU et al., 2017).

Nos modelos chuva-vazão, a representação da topografia tem papel fundamental, já que é ela que define o movimento da água através da bacia (NOVOA et al., 2015). Nesse sentido, os Modelos Digitais de Elevação (MDEs), comumente obtidos através de sensores remotos a bordo de aviões ou satélites, têm contribuído substancialmente no aprimoramento dos modelos chuva-vazão nas últimas décadas (WOODROW; LINDSAY; BERG, 2016), pois armazenam os dados topográficos a partir da utilização de uma grade, geralmente representada através de uma imagem raster, em que cada pixel contém um valor que corresponde à altitude local.

Através dos MDEs é possível extrair automaticamente diversas informações que servem como entrada para os modelos chuva-vazão, como a declividade, comprimento ao longo do escoamento, direção do escoamento, área acumulada de drenagem, rede de drenagem e delimitação da bacia (CALLOW; VAN NIEL; BOGGS, 2007; NOVOA et al., 2015).

Essas informações passaram a ser cada vez mais precisas, devido à crescente disponibilidade de MDEs de alta resolução espacial e com maior precisão, obtidos via LiDAR (*Light Detection And Ranging*), por exemplo. Além disso, novas bases de dados topográficos em alta resolução espacial e em escala global passaram a ser disponibilizadas e estudos tem sido realizados com o objetivo de aprimorar e remover erros das bases de dados topográficos já existentes (TAKAKU et al., 2016; YAMAZAKI et al., 2017).

Com o advento dos MDEs, a integração entre os modelos chuva-vazão e os Sistemas de Informação Geográfica (SIGs) passou a ser facilitada (MARTIN et al., 2005), o que possibilitou o desenvolvimento de modelos chuva-vazão distribuídos, que consideram a variabilidade espacial das características da bacia hidrográfica. Também contribuíram nesse processo o aumento da capacidade computacional e a maior disponibilidade de dados de uso da terra, tipo de solo e precipitação espacialmente distribuídos e em formato de grade (MELESSE; GRAHAM, 2004; PAZ et al., 2011).

Os modelos chuva-vazão distribuídos se contrapõem aos modelos concentrados, tradicionalmente empregados e que consideram os dados de entrada e os parâmetros representativos da bacia como valores médios, válidos para toda a área de estudo. Por essa razão, teoricamente, espera-se um melhor desempenho dos modelos distribuídos na simulação hidrológica (KHAKBAZ et al., 2012; POKHREL; GUPTA, 2011), embora alguns estudos tenham identificado um desempenho similar ou até superior dos modelos concentrados em relação aos modelos distribuídos (APIP et al., 2012; REED et al., 2004; VANSTEENKISTE et al., 2014).

A possibilidade dos modelos chuva-vazão distribuídos de incorporar dados de precipitação espacialmente distribuídos é especialmente promissora, já que a chuva pode apresentar grande variabilidade espacial, principalmente se é originada por um processo convectivo, influenciando consideravelmente o tempo e a forma do hidrograma (SINGH, 1997).

Outra vantagem dos modelos distribuídos em relação aos modelos concentrados é a possibilidade de simular a vazão em pontos do interior da bacia, onde não há medição de vazão disponível para calibrar o modelo (KHAKBAZ et al., 2012; SMITH et al., 2012). Os modelos distribuídos também têm grande utilidade na simulação de cenários de mudanças espaciais, como mudanças no uso da terra por exemplo (TRAN; DE NIEL; WILLEMS, 2018).

Nesse contexto, uma série de modelos chuva-vazão distribuídos baseados no MDE passaram a ser propostos na literatura (CHO; ENGEL; MERWADE, 2018; DU et al., 2009; GIRONÁS et al., 2009; KANG; MERWADE, 2011; MAIDMENT, 1993; MAIDMENT et al., 1996; MELESSE; GRAHAM, 2004; MUZIK, 1996; PETERS; EASTON, 1996; SILVEIRA; DESBORDES, 1999; YANG; KULL; FELDMAN, 1999)

Grande parte desses modelos estimam o tempo de viagem do escoamento de cada pixel do MDE até o exutório da bacia. Uma parte deles considera que esse tempo de viagem é constante durante o evento de chuva, mas varia em função do porte do evento (MELESSE;

GRAHAM, 2004; MUZIK, 1996). Alguns são mais simplificados e consideram que o tempo de viagem é sempre o mesmo, independentemente das características do evento (CHO; ENGEL; MERWADE, 2018). Já outros modelos consideram que o tempo de viagem do escoamento varia durante o evento de precipitação, o que é uma representação mais fiel da realidade (DU et al., 2009; GIRONÁS et al., 2009; KANG; MERWADE, 2011).

Na maioria desses modelos a chuva excedente, que corresponde à parcela da precipitação que se transforma em escoamento superficial, é estimada pelo método SCS-CN, do antigo *Soil Conservation Service* (SCS) dos EUA e atual *Natural Resources Conservation Service* (NRCS) (CHO; ENGEL; MERWADE, 2018; DU et al., 2009; KANG; MERWADE, 2011; MELESSE; GRAHAM, 2004; MUZIK, 1996).

Para obter o hidrograma resultante do evento de precipitação no exutório da bacia os modelos apresentam diversas metodologias. Alguns desses modelos se baseiam somente na representação do efeito da translação (DU et al., 2009; GIRONÁS et al., 2009; MAIDMENT, 1993; MELESSE; GRAHAM, 2004; MUZIK, 1996), já outros modelos consideram também o efeito do armazenamento ao longo do caminho de fluxo entre o pixel e o exutório da bacia (CHO; ENGEL, 2018; KANG; MERWADE, 2011; MAIDMENT et al., 1996; PETERS; EASTON, 1996; SILVEIRA; DESBORDES, 1999; YANG; KULL; FELDMAN, 1999).

Outro modelo chuva-vazão distribuído baseado no MDE é o Hidropixel (COSTA et al., 2019; VEECK et al., 2020). No Hidropixel, o tempo de viagem do escoamento de cada pixel do MDE até o exutório da bacia é considerado constante e é estimado distinguindo os trechos de escoamento em superfície e em rede de drenagem e com base em informações sobre a rugosidade e declividade do solo, seção transversal dos cursos d'água e caminhos de fluxo do escoamento. Em seguida, informações sobre uso da terra e tipo de solo são usados para estimar o a chuva excedente em cada pixel com base no método SCS-CN.

Para representar a propagação do escoamento superficial na bacia no modelo Hidropixel, o método do hidrograma unitário triangular do SCS (SCS-HUT) foi adaptado. Um HUT é estimado em cada pixel da bacia com base na área do pixel e no seu tempo de viagem até o exutório. O hidrograma final para toda a bacia é a superposição dos hidrogramas gerados por cada pixel.

Veeck et al. (2020) aplicaram o Hidropixel numa bacia de 6 km² e para um total de 18 eventos de precipitação. Os resultados mostraram um desempenho satisfatório do modelo na estimativa da vazão de pico. No entanto, o tempo em que ocorre essa vazão de pico foi subestimado na maioria dos eventos avaliados.

Essa tendência de subestimar o tempo de pico pode estar relacionada à formulação do Hidropixel, que dá maior peso à representação do processo de armazenamento temporário da água na bacia do que ao processo de translação da água.

Nesse sentido, esse trabalho tem como objetivo avaliar formas de representação da propagação do escoamento superficial usando modelagem hidrológica distribuída baseada em Modelos Digitais de Elevação, a partir da apresentação de dois novos métodos para representar esse processo no modelo Hidropixel: Hidropixel-TUH+ e Hidropixel-DLR.

O primeiro deles, *Triangular Unit Hydrograph plus* (Hidropixel-TUH+), consiste em adaptar o HUT do pixel para representar melhor os processos de translação e armazenamento da água.

No segundo método, *Distributed Linear Reservoirs* (Hidropixel-DLR), não é mais necessário estimar um hidrograma unitário em cada pixel e a vazão gerada por um bloco de chuva excedente é transladada até o exutório com base no tempo de viagem do pixel, conforme fizeram DU et al. (2009) e Melesse e Graham (2004). No entanto, esses estudos não consideraram os efeitos do armazenamento temporário da água.

Dessa forma, nesta pesquisa, o método proposto Hidropixel-DLR atenua o hidrograma final do pixel a partir da aplicação de um reservatório linear hipotético para cada pixel da bacia. Nesse método, o coeficiente de armazenamento desse reservatório varia proporcionalmente ao tempo de viagem do escoamento do pixel até o exutório. Maidment et al. (1996) apresentaram uma solução semelhante, entretanto, no trabalho deles, o reservatório linear foi usado para atenuar o hidrograma unitário e não o hidrograma final de cada pixel, como é feito na abordagem aqui apresentada. Peters e Easton (1996) e Yang, Kull e Feldman (1999) também propuseram adotar um reservatório linear em cada pixel para considerar os efeitos do armazenamento, mas nesses estudos, o modelo proposto é baseado no pixel do radar e o coeficiente de armazenamento do reservatório é o mesmo para todos os pixels.

Para avaliar os métodos propostos neste trabalho, foi utilizada como área de estudo a bacia hidrográfica do Alto Medway (250 km²), localizada no sudeste da Inglaterra, em função da disponibilidade de dados e da parceria desenvolvida com a Universidade de Swansea.

Também foi realizada uma análise comparativa entre os métodos propostos neste trabalho e a abordagem tradicional concentrada, que usa o método SCS-CN para estimativa da chuva excedente e o método SCS-HUT para da estimativa do hidrograma resultante, muito utilizada no mundo todo para simulação de hidrogramas de cheias de projeto. Dessa

forma, foi possível compreender se houve um ganho real na aplicação das abordagens distribuídas propostas.

1.1 Objetivos

Objetivo Geral:

Avaliar formas de representação da propagação do escoamento superficial usando modelagem hidrológica distribuída baseada em Modelos Digitais de Elevação.

Objetivos Específicos:

- Analisar o efeito de defasar o hidrograma unitário triangular de cada pixel em função de tempo de viagem do escoamento de cada pixel até o exutório no modelo Hidropixel;
- Avaliar o impacto de incorporar reservatórios lineares simples em cada pixel na simulação chuva-vazão com o modelo Hidropixel;
- Avaliar comparativamente a performance de diferentes abordagens para representação da propagação do escoamento superficial;
- Analisar comparativamente a calibração individual por evento versus a calibração para múltiplos eventos.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 Modelo Digital de Elevação

2.1.1 Conceitos

O Modelo Digital de Elevação (MDE) é uma forma de armazenar dados topográficos baseada na utilização de uma grade ou matriz em que cada elemento contém um valor que corresponde à altitude local. A representação mais tradicional de um MDE é através de uma imagem raster, onde cada pixel tem como atributo o valor de elevação do terreno em relação a um determinado referencial (BURROUGH; MCDONNEL, 1998, apud PAZ; COLLISCHONN, 2008).

O termo MDE pode se referir tanto ao Modelo Digital do Terreno (MDT) quanto ao Modelo Digital de Superfície (MDS). O MDT fornece a informação sobre a elevação do terreno propriamente dito. Já o MDS pode carregar consigo informações relativas à elevação do topo de objetos contidos naquele local, como árvores e construções. O MDE obtido por sensoriamento remoto geralmente se trata de um MDS. A partir do MDS, o MDT pode ser obtido se forem aplicadas técnicas de remoção da altura de objetos contidos na região de estudo (HIRT, 2016).

Uma das mais importantes propriedades de um MDE é a sua resolução espacial, que pode ser definida como o tamanho do pixel em unidades reais do terreno. Um MDE com resolução espacial de 90 metros significa que cada pixel representa um quadrado de 90 m por 90 m de extensão.

Um MDE de alta resolução espacial é aquele cujos pixels possuem dimensões menores e, portanto, representam o relevo de forma mais detalhada. Por outro lado, num MDE de baixa resolução espacial, os pixels são maiores o que resulta numa representação mais grosseira do terreno (MESA-MINGORANCE; ARIZA-LÓPEZ, 2020).

Um MDE pode ser obtido a partir da digitalização e interpolação de mapas em papel; através da interpolação de dados obtidos em levantamentos de campo; através de fotogrametria; ou com sensores remotos, a bordo de aviões, satélites ou ônibus espaciais (COLLISCHONN; DORNELLES, 2015; MESA-MINGORANCE; ARIZA-LÓPEZ, 2020).

Nos últimos anos, as principais fontes de aquisição do MDE têm sido as bases de dados topográficos globais, que costumam fornecer dados de elevação em escala global e

em alta resolução espacial, obtidos via sensores remotos a bordo de ônibus espaciais ou satélites. Dentre as principais bases estão aquelas fornecidas pelos projetos *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) (FARR et al., 2007), *ASTER GDEM (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer-Global DEM)* (TACHIKAWA et al., 2011) e *ALOS World 3D - 30m (AW3D30)* (TADONO et al., 2015). Todos esses projetos fornecem o MDE gratuitamente e com resolução espacial de 30 metros.

Estudos têm sido realizados com o objetivo de aprimorar e remover erros dessas bases globais de dados topográficos e resultaram no desenvolvimento do MERIT DEM (YAMAZAKI et al., 2017) e do EarthEnv-DEM90 (ROBINSON; REGETZ; GURALNICK, 2014), por exemplo.

Também tem crescido a utilização da tecnologia *Light Detection And Ranging* (LiDAR) para a obtenção do MDE, que emprega a varredura a laser a partir de um sensor aerotransportado para produzir dados topográficos detalhados, com alta resolução espacial e alta precisão (GIONGO et al., 2010; YANG et al., 2014).

O MDE também costuma ser disponibilizado por agências governamentais como o Instituto Geográfico Nacional da Espanha e o *Ordnance Survey*, a agência cartográfica nacional do Reino Unido. Na maioria dos países desenvolvidos é possível encontrar o MDE em alta resolução e para todo o país (MESA-MINGORANCE; ARIZA-LÓPEZ, 2020).

2.1.2 Aplicações em estudos hidrológicos

A partir do MDE é possível extrair diversas informações importantes em estudos hidrológicos, como direção do escoamento, declividade, comprimento ao longo do escoamento, área acumulada de drenagem, rede de drenagem e delimitação da bacia (CALLOW; VAN NIEL; BOGGS, 2007; NOVOA et al., 2015).

O principal plano de informação é a direção preferencial do escoamento em cada pixel ou direção de fluxo, a partir do qual é possível obter a maior parte das demais informações necessárias em estudos hidrológicos.

Para se determinar a direção de fluxo se considera que cada pixel drena para um de seus oito vizinhos. A determinação de qual direção de fluxo atribuir é feita escolhendo a direção que proporcione a maior declividade, calculada como sendo a diferença de elevação entre o pixel vizinho e o pixel central em questão dividida pela distância entre eles, método conhecido como D8 ou *Deterministic Eight Neighbours* (Figura 1), e utilizado por diversos

algoritmos, como os apresentados por Jenson e Domingue (1988) e Planchon e Darboux (2002), por exemplo.

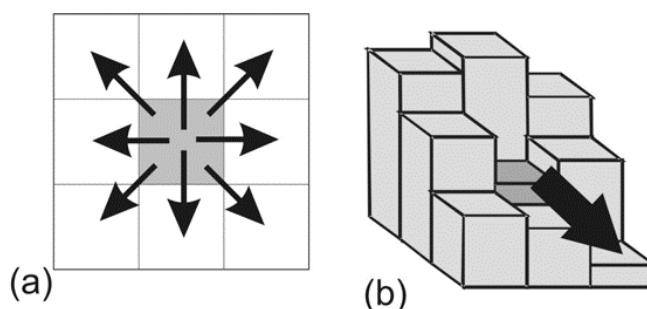


Figura 1 - (a) Direções de fluxo possíveis para um determinado pixel e (b) direção de fluxo escolhida em função da maior declividade (Fonte: PAZ; COLLISCHONN, 2008)

A diferença entre os algoritmos geralmente está na forma com que são tratadas as situações em que não existe uma declividade máxima única, na forma como são consideradas as regiões planas, e na forma como são resolvidas as áreas de depressões, que são regiões isoladas com cotas mais baixas que a vizinhança (BUARQUE et al., 2009).

A partir das direções do fluxo é possível estimar a área acumulada de drenagem em cada pixel, dada pelo somatório das áreas superficiais individuais dos pixels cujos caminhos de fluxo passam pelo pixel em questão. Dessa maneira, admite-se que existe uma área mínima de drenagem a partir da qual se formam os rios na região de estudo, o que permite a determinação da rede de drenagem (FAN et al., 2013).

A delimitação da bacia hidrográfica também é obtida por meio das direções de fluxo, que permitem identificar todos os pixels cujo escoamento passa pelo exutório da bacia (PAZ; COLLISCHONN, 2008).

A correta definição da posição da rede de drenagem depende do algoritmo utilizado na determinação das direções de fluxo e da qualidade do MDE, que geralmente contém erros não negligenciáveis, aleatórios ou devidos à vegetação, por exemplo (BUARQUE et al., 2009).

Essa dificuldade do MDE de representar adequadamente a rede de drenagem resultou no desenvolvimento de técnicas conhecidas como *stream-burning*, que se baseiam no pré-processamento do MDE através da incorporação de uma rede hidrográfica vetorial existente, deixando o MDE hidrologicamente compatível. Esse pré-processamento pode incluir, por exemplo, a impressão da rede vetorial existente no MDE, rebaixando a elevação dos pixels

ao longo dessa rede. Dessa forma, as direções de fluxo entram em conformidade com a rede vetorial (BUARQUE et al., 2009; CALLOW; VAN NIEL; BOGGS, 2007).

A partir das direções de fluxo, da rede de drenagem e do MDE também é possível obter descritores do terreno como o *Height Above Nearest Drainage* (HAND), que pode ser definido como a elevação de um pixel do terreno em relação ao pixel da rede de drenagem mais próximo, segundo o caminho de fluxo que os une (RENNÓ et al., 2008). A partir do descritor HAND é possível realizar a estimativa de mapas de inundação (NOBRE et al., 2016; ZHENG et al., 2018a), bem como obter a geometria e a curva-chave da seção transversal de cursos d'água (ZHENG et al., 2018b), por exemplo.

Outros exemplos de aplicações do MDE na hidrologia incluem a obtenção de curvas cota-área-volume de reservatórios (MENDES; CIRILO, 2013; PAN et al., 2013) e o levantamento automático em larga escala de locais da rede de drenagem com maior potencial hidrelétrico (LARENTIS et al., 2010).

2.2 Modelagem chuva-vazão

2.2.1 Aspectos gerais

Os modelos chuva-vazão representam a parte do ciclo hidrológico entre a precipitação e a vazão e devem simular as perdas por interceptação, evaporação, depressão do solo, o fluxo através do solo pela infiltração, percolação e água subterrânea, escoamento superficial, sub-superficial e no rio (TUCCI, 2005).

O desenvolvimento dos modelos chuva-vazão se deu em decorrência da necessidade de estimar a vazão na ausência de dados de vazão medidos em campo (DINGMAN, 2014). Devido à facilidade de operação e custo, é normal existirem séries mais longas de precipitação do que de vazão. Dessa forma, através do modelo é possível estender a série de vazão com base na precipitação e preencher falhas nos dados de vazão (TUCCI, 2005).

Os modelos chuva-vazão também são importantes porque são capazes de estimar a vazão sob condições em que não há dados de vazão medidos (DINGMAN, 2014), o que inclui eventos extremos de precipitação (YADUVANSHI et al., 2018); grandes mudanças no uso da terra, como desmatamento e urbanização (HABETE; FERREIRA, 2016); alterações climáticas (CHIEW et al., 2009); e modificações pela construção de obras hidráulicas (TUCCI, 2005).

Os modelos chuva-vazão também são largamente empregados em estudos envolvendo drenagem urbana e projetos de estruturas hidráulicas, como bueiros, pontes, bacias de retenção, diques e vertedouros de barragem (DINGMAN, 2014; HABETE; FERREIRA, 2016; HAGHIGHATAFSHAR; YAMANEE-NOLIN; LARSON, 2019).

Outra possibilidade de aplicação dos modelos chuva-vazão está na previsão de vazão em tempo real para o controle de cheias, operação de obras hidráulicas, navegação, etc. Este tipo de estimativa da vazão pode ser obtida com base na precipitação conhecida, na vazão de um posto de montante ou na combinação dos mesmos (TUCCI, 2005).

A previsão de vazão em tempo real também pode ser realizada a partir de dados de precipitação obtidos por radar meteorológico, que podem ser utilizados na previsão imediata de precipitação (algumas horas de antecedência), técnica conhecida como *nowcasting*. Essa previsão é realizada a partir da extrapolação dos campos espaciais de precipitação estimados pelo radar (THORND AHL et al., 2017) e pode ser usada como entrada em um modelo chuva-vazão para fornecer previsões de vazões (BERENGUER et al., 2005) e compor um sistema de previsão e alerta em tempo real (ARTINYAN et al., 2016), permitindo assim que medidas de redução de risco e danos sejam tomadas a tempo.

Os modelos chuva-vazão podem ser classificados em estocásticos ou determinísticos. Quando a chance de ocorrência das variáveis é considerada e o conceito de probabilidade é introduzido na formulação do modelo, o processo e o modelo podem ser definidos como estocásticos. Por outro lado, um modelo determinístico não considera a lei das probabilidades e a chance de ocorrência das variáveis envolvidas no processo é ignorada (CHOW, 1964 apud TUCCI, 2005).

Com relação à conceitualização das formulações, os modelos chuva-vazão podem ser classificados em empíricos, conceituais e físicos.

Os modelos empíricos, conhecidos como modelos “caixa-preta”, utilizam equações que relacionam a precipitação com a vazão. Essas equações não têm relação com os processos físicos na bacia e são obtidas a partir de dados observados de chuva e vazão com base em regressão linear e não-linear, série de Fourier, etc (DEVIA; GANASRI; DWARAKISH, 2015; TUCCI, 2005).

Os modelos conceituais usam a equação da continuidade associada a uma ou mais equações empíricas que relacionam variáveis e parâmetros dos processos. Estes modelos geralmente representam os efeitos do armazenamento e introduzem equações empíricas para representar os processos dinâmicos (TUCCI, 2005).

Os modelos físicos são representações matemáticas idealizadas do fenômeno real e utilizam as equações da continuidade e dinâmica dos processos envolvidos, buscando integrar a descrição de todos os processos físicos que ocorrem na bacia. Esse tipo de modelo requer a estimativa de uma grande quantidade de parâmetros que descrevem as características físicas da bacia. Ele tem utilização restrita devido à grande variabilidade espacial dos processos e devido à dificuldade de estimar os parâmetros (DEVIA; GANASRI; DWARAKISH, 2015; TUCCI, 2005).

Existem os modelos chuva-vazão que são usados para simular um evento de chuva específico que pode ter uma duração que vai desde algumas horas até vários dias. Esse tipo de modelo é conhecido como modelo baseado em evento ou *event-based*, em inglês. Existem também os modelos contínuos, em que a simulação hidrológica é realizada para um longo período, podendo durar meses ou anos, incluindo a estação seca e a estação chuvosa. Geralmente, nos modelos baseados em eventos apenas a infiltração é modelada para contabilizar as perdas, já nos modelos contínuos as perdas por evapotranspiração também são estimadas (HOSSAIN; HEWA; WELLA-HEWAGE, 2019).

Apesar da limitação em reproduzir as condições iniciais anteriores ao evento avaliado, os modelos baseados em evento costumam apresentar um desempenho superior aos modelos contínuos na previsão da vazão de pico e do hidrograma de cheia (AWOL; COULIBALY; TOLSON, 2018).

Os modelos chuva-vazão também podem ser classificados em concentrados ou distribuídos, de acordo com a discretização da bacia hidrográfica adotada pelo modelo.

Os modelos concentrados não levam em consideração a variabilidade espacial dos parâmetros e dados de entrada (TUCCI, 2005). Nesse sentido, a bacia é tratada como uma entidade única caracterizada por um único conjunto de parâmetros (Figura 2a). Dessa forma, considera-se que os parâmetros e dados de entrada são representativos de toda a área de estudo (DINGMAN, 2014).

Já os modelos distribuídos buscam levar em consideração a variabilidade espacial das características físicas da bacia, como tipo de solo, cobertura vegetal e relevo, e das forçantes meteorológicas, como precipitação e temperatura do ar (PAZ et al., 2011).

Nos modelos distribuídos por sub-bacias a bacia é dividida em sub-bacias, de acordo com a drenagem principal da bacia (Figura 2b). A subdivisão é realizada de acordo com a disponibilidade de dados, locais de interesse e variabilidade de parâmetros físicos da bacia. Geralmente os parâmetros e a precipitação são considerados uniformes em cada sub-bacia (TUCCI, 2005).

Nos modelos distribuídos por módulos a representação da variabilidade espacial é mais elaborada e a bacia é dividida em elementos ou módulos de iguais dimensões dispostos na forma de uma grade (DINGMAN, 2014) (Figura 2c). Os parâmetros podem variar de módulo para módulo de acordo com dados de relevo, tipo, uso e profundidade dos solos e demais características físicas da bacia.

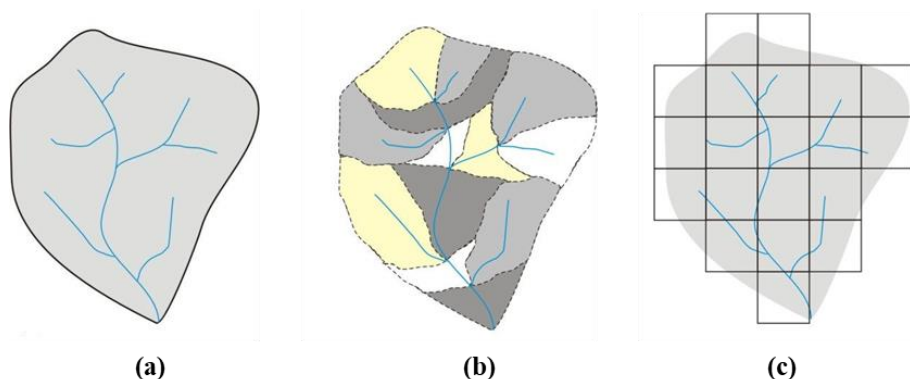


Figura 2 - Classificação quanto à discretização adotada pelo modelo: (a) concentrado; (b) distribuído por sub-bacias; (c) distribuído por módulos (Fonte: PAZ et al., 2011)

A aquisição desses dados sobre características físicas da bacia constitui uma das principais etapas da simulação chuva-vazão. A partir deles é possível determinar o valor de uma série de parâmetros que caracterizam a topografia, vegetação, solo, rede de drenagem, etc, com base nos valores recomendados na literatura (TUCCI, 2005). Outros parâmetros, no entanto, devem ser ajustados via calibração e validação.

A calibração de um parâmetro consiste no uso dos dados de precipitação observados como entrada no modelo, a comparação dos resultados da simulação com os dados de vazão observados utilizando um conjunto de valores para o parâmetro e a seleção do valor para o parâmetro que forneceu o melhor desempenho do modelo (DINGMAN, 2014).

Em seguida deve-se realizar a validação. Nessa etapa são avaliados os resultados do modelo para eventos de chuva não usados na calibração e utilizando o valor calibrado do parâmetro (DINGMAN, 2014).

No caso da calibração de modelos baseados em eventos a dificuldade reside no fato de que, para cada evento, há um conjunto de parâmetros que melhor ajusta o hidrograma simulado ao observado. Portanto, existe uma dúvida sobre o conjunto de parâmetros que pode ser usado para se realizar prognóstico. Uma alternativa é encontrar o conjunto de parâmetros que melhor ajuste todos os eventos, mesmo que individualmente não seja o conjunto que produz os melhores resultados (TUCCI, 2005). Esse conjunto de parâmetros

final pode ser considerado aquele capaz de fornecer o melhor desempenho médio (AWOL; COULIBALY; TOLSON, 2018).

Uma etapa presente na maioria dos modelos chuva-vazão é a estimativa da chuva excedente, que corresponde à parcela da precipitação que se transforma em escoamento superficial. O método SCS-CN (SCS, 1972), do antigo *Soil Conservation Service* (SCS) dos EUA e atual *Natural Resources Conservation Service* (NRCS), é um dos mais utilizados em todo o mundo para estimativa da chuva excedente (COLLISCHONN; DORNELLES, 2015).

A partir da chuva excedente, muitos modelos utilizam a teoria do Hidrograma Unitário para prever o hidrograma gerado pelo evento de precipitação. O método do Hidrograma Unitário Triangular (HUT) do SCS (SCS-HUT) (SCS, 1972) e método do Hidrograma Unitário de Clark (CLARK, 1945) estão entre os mais utilizados para estimar o hidrograma unitário.

Os métodos SCS-CN e SCS-HUT, também conhecidos como “Métodos SCS” ou Método SCS-CN-HUT, foram desenvolvidos na década de 1950 pelo SCS e sua primeira fonte de referência foi o “National Engineering Handbook, Section 4, Hydrology”, ou simplesmente “NEH4” (SCS, 1972). Atualmente a nova versão do NEH4 é o NEH 630 (NRCS, 2004). Neste trabalho, esse método também é referenciado em inglês como *SCS lumped model*.

O Método SCS-CN-HUT é largamente utilizado no mundo todo para simulação de hidrogramas de cheias de projeto de obras hidráulicas e no estabelecimento do risco de enchente em um determinado local (TUCCI, 2005).

2.2.2 Método SCS-CN

O método SCS-CN é baseado na equação do balanço hídrico, apresentada na Equação (1).

$$P = I_a + F + P_{exc} \quad (1)$$

Onde P é a precipitação total em mm; I_a são as perdas iniciais em mm, o que inclui todas as perdas anteriores à geração de escoamento superficial (retenção da água nas depressões do solo, interceptação da vegetação e infiltração); F em mm é a infiltração do solo acumulada excluindo I_a ; e P_{exc} é a lâmina de chuva excedente gerada durante o evento de chuva (mm).

O método SCS-CN também se baseia em duas hipóteses: a relação entre a chuva excedente acumulada atual e o máximo potencial de geração de escoamento é igual à relação entre a infiltração acumulada atual e o máximo potencial de retenção após o início do escoamento (Equação 2); as perdas iniciais são uma fração do máximo potencial de retenção (Equação 3).

$$\frac{P_{exc}}{P - I_a} = \frac{F}{S} \quad (2)$$

$$I_a = \lambda \cdot S \quad (3)$$

Onde S é a retenção potencial máxima em mm, também denominada índice de armazenamento, perdas máximas potenciais ou máxima infiltração acumulada potencial; e λ é um fator que estima as perdas iniciais.

Combinando as equações (1) e (2), obtém-se a formulação para chuva excedente apresentada na Equação (4).

$$P_{exc} = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S} \quad \text{quando } P > \lambda \cdot S \quad (4)$$

$$P_{exc} = 0 \quad \text{quando } P < \lambda \cdot S$$

Como as perdas iniciais incluem acúmulo de água na superfície, interceptação e infiltração no solo antes do início da geração de escoamento superficial, a lâmina de chuva excedente é nula caso a precipitação seja inferior a essas perdas, como mostra a Equação (4).

Para determinar o valor de S , o método do SCS utiliza um parâmetro chamado Curve Number (CN), através da expressão contida na Equação (5).

$$S = \frac{25400}{CN} - 254 \quad (5)$$

Onde S é em mm; e CN é um parâmetro adimensional cujo valor varia entre 0 e 100, sendo que 0 corresponde a um solo de capacidade de infiltração infinita e 100 corresponde a um solo completamente impermeável.

O valor desse parâmetro é dado em tabelas disponibilizadas pelo NRCS (2004) desenvolvidas a partir de dados de chuva e escoamento superficial de pequenas bacias norte-americanas, localizadas principalmente no leste, centro-oeste e sul dos EUA (HAWKINS et al., 2009) e depende basicamente dos seguintes fatores (NRCS, 2004): (i) Tipo de solo; (ii) Condições de uso e ocupação do solo.

Quanto ao tipo, os solos presentes na bacia são classificados em quatro grupos hidrológicos (A, B, C e D) de acordo com o potencial de escoamento superficial, sendo A o grupo de menor potencial e o D de maior potencial. O grupo hidrológico pode ser definido

em função de critérios apresentados pelo NRCS (2004), como a profundidade da camada impermeável do solo, a altura máxima do lençol freático durante o ano e a menor condutividade hidráulica apresentada dentre as camadas do solo.

O método SCS-CN pode ser utilizado quando uma bacia não tem o mesmo uso e cobertura do solo em toda sua extensão, ou quando existem vários tipos de solo na bacia. Nesses casos, deve-se estimar um valor de CN para cada combinação entre uso e tipo de solo e em seguida é estimado um valor de CN médio, obtido pela média ponderada dos diversos CNs correspondentes às áreas homogêneas.

Esses valores de CN apresentados nas tabelas do método apresentam incerteza considerável, relacionada a diversos processos, como a condição de umidade antecedente do solo, o estágio de crescimento das plantas, temperatura e as características da precipitação, como intensidade, duração e total precipitado. As causas dessa variabilidade são coletivamente chamadas de Condição de Escoamento Antecedente ou de *Antecedent Runoff Condition* (ARC), em inglês. A ARC é dividida em três classes: II para condições médias; I para condições secas; III para condições úmidas.

Considera-se que os valores do parâmetro CN apresentados nas tabelas do método se referem à Condição de Escoamento Antecedente II (ARC II). Para encontrar os valores de CN para ARC I e ARC III, o NRCS (2004) fornece tabelas que relacionam o valor de CN para ARC II ao valor de CN para ARC I e ARC III. Essa relação pode ser representada algebricamente pelas Equações (6) e (7) (CHOW; MAIDMENT; MAYS, 1988).

$$CN(I) = \frac{4,2 \text{ CN(II)}}{10 - 0,058 \text{ CN(II)}} \quad (6)$$

$$CN(III) = \frac{23 \text{ CN(II)}}{10 + 0,13 \text{ CN(II)}} \quad (7)$$

Atualmente se considera que o valor do parâmetro CN pode variar aleatoriamente entre o CN(I) e o CN(III). Essa variação pode ser representada por bandas de confiança em torno dos valores médios (CN(II)), obtidos pelas tabelas do método (COLLISCHONN; DORNELLES, 2015).

Nas primeiras edições do *National Engineering Handbook Section 4* era usado o termo Condição de Umidade Antecedente ou em inglês *Antecedent Moisture Condition* (AMC) ao invés do termo *Antecedent Runoff Condition* (ARC), atualmente empregado. A definição sobre a Condição de Umidade Antecedente a ser adotada (AMC I, AMC II ou AMC III) era feita observando o total precipitado nos últimos 5 dias antecedentes ao evento avaliado. No entanto, essa interpretação não é mais recomendada (NRCS, 2004).

Essa variabilidade do CN tem uma relação importante com o total precipitado e, no geral, tem sido observada uma tendência de valores mais elevados para o parâmetro CN em eventos onde o total precipitado é menor (HAWKINS et al., 2009). O gráfico da Figura 3 foi obtido no trabalho de Hawkins (1993) e apresenta os valores de CN em função do total precipitado para cerca de 793 de eventos de precipitação ocorridos numa bacia americana.

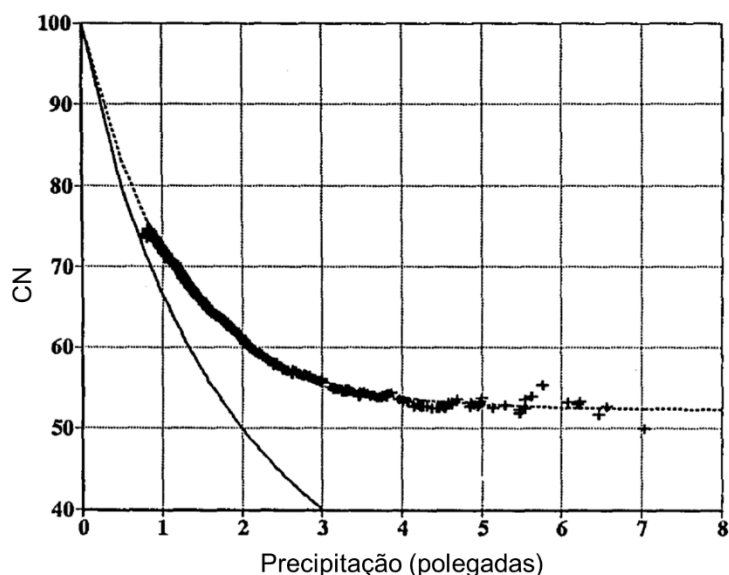


Figura 3 - Valores de CN em função do total precipitado para 793 ocorridos na bacia *Coweeta* no estado americano da Carolina do Norte. A linha sólida corresponde à função $P = 0,2S$ (Fonte: Adaptado de HAWKINS, 1993)

A estimativa das perdas iniciais também é um ponto controverso no método SCS-CN. O NRCS (2004) recomenda que se utilize $\lambda = 0,2$, isto é, que se considere que as perdas iniciais correspondem a 20% das perdas máximas. No entanto, estudos têm mostrado que o valor do parâmetro varia de acordo com o evento e com o local, e que tem se observado na maior parte dos casos valores de λ menores do que 0,2 (HAWKINS et al., 2009). Dessa forma, de acordo Hawkins et al. (2009), o valor mais adequado seria $\lambda = 0,05$. Entretanto, ao adotar esse valor, toda a tabela de valores de CN fornecidas pelo NRCS (2004) também deveria ser modificada, porque foi desenvolvida baseando-se na hipótese de que $\lambda = 0,2$. Uma alternativa seria converter o CN obtido nas tabelas ($CN_{0,20}$) para um CN equivalente, considerando a hipótese de que $\lambda = 0,05$ ($CN_{0,05}$). Essa conversão pode ser realizada a partir da Equação (8) (HAWKINS et al., 2009).

$$CN_{0,05} = \frac{100}{\left\{ 1,879 \left[\left(\frac{100}{CN_{0,20}} \right) - 1 \right]^{1,15} + 1 \right\}} \quad (8)$$

2.2.3 Hidrograma Unitário

A teoria do Hidrograma Unitário é muito utilizada para prever o hidrograma do escoamento superficial gerado por uma dada chuva e está baseada na hipótese da relação linear entre a chuva excedente e o hidrograma gerado.

O hidrograma unitário é o hidrograma do escoamento direto, causado por uma chuva efetiva unitária (por exemplo, uma chuva excedente de 1 mm ou de 1 cm). A teoria do Hidrograma Unitário está baseada em algumas considerações (COLLISCHONN; DORNELLES, 2015): (i) a precipitação excedente e unitária tem intensidade constante ao longo de sua duração, isso significa que se supõe uma distribuição temporal uniforme da precipitação; (ii) a precipitação excedente e unitária distribui-se de forma uniforme sobre toda a área de drenagem, assumindo-se assim uma distribuição espacial uniforme da chuva; (iii) a bacia tem comportamento linear, podendo ser aplicados princípios de proporcionalidade e superposição.

A determinação do hidrograma unitário pode ser realizada a partir da observação de dados de precipitação e vazão. No entanto, devido à escassez destes dados e às constantes mudanças no uso e ocupação do solo que ocorrem nas bacias hidrográficas, foram desenvolvidos Hidrogramas Unitários Sintéticos baseados em características morfológicas, de tipo e de uso do solo das bacias (TUCCI, 2003).

Hidrograma Unitário Triangular do SCS

A partir de análises não publicadas de hidrogramas unitários em bacias com diferentes características nos EUA, o SCS (1972) concluiu que o hidrograma unitário pode ser aproximado por relações de tempo e vazão estimadas com base na área da bacia e no tempo de concentração (tempo necessário para que toda a bacia contribua para o escoamento superficial no exutório). Além disso, essa metodologia propõe que o hidrograma unitário pode ser aproximado por um triângulo, daí o nome Hidrograma Unitário Triangular (HUT) sintético. O HUT é definido por valores de vazão de pico (Q_p), tempo de pico (t_p) e tempo de base (t_b) (Figura 4).

O tempo de pico (t_p), em horas, é o tempo de subida do hidrograma até atingir a vazão de pico, e pode ser encontrado a partir da aplicação da Equação (9).

$$t_p = \frac{d}{2} + 0,6 \cdot t_c \quad (9)$$

Onde d é a duração da precipitação (h); e t_c é o tempo de concentração da bacia (h).

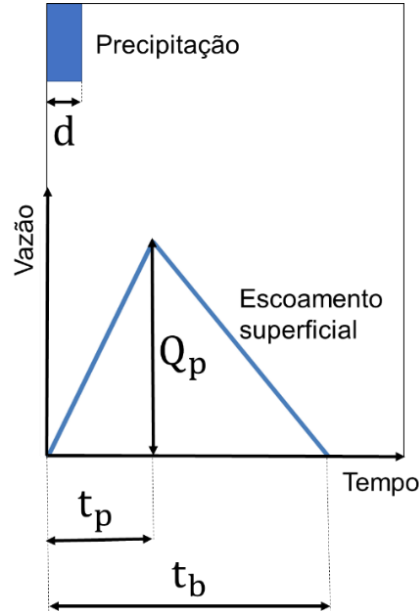


Figura 4 - Forma do HUT do SCS

O tempo de base do hidrograma (t_b), em horas, representa a duração do escoamento superficial e é dado pela Equação (10).

$$t_b = 2,67 \cdot t_p \quad (10)$$

Onde t_p é em horas.

O volume total escoado (V) para uma chuva excedente unitária é dado pelo produto da área da bacia (A) pela lâmina de chuva excedente (P), como pode ser observado na Equação (11).

$$V = A \cdot P \quad (11)$$

Esse mesmo volume pode ser calculado pela área sob a curva de um hidrograma unitário triangular do SCS como mostrado na Equação (12).

$$V = \frac{t_b \cdot Q_p}{2} \quad (12)$$

Onde Q_p é a vazão de pico do hidrograma unitário.

Igualando a Equação (11) e a Equação (12), e introduzindo a Equação (10), a vazão de pico do hidrograma unitário triangular, para uma chuva excedente de 1 mm, pode ser calculada pela Equação (13).

$$Q_p = \frac{0,208 \cdot A}{t_p} \quad (13)$$

Onde Q_p é em m^3/s ; A é em km^2 ; e t_p é em horas.

A partir do hidrograma unitário e da estimativa da chuva excedente, é possível calcular os hidrogramas resultantes de eventos complexos de precipitação admitindo um comportamento linear da bacia, o que permite empregar os princípios da proporcionalidade e da superposição (COLLISCHONN; DORNELLES, 2015).

Hidrograma Unitário de Clark

No Hidrograma Unitário de Clark (CLARK, 1945), busca-se estimar o tempo de viagem do escoamento de cada ponto da bacia até o exutório, possibilitando construir linhas isócronas sobre a bacia, que ligam pontos com o mesmo tempo de viagem até o exutório, como mostrado no esquema à esquerda da Figura 4. Dessa forma, pode-se construir um Histograma Tempo-Área (HTA) medindo a área entre cada par de isócronas, como mostrado no esquema à direita da Figura 5.

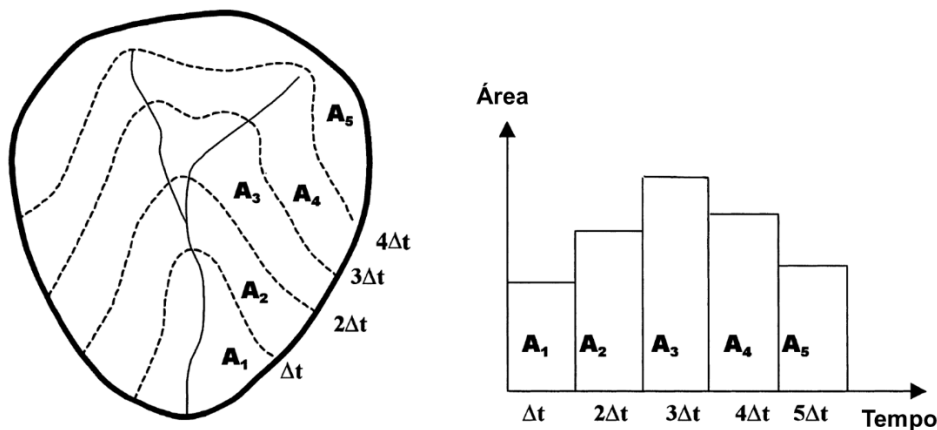


Figura 5 - Linhas isócronas e Histograma Tempo – Área (Fonte: SAGHAFIAN; JULIEN; RAJAIE, 2002)

A partir do HTA é possível construir um hidrograma unitário. Para cada passo de tempo i , a vazão I_i gerada no exutório é igual a área da bacia (A_i) que contribui para o exutório naquele passo tempo vezes a intensidade da chuva excedente (P_{exc}). Nesse caso, a

chuva excedente P_{exc} é unitária (1 mm ou 1 cm) e tem duração igual a d , como mostrado na Equação (14).

$$I_i = \frac{A_i P_{exc}}{d} \quad (14)$$

No entanto, o hidrograma unitário calculado pela Equação (14) costuma ter uma resposta muito rápida e pode resultar em superestimativas da vazão máxima devido ao fato de o HTA representar apenas o processo de translação da água na bacia, sem representar o processo de armazenamento temporário da água, já que antes de escoar a água normalmente passa por um processo de acumulação, o que tende a atenuar a resposta da bacia (COLLISCHONN; DORNELLES, 2015).

Para considerar os efeitos do armazenamento, se admite que o hidrograma unitário obtido via HTA passa por um reservatório linear simples hipotético. O hidrograma de saída desse reservatório é dado pela Equação (15).

$$O_i = C_0 I_i + C_1 I_{i-1} + C_2 O_{i-1} \quad (15)$$

Onde O_i é a vazão do hidrograma unitário que sai do reservatório no passo de tempo i , I_i é a vazão do hidrograma unitário que entra no reservatório, obtida na Equação (14). C_0 , C_1 e C_2 são coeficientes do reservatório linear, obtidos a partir das Equações (16) e (17).

$$C_0 = C_1 = \frac{d}{2K + d} \quad (16)$$

$$C_2 = 1 - 2C_0 \quad (17)$$

Onde d é o intervalo de tempo entre a vazão O_i e O_{i+1} e K é o coeficiente de armazenamento do reservatório linear em unidades de tempo e representa o tempo de residência médio da água no reservatório (Equação 18).

$$V = K \cdot O \quad (18)$$

Onde V é o volume de água armazenada no reservatório e O é a vazão que sai do reservatório.

2.3 Modelos distribuídos baseados no processamento do MDE

2.3.1 Visão geral

Com o surgimento dos Sistemas de Informação Geográfica (SIGs) e dos MDEs, uma série de modelos chuva-vazão distribuídos baseados no processamento do MDE passaram a ser formulados a partir do início dos anos 90, como pode ser observado na Tabela 1. Também

contribuíram nesse processo o aumento da capacidade computacional e a crescente disponibilidade de dados espacialmente distribuídos de uso do solo, tipo de solo, precipitação etc.

Um dos primeiros modelos propostos na literatura é o de Maidment (1993), que se baseia na estimativa do Histograma Tempo-Área (HTA). Esse modelo foi aprimorado posteriormente por Maidment et al. (1996). Ainda nesse mesmo período, Peters e Easton (1996) e Yang, Kull e Feldman (1999) desenvolveram o modelo *Modified Clark* (ModClark), propondo integrar dados de precipitação obtidos via radar meteorológico. No Brasil, Silveira e Desbordes (1999) também desenvolveram um modelo chuva-vazão baseado na determinação do HTA.

Já Melesse e Graham (2004) desenvolveram o modelo *Spatially Distributed Direct Hydrograph travel time technique* (SDDH), que foi aprimorado mais tarde por Du et al. (2009). Outros modelos baseados no processamento do MDE publicados posteriormente incluem o *Urban Morpho-climatic Instantaneous Unit Hydrograph* (U-MCIUH) (GIRONÁS et al., 2009); o *Storage Released based Distributed Hydrologic Model* (STORE DHM) (KANG; MERWADE, 2011); o *Distributed-Clark* (CHO; ENGEL; MERWADE, 2018); e por fim o Hidropixel (COSTA et al., 2019; VEECK et al., 2020).

Na Tabela 1 esses modelos são diferenciados em relação à discretização espacial adotada pelo modelo. Também é feita a diferenciação em relação ao método utilizado para estimar o tempo de viagem do escoamento de cada pixel até o exutório. Cada modelo também é classificado em relação à forma como são representados os efeitos de translação e do armazenamento (amortecimento).

A translação é o movimento que a água realiza partindo do pixel e chegando ao exutório da bacia. O tempo necessário para realizar esse movimento é o tempo de viagem do escoamento do pixel até o exutório. A translação pode ser compreendida avaliando o hidrograma em dois pontos ao longo de um rio (Figura 5). Na translação o pico de vazão no ponto a jusante ocorre algum tempo depois do pico a montante.

A propagação do escoamento superficial dificilmente pode ser representada somente pela translação, pois há na bacia armazenamentos temporários durante os eventos, principalmente nos condutos, canais e demais cursos d'água (SILVEIRA; DESBORDES, 1999). Na Figura 6 é possível perceber que o efeito do armazenamento tende a suavizar o hidrograma no ponto a jusante (ponto B), reduzindo a vazão de pico, embora sem alterar o volume total do hidrograma. Além disso, o tempo de pico do hidrograma em B é maior do que o tempo de pico do hidrograma em A.

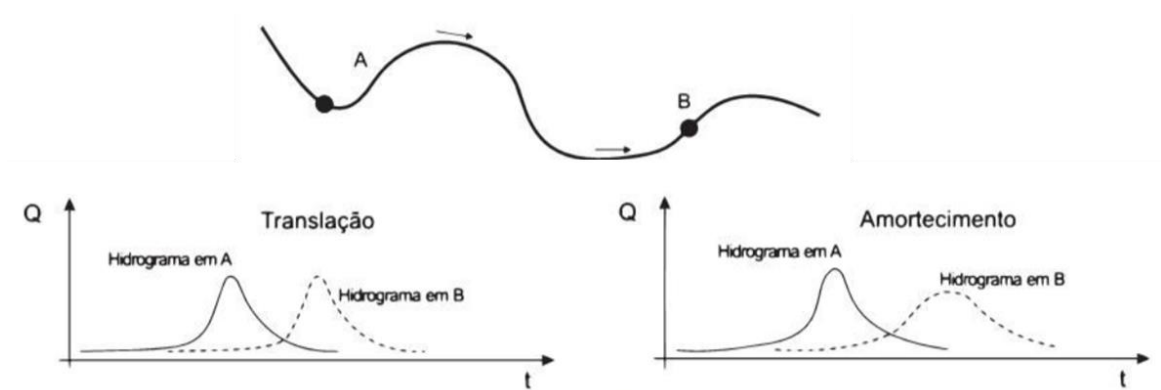


Figura 6 - Efeitos de translação e armazenamento (amortecimento) ao longo de um rio
(Fonte: COLLISCHONN; DORNELLES, 2015)

A Tabela 1 também diferencia os modelos em relação à forma como foi incorporada a variabilidade espacial da precipitação, em relação ao método para estimativa da chuva excedente; e em relação à aplicação do modelo (área da bacia, resolução espacial do MDE e quantidade de eventos de chuva avaliados).

Tabela 1 – Revisão bibliográfica: modelos chuva-vazão distribuídos baseados no processamento do MDE.

Referência	Discretização adotada pelo modelo	Tempo de viagem do escoamento	Translação	Efeitos do armazenamento	Variabilidade espacial da chuva	Cálculo da chuva excedente	Aplicação
Maidment, 1993	Pixels do MDE	O autor não indica um método específico para fazer essa estimativa.	<p>- A partir da estimativa do tempo de viagem de cada pixel até o exutório é possível construir um mapa de linhas isócronas, permitindo obter um histograma tempo área;</p> <p>- A obtenção do hidrograma para um bloco de chuva seria: para cada passo de tempo a vazão do hidrograma é igual a área da bacia que contribui no exutório naquele tempo vezes a intensidade da chuva excedente naquela área.</p>	Não considerou os efeitos do armazenamento.	Cada isócrona pode ter uma chuva diferente, mas não foi feita aplicação do método.	Cada isócrona pode gerar uma chuva excedente diferente (média da chuva excedente dos pixels na isócrona), mas não foi feita aplicação do método.	O modelo não foi aplicado.
Muzik, 1996	Pixels do MDE	<p>- Equação da onda cinemática para escoamento em superfície;</p> <p>- Equação de Manning para escoamento em canal;</p> <p>- O tempo de viagem é constante durante o evento de chuva, mas varia em função do porte do evento.</p>	Foi feita aplicação do método proposto por Maidment (1993).	Não considerou os efeitos do armazenamento.	Uniforme para toda a bacia.	Cada pixel gerou sua chuva excedente em função do seu CN, a partir daí foi estimada uma chuva excedente média para toda a bacia.	<p>- Área da bacia: 229 km²;</p> <p>- Resolução espacial do MDE: 1 km;</p> <p>- 1 evento de chuva.</p>

Tabela 1 – Revisão bibliográfica: modelos chuva-vazão distribuídos baseados no processamento do MDE.

Referência	Discretização adotada pelo modelo	Tempo de viagem do escoamento	Translação	Efeitos do armazenamento	Variabilidade espacial da chuva	Cálculo da chuva excedente	Aplicação
Maidment et al., 1996	Pixels do MDE	A velocidade da água em cada pixel foi estimada com base em uma equação derivada da Equação de Manning e que tem como parâmetros: a declividade e área de drenagem acumulada do pixel; alguns coeficientes obtidos via calibração; e velocidade média da água na bacia.	Propõe um módulo que considera apenas a translação, similar ao apresentado por Maidment (1993).	Cada pixel possui um reservatório linear, cujo coeficiente de armazenamento K está relacionado ao tempo de viagem do escoamento do pixel até o exutório. Quanto maior o tempo de viagem, maior é o K. Um hidrograma unitário é então estimado para cada pixel da bacia. A vazão resultante para toda a bacia em um determinado instante de tempo é o somatório das vazões geradas por cada pixel no referido instante de tempo.	O modelo permite que a precipitação seja diferente em cada pixel. No entanto, a aplicação do modelo apresentada considerou a chuva uniforme em toda a bacia	O modelo permite que a chuva excedente seja diferente em cada pixel. No entanto, a aplicação do modelo apresentada considerou a chuva excedente uniforme em toda a bacia	- Área da bacia: 8.7 km ² ; - Resolução do MDE: 50 m; - 1 evento hipotético de chuva excedente unitária.
Peters e Easton, 1996 (ModClark)	Pixels do radar meteorológico	A distância percorrida pelo escoamento desde o pixel do radar até o exutório é a média das distâncias dos pixels do MDE que estão dentro da área do pixel do radar. O tempo de viagem de cada pixel do radar até o exutório é proporcional a essa distância e calculado como sendo uma fração do tempo de concentração da bacia.	- O modelo apresentado é chamado de <i>Modified Clark</i> (ModClark), desenvolvido para integrar o software <i>Hydrologic Modeling System</i> (HEC-HMS). - A chuva excedente de cada pixel do radar é transladada até o exutório de acordo com o tempo de viagem do pixel.	Admite-se que o hidrograma gerado por cada pixel do radar passa por um reservatório linear, cujo coeficiente de armazenamento K é o mesmo para todos os pixels. O hidrograma final para toda a bacia é o resultado da superposição dos hidrogramas gerados por cada pixel.	Variável espacialmente (dados de radar meteorológico)	Cada célula do radar gerou sua chuva excedente através do método <i>Constant Loss Rate</i> . O parâmetro para estimar chuva excedente nesse método foi considerado o mesmo para todos os pixels.	- 4 bacias: 829, 1645, 795 e 894 km ² ; - Resolução do MDE: 100 m; - Área do pixel do radar: 16 km ² ; - 3 eventos de chuva.

Tabela 1 – Revisão bibliográfica: modelos chuva-vazão distribuídos baseados no processamento do MDE.

Referência	Discretização adotada pelo modelo	Tempo de viagem do escoamento	Translação	Efeitos do armazenamento	Variabilidade espacial da chuva	Cálculo da chuva excedente	Aplicação
Yang, Kull e Feldman, 1999 (ModClark)	Pixels do radar meteorológico	Mesmo método adotado por Peters e Easton (1996).	Mesmo método adotado por Peters e Easton (1996).	Mesmo método adotado por Peters e Easton (1996).	Variável espacialmente (dados de radar meteorológico)	Mesmo método adotado por Peters e Easton (1996).	- Área da bacia: 7.304 km²; - Resolução do MDE: 90 m; - Resolução espacial do radar: 4 km; - 2 eventos de chuva.
Silveira e Desbordes, 1999	Pixels do MDE	Assumiu-se que a velocidade do escoamento é a mesma em todos os pixels e constante durante o evento de chuva. O valor dessa velocidade foi encontrado por meio de equações empíricas que relacionam características da chuva e da bacia à velocidade do escoamento.	Para cada passo de tempo da precipitação, um hidrograma independente no exutório é obtido pela soma das chuvas excedentes transladadas dos pixels que atingem o exutório nos mesmos intervalos de tempo futuros.	O hidrograma obtido em cada passo de tempo passa por um reservatório linear simples. Após o cálculo do hidrograma final de cada passo tempo, nova superposição é realizada para a obtenção do hidrograma global do evento.	Variável espacialmente (isoietas)	A chuva excedente foi estimada em cada pixel. Nas áreas urbanas foi atribuído a cada pixel um índice de impermeabilização (AIMP). Nas áreas suburbanas cada pixel foi caracterizado pela sua capacidade de infiltração média (INF).	- Área da bacia: 25,5 km²; - Resolução do MDE: 100 m; - 111 eventos de chuva.
Melesse e Graham, 2004 (SDDH)	Pixels do MDE	- Equação da onda cinemática para escoamento em superfície; - Equação de Manning para escoamento em canal. - O tempo de viagem é constante durante o evento de chuva, mas varia em função do porte do evento.	A vazão gerada por um pixel (intensidade da chuva excedente x área do pixel) chega ao exutório após o tempo de viagem do pixel. O hidrograma final é a soma das contribuições de cada pixel para cada instante de tempo.	Não considerou os efeitos do armazenamento.	Variável espacialmente (polígonos de Thiessen)	- Cada pixel gerou sua chuva excedente a partir do CN do pixel; - Para cada evento estudado o CN do pixel variou em função das condições de umidade antecedente do solo, observando o total precipitado nos 5 dias anteriores ao evento.	- Área da bacia: 114 km²; - Resolução do MDE: 30 m; - 16 eventos de chuva.

Tabela 1 – Revisão bibliográfica: modelos chuva-vazão distribuídos baseados no processamento do MDE.

Referência	Discretização adotada pelo modelo	Tempo de viagem do escoamento	Translação	Efeitos do armazenamento	Variabilidade espacial da chuva	Cálculo da chuva excedente	Aplicação
Du et al., 2009 (SDDH)	Pixels do MDE	Adaptou o método de Melesse e Graham (2004) para considerar a variação da velocidade da água no pixel durante o evento de chuva.	Mesmo método adotado por Melesse e Graham (2004).	Não considerou os efeitos do armazenamento.	Variável espacialmente (polígonos de Thiessen)	Similar a Melesse e Graham (2004), mas com calibração das condições de umidade antecedente do solo para cada evento.	- Área da bacia: 259 km ² ; - Resolução do MDE: 50 m; - 8 eventos de chuva.
Gironás et al., 2009 (U-McIUH)	Pixels do MDE	- Foram utilizadas equações baseadas teoria da onda cinemática e que diferencial trechos de escoamento em superfície, ruas, galerias e canais; - O tempo de viagem varia durante o evento de chuva.	O hidrograma unitário da bacia corresponde à função densidade de probabilidade (PDF) dos tempos de viagem até o exutório.	Não considerou os efeitos do armazenamento.	Uniforme para toda a bacia.	A chuva excedente gerada em cada pixel foi estimada a partir de uma versão simplificada do modelo de capacidade infiltração de Horton, onde a capacidade de infiltração é sempre a mesma. Essa capacidade de infiltração em cada pixel depende do tipo de solo e das condições de umidade antecedente do evento. Em seguida foi estimada uma chuva excedente média para toda a bacia para o cálculo do hidrograma final, dada pela média das chuvas excedentes calculadas em cada pixel.	- Área da bacia: 1,64 km ² ; - Resolução do MDE: 20 m; - 17 eventos de chuva.

Tabela 1 – Revisão bibliográfica: modelos chuva-vazão distribuídos baseados no processamento do MDE.

Referência	Discretização adotada pelo modelo	Tempo de viagem do escoamento	Translação	Efeitos do armazenamento	Variabilidade espacial da chuva	Cálculo da chuva excedente	Aplicação
Kang and Merwade, 2011 (STORE DHM)	Pixels do MDE	<ul style="list-style-type: none"> - Equação da onda cinemática para escoamento em superfície; - Equação de Manning para escoamento em canal. - O tempo de viagem varia durante o evento de chuva. 	A vazão gerada por cada pixel (área do pixel vezes intensidade da precipitação excedente) flui por uma série de reservatórios (cada pixel possui um reservatório simples), seguindo os caminhos de fluxo, até chegar ao exutório.	Para um instante de tempo qualquer, cada pixel armazena a água proveniente dos pixels a montante e do próprio pixel e passa a liberar para o pixel a jusante no próximo intervalo de tempo. O tempo de residência da água no reservatório é o tempo que a água leva para escoar do pixel avaliado até o pixel imediatamente a jusante.	<ul style="list-style-type: none"> - Variável espacialmente (dados de radar meteorológico); - Dados de postos pluviométricos. 	Cada pixel gerou sua chuva excedente a partir do CN do pixel.	<ul style="list-style-type: none"> - 3 bacias: 707, 96 e 46 km²; - Resolução do MDE: 30 m; - 4 eventos de chuva.
Cho, Engel e Merwade, 2018 (Distributed -Clark)	Pixels do MDE/Polígono s de Thiessen	<ul style="list-style-type: none"> - Equação da onda cinemática para escoamento em superfície; - Equação de Manning para escoamento em canal. - O tempo de viagem é sempre o mesmo, independentemente das características do evento. 	<ul style="list-style-type: none"> - Cada polígono de Thiessen gerou seu hidrograma unitário de Clark baseado no tempo de viagem até o exutório dos pixels do MDE contidos dentro do polígono; - A partir do hidrograma unitário é possível obter o hidrograma final de cada polígono; - A superposição dos hidrogramas de cada polígono permite obter o hidrograma final para toda a bacia. 	O hidrograma unitário de cada polígono foi amortecido por um reservatório linear e o coeficiente de armazenamento K desse reservatório foi considerado igual para todos os polígonos e foi obtido via calibração.	Variável espacialmente (polígonos de Thiessen)	A chuva excedente foi calculada em cada pixel do mapa de CN, permitindo encontrar a chuva excedente média em cada polígono de Thiessen.	<ul style="list-style-type: none"> - 4 bacias: 2460, 2204, 490 e 759 km²; - Resolução do MDE: 30 m; - 6 eventos avaliados.

Tabela 1 – Revisão bibliográfica: modelos chuva-vazão distribuídos baseados no processamento do MDE.

Referência	Discretização adotada pelo modelo	Tempo de viagem do escoamento	Translação	Efeitos do armazenamento	Variabilidade espacial da chuva	Cálculo da chuva excedente	Aplicação
Costa et al., 2019 (Hidropixel)	Pixels do MDE	<ul style="list-style-type: none"> - Equação da onda cinemática para escoamento em superfície; - Equação de Manning para escoamento em canal. - O tempo de viagem é constante durante o evento de chuva, mas varia em função do porte do evento. 	<ul style="list-style-type: none"> - Um hidrograma unitário triangular (HUT) foi estimado em cada pixel com base na área do pixel e no tempo de viagem do pixel até o exutório. - O hidrograma final para toda a bacia é a superposição dos hidrogramas finais de cada pixel; - O método desconsidera que a chuva excedente gerada em um pixel só começa a contribuir de fato no exutório da bacia após percorrer todo o caminho de fluxo do pixel até o exutório. 	Quanto maior o tempo de viagem até o exutório, mais atenuado é o hidrograma, representando, dessa forma, os efeitos do armazenamento temporário da água.	Uniforme para toda a bacia.	<ul style="list-style-type: none"> - Cada pixel gerou sua chuva excedente a partir do CN do pixel; - Para cada evento estudado o CN do pixel variou em função das condições de umidade antecedente do solo, observando o total precipitado nos 5 dias anteriores ao evento. 	<ul style="list-style-type: none"> - Área da bacia: 4,93 km²; - Resolução do MDE: 30 m; - 24 eventos de chuva.
Veeck et al., 2020 (Hidropixel)	Pixels do MDE	Mesmo método adotado por Costa et al. (2019).	Mesmo método adotado por Costa et al. (2019).	Mesmo método adotado por Costa et al. (2019).	Uniforme para toda a bacia.	Mesmo método adotado por Costa et al. (2019).	<ul style="list-style-type: none"> - Área da bacia: 6 km²; - Resolução do MDE: 1 m, 2m, 10m e 30 m; - 18 eventos de chuva.

2.3.2 Modelo de Maidment et al. (1996)

O modelo desenvolvido por Maidment et al. (1996) é uma versão aprimorada do modelo proposto inicialmente por Maidment (1993).

Maidment (1993) propôs estimar a velocidade da água em cada pixel do MDE, baseando-se em informações sobre uso do solo e declividade. Isso permitiria encontrar o tempo de viagem de cada pixel até o exutório e criar um mapa contendo linhas isócronas, que ligariam pixels com mesmo tempo de viagem até o exutório. A partir do mapa com linhas isócronas seria possível construir um Histograma Tempo – Área (HTA) e obter o hidrograma unitário da bacia hidrográfica. No entanto, Maidment (1993) não realizou a aplicação do método.

O método proposto por Maidment (1993) foi testado por Muzik (1996), que aplicou o modelo em uma bacia de 229 km² e para um MDE com resolução espacial de 1 km. Para estimativa do tempo de viagem de cada pixel do MDE até o exutório foi usada a equação da onda cinemática para trechos de escoamento em superfície e a equação de Manning para escoamento em canal. O tempo de viagem é constante durante o evento de chuva, mas varia em função do porte do evento. A chuva excedente foi estimada em cada pixel pelo método SCS-CN em função do CN do pixel, a partir daí foi calculada uma chuva excedente média para toda a bacia, estimada como a média da chuva excedente gerada por cada pixel. Apenas um evento de chuva foi testado.

O modelo de Maidment (1993) permite que a chuva excedente seja diferente para cada isócrona, mas não permite estimar uma chuva excedente em cada pixel da bacia, o que é uma desvantagem. Além disso, o modelo não considera os efeitos do armazenamento temporário da água na bacia.

Por essa razão, uma versão mais aprimorada do modelo proposto por Maidment (1993) foi apresentada por Maidment et al. (1996) e sugeriu representar os efeitos do armazenamento temporário da água considerando um reservatório linear em cada pixel da bacia (Figura 7). Um hidrograma unitário é então estimado para cada pixel da bacia. Dessa forma, o modelo permite que tanto a precipitação quanto a chuva excedente variem em cada pixel. A vazão resultante para toda a bacia em um determinado instante de tempo é o somatório das vazões geradas por cada pixel no referido instante de tempo.

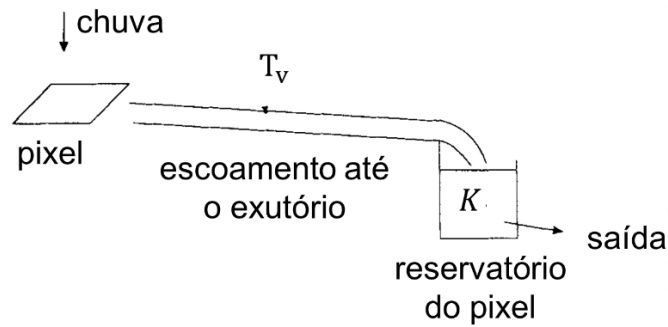


Figura 7 – Esquema da representação da translação e armazenamento temporário da água no modelo proposto por Maidment et al. (1996) (Fonte: Adaptado de MAIDMENT et al., 1996)

Nesse modelo, o coeficiente de armazenamento do reservatório de cada pixel (K) está relacionado ao tempo de viagem do escoamento do pixel até o exutório (T_v) por meio da relação apresentada na Equação (19) e quanto maior o tempo de viagem, maior é o coeficiente de armazenamento.

$$\beta = \frac{K}{T_v + K} \quad (19)$$

O valor do parâmetro β é considerado o mesmo para todos os pixels da bacia e foi obtido via calibração de forma a aproximar a vazão de pico observada e a vazão de pico calculada.

Para determinar o tempo de viagem do escoamento, estimou-se a velocidade da água em cada pixel com base em uma equação derivada da Equação de Manning e que tem como parâmetros: a declividade e área de drenagem acumulada do pixel; alguns coeficientes obtidos via calibração; e a velocidade média da água na bacia que também precisa ser determinada via calibração. Essa necessidade de calibração desses parâmetros é uma desvantagem porque dificulta a aplicação do modelo em bacias sem dados monitorados.

Para testar o método, Maidment et al. (1996) simularam a resposta de uma bacia de 8,7 km² a um evento hipotético de chuva excedente unitária e uniforme e compararam ao hidrograma unitário obtido via dados de vazão observados. Foi utilizado um MDE com resolução espacial de 50 metros.

Uma deficiência do trabalho de Maidment et al. (1996) está no fato de que não foram testados eventos reais de precipitação e dessa forma pode-se dizer que não houve uma validação do modelo. Portanto, muitas possibilidades promissoras do método não foram

avaliadas, como a capacidade de incorporar a variabilidade espacial da precipitação e das características físicas da bacia.

2.3.3 ModClark

Com a crescente disponibilidade de dados de chuva obtidos por radar meteorológico, Peters e Easton (1996) e Yang, Kull e Feldman (1999) apresentaram o modelo *Modified Clark* (ModClark), desenvolvido para integrar o software *Hydrologic Modeling System* (HEC-HMS). O modelo busca adaptar o Hidrograma Unitário de Clark (CLARK, 1945) para incorporar dados de precipitação espacialmente distribuídos.

O ModClark opera a nível de pixel do radar, que costuma ser maior do que o pixel do MDE. Dessa forma, a distância percorrida pelo escoamento de um pixel do radar até o exutório é a média das distâncias dos pixels do MDE que estão dentro da área do pixel do radar, possibilitando a estimativa do tempo de viagem de cada pixel do radar até o exutório, calculado como sendo uma fração do tempo de concentração da bacia. Esse tempo de viagem é utilizado para transladar a chuva excedente gerada em cada pixel até o exutório da bacia.

No ModClark, se admite que o hidrograma gerado por cada pixel do radar passa por um reservatório linear para considerar os efeitos do armazenamento temporário da água na bacia (Figura 8). O coeficiente linear do reservatório (K) é igual para todos os pixels, o que é uma desvantagem do método em relação a outros modelos.

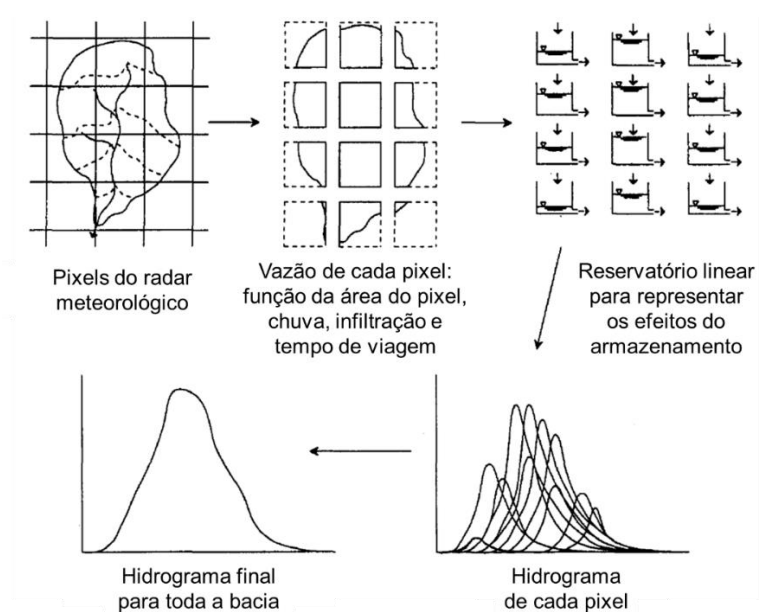


Figura 8 – Funcionamento do ModClark (Fonte: Adaptado de YANG; KULL; FELDMAN, 1999)

Outra deficiência do ModClark é a discretização espacial a nível de pixel do radar meteorológico, cuja resolução costuma ser mais grosseira em comparação ao pixel do MDE. Apesar das significativas melhorias na resolução espacial dos dados de radar observadas nas últimas décadas, atualmente o mais comum é encontrar dados de radar com resolução espacial de 1 km (IMHOFF et al., 2020), o que dificulta a representação da variabilidade espacial das características da bacia, como a topografia.

2.3.4 Modelo de Silveira e Desbordes (1999)

No modelo proposto por Silveira e Desbordes (1999), o mapa de isoietas determina a precipitação em cada pixel do MDE. Para cada passo de tempo da precipitação, um hidrograma independente no exutório é obtido pela soma das chuvas excedentes transladadas dos pixels que atingem o exutório nos mesmos intervalos de tempo futuros. Os efeitos do armazenamento temporário são contabilizados considerando que o hidrograma obtido em cada passo de tempo passa por um reservatório linear simples. Após o cálculo do hidrograma final de cada passo tempo, nova superposição é realizada para a obtenção do hidrograma global do evento.

Para estimar o tempo de viagem de cada pixel até o exutório, a velocidade da água foi considerada a mesma para todos os pixels da bacia durante o evento de chuva. O valor dessa velocidade foi encontrado por meio de equações empíricas que relacionam características da chuva e da bacia à velocidade do escoamento. Essa simplificação é uma deficiência do método, já que ele não considera que a velocidade do escoamento pode variar significativamente entre os pixels em função de características como uso do solo e declividade. Outra simplificação do modelo é considerar um único reservatório linear para toda a bacia.

Silveira e Desbordes (1999) aplicaram o modelo em uma bacia com área de 25,5 km² utilizando um MDE com resolução espacial de 100 m e para um total de 111 eventos de chuva, o que é um diferencial em relação aos demais trabalhos, que não costumam avaliar essa quantidade de eventos. O modelo ajustou-se bem à maioria das 111 cheias observadas, obtendo reproduções de cheias muito boas para 67 eventos, com coeficiente de determinação (R^2) quase sempre maior que 0,9.

2.3.5 SDDH

O modelo *Spatially Distributed Direct Hydrograph travel time technique* (SDDH) foi desenvolvido por Melesse e Graham (2004). Nesse modelo, cada pixel do MDE gera sua chuva excedente a partir do seu CN e a vazão gerada por um pixel (intensidade da chuva excedente x área do pixel) chega ao exutório após o tempo de viagem do pixel. O hidrograma final é a soma das contribuições de cada pixel para cada instante de tempo. Não foram considerados os efeitos do armazenamento temporário da água.

A precipitação variou espacialmente, segundo o polígono de Thiessen no qual o pixel está localizado.

O tempo de viagem até o exutório foi encontrado a partir da equação da onda cinemática para escoamento em superfície e da equação de Manning para escoamento em canal. Foi considerado que a seção transversal da rede de drenagem é retangular e possui a mesma dimensão para todos os trechos. A área mínima de drenagem para definir o início dos cursos d'água e a largura da seção transversal dos rios foram obtidos via calibração. Esse tempo de viagem é constante durante o evento de chuva, mas varia em função do porte do evento.

Melesse e Graham (2004) aplicaram o método numa bacia com área de 114 km² e para um MDE com resolução espacial de 30 m. Um total de 16 eventos de chuva foram avaliados e todos os eventos foram usados na calibração dos parâmetros. Para cada evento estudado, o CN do pixel variou em função das condições de umidade antecedente, observando o total precipitado nos 5 dias anteriores ao evento.

Uma adaptação do método proposto por Melesse e Graham (2004) foi apresentada por Du et al. (2009) e procurou considerar a variação da velocidade da água no pixel durante o evento de chuva.

2.3.6 U-McIUH

O modelo *Urban Morpho-climatic Instantaneous Unit Hydrograph* (U-McIUH) foi proposto por Gironás et al. (2009) e foi desenvolvido para simular bacias urbanas.

O tempo de viagem do escoamento até o exutório foi estimado a partir de equações baseadas na teoria da onda cinemática e que diferenciam trechos de escoamento em superfície, ruas, galerias e canais. Esse tempo de viagem varia durante o evento de chuva em função da intensidade da chuva excedente no pixel. Para aplicar o método, Gironás et al.

(2009) imprimiram a rede vetorial com a representação de galerias, ruas e canais no MDE, rebaixando a elevação dos pixels ao longo dessa rede, mas ao contrário da abordagem mais comum em que uma profundidade constante é subtraída, o método usa a profundidade real em que se localizam essas estruturas para fazer os ajustes de elevação. Esta abordagem permite que a direção de fluxo nas galerias seja diferente da direção de fluxo na superfície do solo.

A partir daí é possível obter o hidrograma unitário da bacia, que corresponde à função densidade de probabilidade (PDF) dos tempos de viagem até o exutório.

A chuva excedente gerada em cada pixel foi estimada a partir de uma versão simplificada do modelo de capacidade infiltração de Horton, onde a capacidade de infiltração é sempre a mesma. Essa capacidade de infiltração em cada pixel depende do tipo de solo e das condições de umidade antecedente do evento. Em seguida foi estimada uma chuva excedente média para toda a bacia para o cálculo do hidrograma final, dada pela média das chuvas excedentes calculadas em cada pixel. Essa é uma das deficiências do método, já que ele não incorpora a variabilidade espacial da precipitação e da chuva excedente. Além disso, o modelo não considera os efeitos do armazenamento temporário da água na bacia.

2.3.7 STORE DHM

O modelo *Storage Released based Distributed Hydrologic Model* (STORE DHM) foi desenvolvido por Kang e Merwade (2011). Nesse modelo, a informação mais importante é o tempo que o escoamento leva para percorrer o pixel. Esse tempo de viagem varia durante o evento de chuva em função do volume de escoamento proveniente do próprio pixel e dos pixels a montante. Essa estimativa do tempo de viagem do escoamento é realizada através da equação da onda cinemática para pixels onde o escoamento é em superfície e da equação de Manning para pixels onde o escoamento é em canal.

A estimativa da chuva excedente em cada pixel foi realizada a partir do método SCS-CN, com base no valor do parâmetro CN do pixel.

A vazão gerada por cada pixel (área do pixel vezes intensidade da precipitação excedente) flui por uma série de reservatórios (cada pixel possui um reservatório simples), seguindo os caminhos de fluxo, até chegar ao exutório.

Para um instante de tempo qualquer, cada pixel armazena a água proveniente dos pixels a montante e do próprio pixel e passa a liberar para o pixel a jusante no próximo

intervalo de tempo (Figura 9). O tempo de residência da água no reservatório é o tempo que a água leva para escoar do pixel avaliado até o pixel imediatamente a jusante.

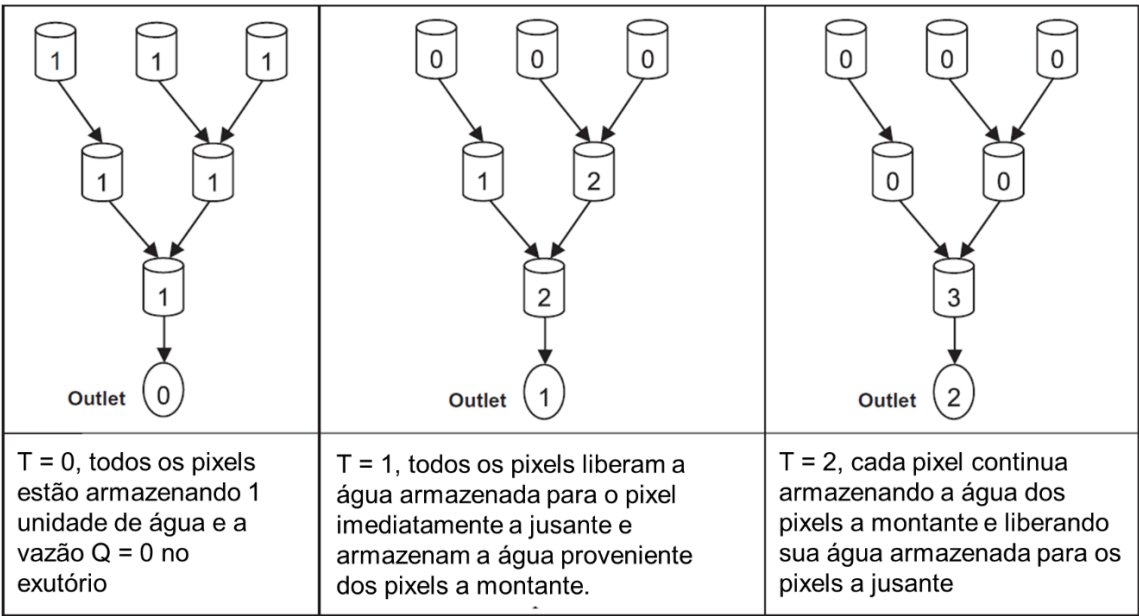


Figura 9 - Funcionamento do modelo STORE DHM (Fonte: Adaptado de KANG; MERWADE, 2011)

Kang e Merwade (2011) aplicaram o modelo em 3 bacias americanas com áreas iguais a 707, 96 e 46 km², usando um MDE com resolução espacial de 30 m e para 4 eventos de precipitação. Além disso, foi avaliado o desempenho do modelo utilizando dados de chuva proveniente de radar meteorológico e o desempenho usando dados de chuva obtidos via postos pluviométricos. O valor do coeficiente de rugosidade de Manning para estimativa do tempo de viagem do escoamento foi obtido via calibração e todas as simulações foram realizadas considerando as condições médias de umidade antecedente (AMC II).

2.3.8 Distributed-Clark

O modelo *Distributed-Clark* foi proposto por Cho, Engel e Merwade (2018). Nesse modelo, um Hidrograma Unitário de Clark foi obtido para cada polígono de Thiessen da bacia, baseando-se no tempo de viagem até o exutório dos pixels do MDE contidos dentro do polígono. Para considerar os efeitos do armazenamento, o hidrograma unitário de cada polígono foi amortecido por um reservatório linear e o coeficiente de armazenamento K desse reservatório foi considerado igual para todos os polígonos, sendo obtido via calibração.

A chuva excedente foi calculada em cada pixel do mapa de CN, permitindo encontrar a chuva excedente média em cada polígono de Thiessen (Figura 10). Dessa forma, o modelo possui uma deficiência na representação da variabilidade espacial da chuva excedente. O parâmetro λ para estimativa das perdas iniciais no método SCS-CN foi calibrado para cada evento de chuva avaliado.

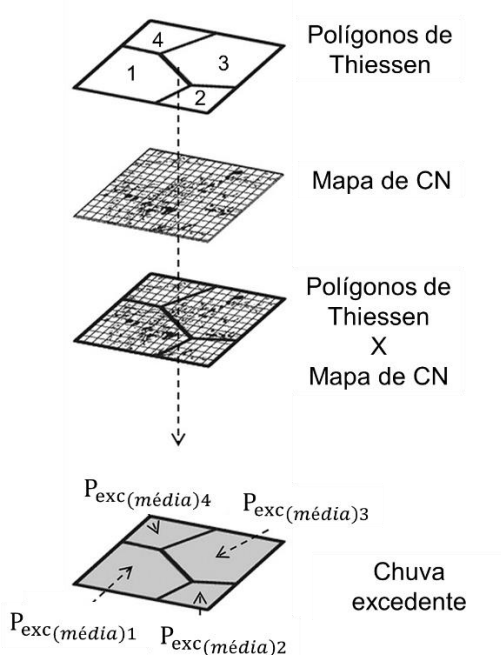


Figura 10 – Estimativa da chuva excedente no modelo Distributed-Clark (Fonte: Adaptado de CHO; ENGEL; MERWADE, 2018)

Para estimar o tempo de viagem do escoamento, foi utilizada a equação da onda cinemática para escoamento em superfície e a equação de Manning para escoamento em canal. Nesse modelo o tempo de viagem é constante e não varia de um evento para outro.

2.3.9 Hidropixel

O modelo Hidropixel foi proposto por Costa et al. (2019) e Veeck et al. (2020). No Hidropixel, o tempo de viagem do escoamento de cada pixel do MDE até o exutório da bacia é considerado constante durante o evento de chuva e é estimado distinguindo os trechos de escoamento em superfície e em rede de drenagem e com base em informações sobre a rugosidade e declividade do solo, seção transversal dos cursos d'água e caminhos de fluxo do escoamento.

Em seguida, mapas com informação sobre uso e tipo de solo são usados para estimar o escoamento superficial em cada pixel com base no método SCS-CN.

Para representar a propagação do escoamento superficial, um hidrograma unitário triangular (HUT) foi estimado em cada pixel com base na área do pixel e no tempo de viagem do pixel até o exutório (Figura 11). O hidrograma final para toda a bacia é a superposição dos hidrogramas finais de cada pixel.

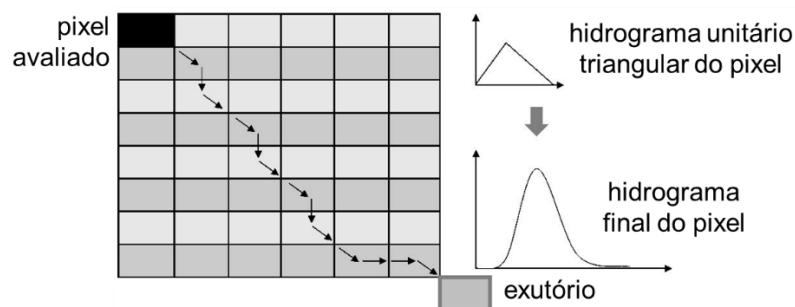


Figura 11 - Cálculo do hidrograma final de um pixel (Fonte: Adaptado de COSTA et al., 2019)

Costa et al. (2019) aplicaram o Hidropixel na bacia Cascata I (4,93 km²) em Porto Alegre - RS, utilizando um MDE com resolução espacial igual a 30 m, para um total de 24 eventos de chuva e considerando a chuva uniforme em toda a bacia. Foi realizada a calibração por evento do parâmetro λ para estimativa das perdas iniciais. Também foi avaliado o desempenho do Hidropixel considerando $\lambda = 0,2$, valor recomendado pelo NRCS (2004). A Figura 12 apresenta os hidrogramas resultantes para cada evento de chuva avaliado. Foi identificada uma antecipação sistemática na representação da vazão de pico. Além disso, a calibração do parâmetro λ individualmente para cada evento melhorou consideravelmente o desempenho do Hidropixel.

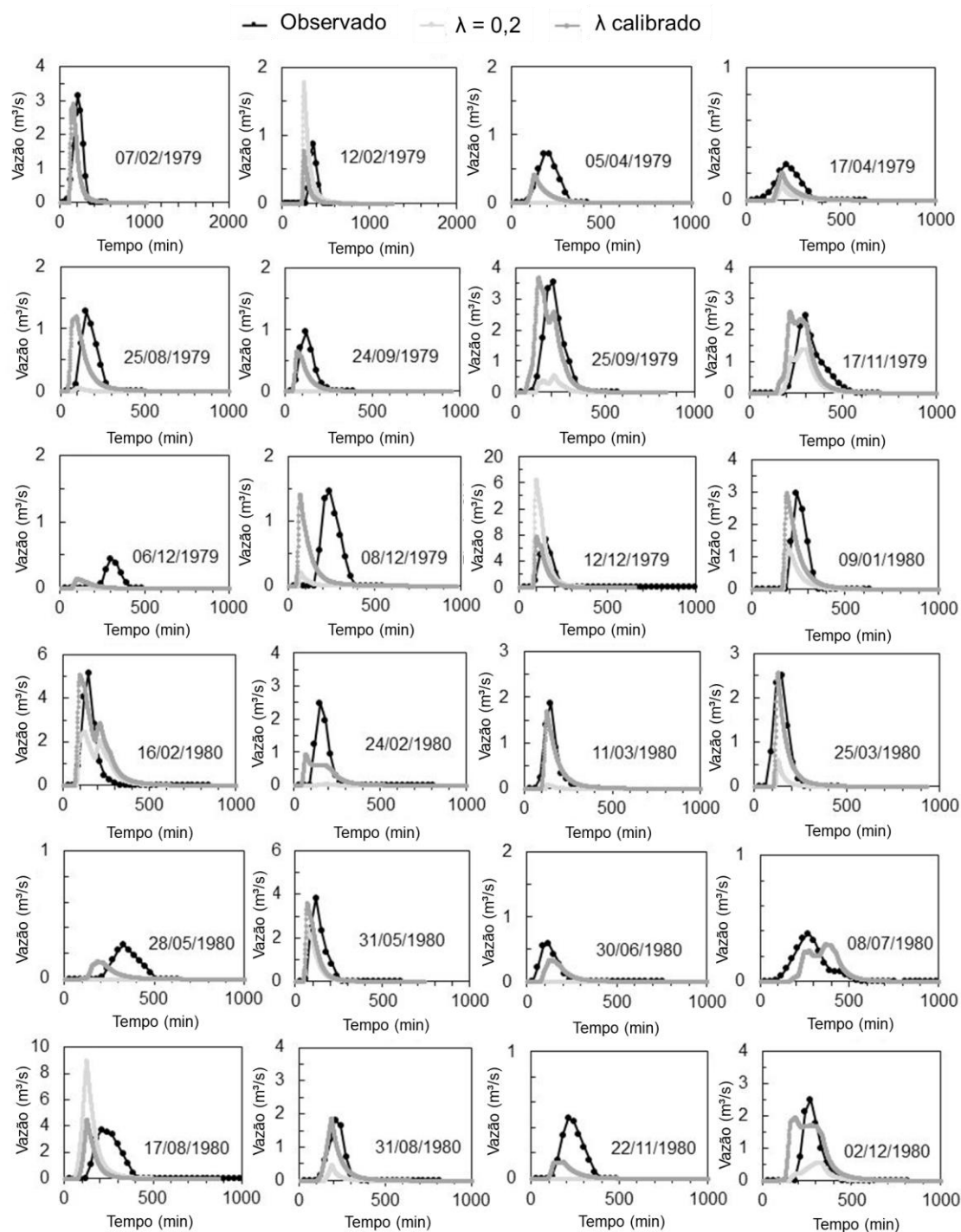


Figura 12 - Resultados do Hidropixel publicados por Costa et al. (2019) para cada evento de precipitação avaliado (Fonte: Adaptado de COSTA et al., 2019)

Veeck et al. (2020) aplicaram o Hidropixel na bacia Saint Hilaire (6 km²) também em Porto Alegre - RS e para um total de 18 eventos de precipitação. O MDE utilizado foi obtido via LiDAR e possui resolução espacial de 1 m. Foram testadas resoluções degradadas de 2 m, 10 m e 30 m. Os resultados foram comparados também com os obtidos utilizando o MDE de 30 m fornecido pelo SRTM (FARR et al., 2007).

Também foi identificada a necessidade de calibração do parâmetro λ em cada evento e, no geral, o aumento na resolução espacial resultou numa melhora no desempenho do modelo. Os resultados mostraram um desempenho satisfatório do modelo na estimativa da vazão de pico. No entanto, o tempo em que ocorre essa vazão de pico foi subestimado na maioria dos eventos avaliados (Figura 13).

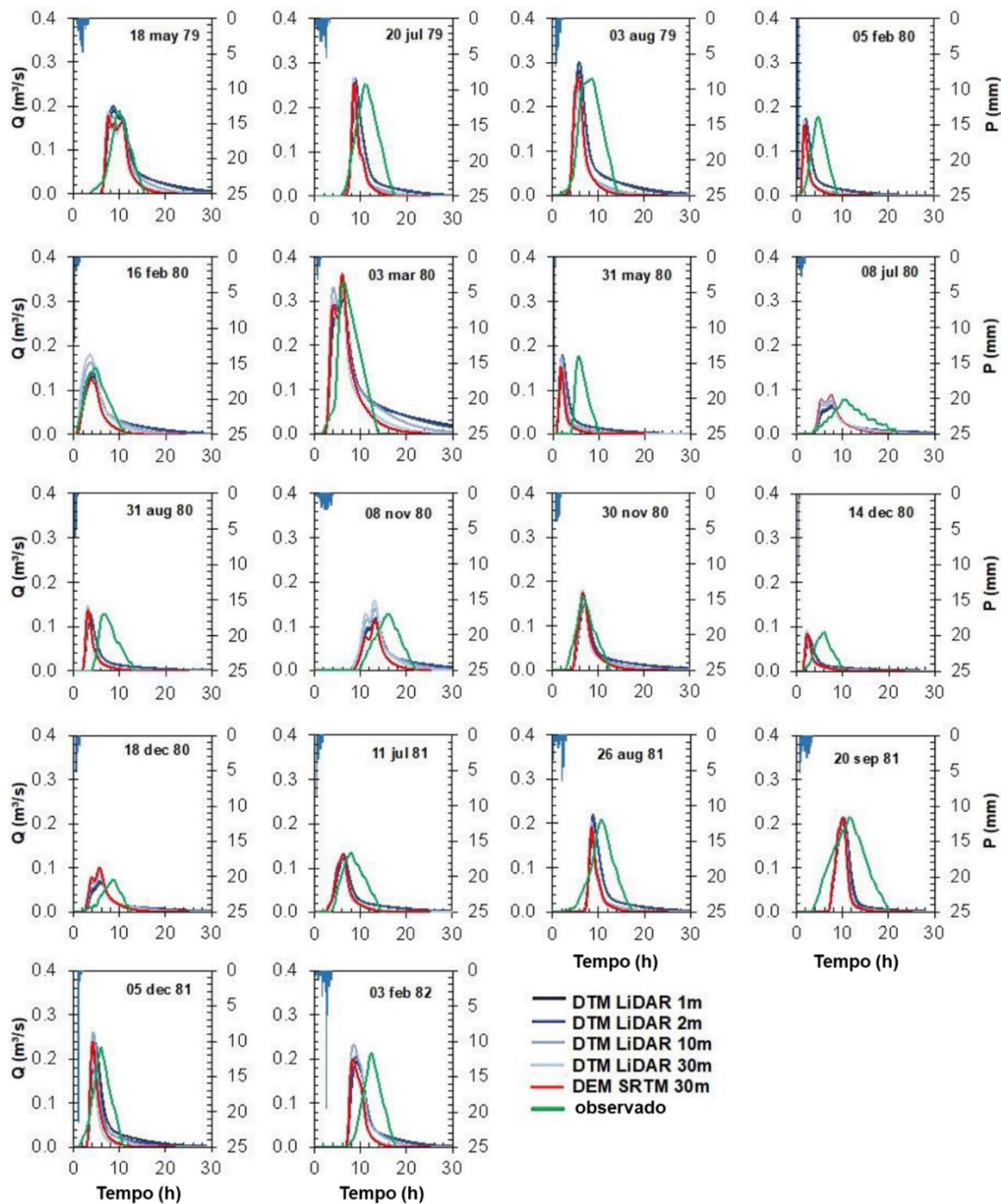


Figura 13 - Resultados do Hidropixel publicados por Veeck et al. (2020) para cada evento de precipitação avaliado (Fonte: Adaptado de VEECK et al., 2020)

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Visão geral

Nesta pesquisa, foi avaliado o desempenho de 4 métodos de simulação chuva-vazão:

1) SCS *lumped model*: método concentrado, desenvolvido pelo SCS, bastante utilizado e que usa o método SCS-CN para estimativa da chuva excedente e o método do hidrograma unitário triangular (SCS – HUT) para estimativa do hidrograma de cheia;

2) Hidropixel – *Triangular Unit Hydrograph* (Hidropixel-TUH): versão do Hidropixel apresentada por Costa et al. (2019) e Veeck et al. (2020);

3) Hidropixel - *Triangular Unit Hydrograph plus* (Hidropixel-TUH+): primeiro método proposto neste trabalho, em que se realizou uma adaptação da versão original a partir da defasagem do Hidrograma Unitário Triangular;

4) Hidropixel – *Distributed Linear Reservoirs* (Hidropixel-DLR): segundo método proposto neste trabalho, em que reservatórios lineares distribuídos foram utilizados para contabilizar o efeito do armazenamento temporário do escoamento.

O funcionamento e as equações do SCS *lumped model* foram apresentados na seção 2.2.2 e no tópico Hidrograma Unitário Triangular do SCS da seção 2.2.3.

Na Figura 14 é apresentado um fluxograma com as principais etapas metodológicas desta pesquisa.

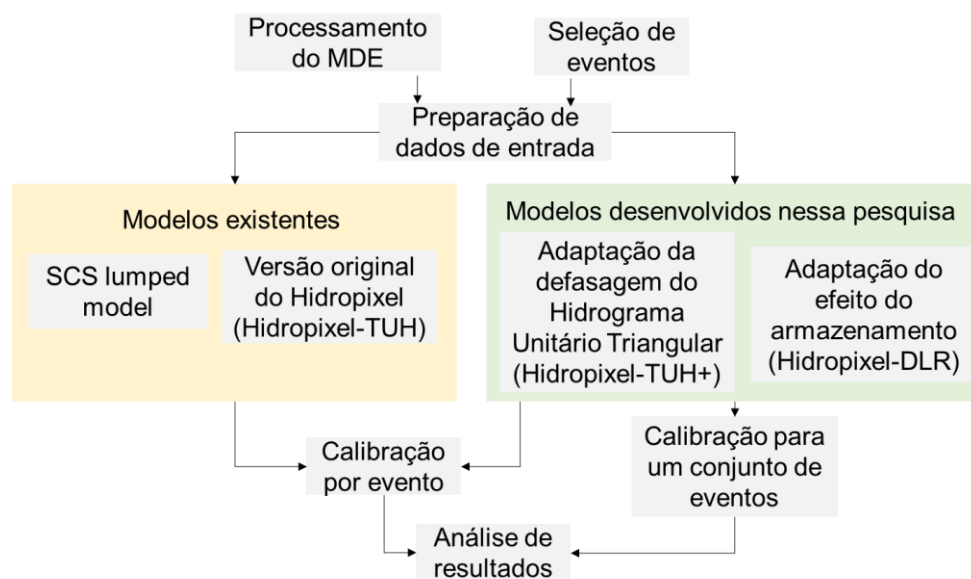


Figura 14 – Fluxograma desta pesquisa.

O primeiro procedimento consistiu na preparação dos dados de entrada, o que inclui o processamento do MDE e a seleção de eventos, dentre outros. Esses dados foram utilizados na aplicação dos 4 modelos avaliados neste trabalho. Dois métodos de calibração foram utilizados: a calibração individual por evento e a calibração para um conjunto de eventos. O desempenho dos modelos foi avaliado posteriormente na etapa de análise de resultados.

Nas próximas seções são detalhadas cada uma das etapas referentes ao Hidropixel e suas versões listadas acima. São elas: Processamento do MDE; Cálculo do tempo de viagem do escoamento; Cálculo da chuva excedente; Obtenção do hidrograma resultante de cada pixel; Obtenção do hidrograma final. O Apêndice A apresenta as principais informações de entrada e saída em cada uma dessas etapas. A diferença entre cada uma das versões do Hidropixel reside apenas na obtenção do hidrograma em cada pixel.

Nas seções posteriores são apresentadas informações acerca da aplicação do Hidropixel: área de estudo, dados disponíveis, métodos usados na definição dos parâmetros, seleção de eventos, separação do escoamento de base, preparação de dados de chuva, calibração e validação do modelo e critérios de avaliação.

3.2 Modelagem hidrológica com o Hidropixel

3.2.1 Processamento básico do Modelo Digital de Elevação

Para a obtenção dos principais dados de entrada do Hidropixel, uma primeira etapa é o processamento do Modelo Digital de Elevação (MDE).

O primeiro procedimento consiste em determinar direção do escoamento da água (direção de fluxo) em cada pixel. A partir das direções de fluxo é possível extrair a rede de drenagem e a delimitação da bacia (Figura 15), com base nas metodologias apresentadas na sessão 2.1.2.

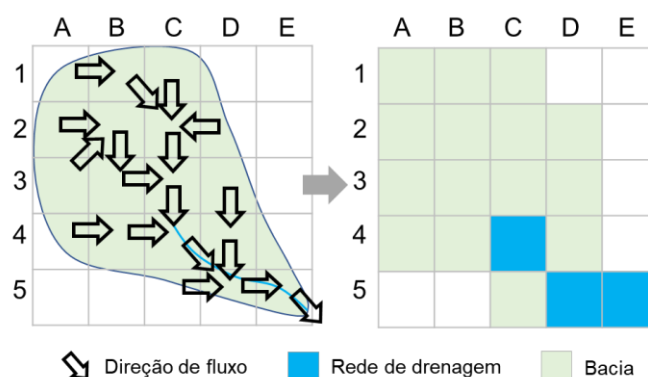


Figura 15 - Definição da rede de drenagem e delimitação da bacia a partir das direções de fluxo

3.2.2 Tempo de viagem do escoamento

No Hidropixel o tempo de viagem do escoamento de cada pixel até o exutório é estimado com base no Método da velocidade (*Velocity method*, em inglês), desenvolvido pelo NRCS (2004) para calcular o tempo de concentração. Nesse método se considera que durante o percurso da água na bacia podem ocorrer três tipos de escoamento: *Sheet flow*; *Shallow concentrated flow*; e Escoamento em canal (*Open channel flow*, em inglês).

Sheet flow

Nos pontos mais elevados da bacia, que são geralmente os locais onde o escoamento superficial inicia sua trajetória, não há um caminho de fluxo bem definido e o escoamento percorre a superfície de forma razoavelmente uniforme e rasa. Esse tipo de fenômeno pode ser visualizado ao se observar o escoamento em ruas inclinadas e com revestimento asfáltico durante os eventos de chuva (MCCUEN, 1998).

Esse tipo de escoamento é classificado como *sheet flow* e é definido como aquele que ocorre sobre superfícies planas. Partindo de um ponto inicial do escoamento, que não recebe escoamento de nenhum outro local da bacia, o escoamento do tipo *sheet flow* ocorre até uma determinada distância, geralmente adotada como 30,5 m (MCCUEN; SPIESS, 1995; NRCS, 2004). Nesse tipo de escoamento o tempo em que ela leva para escoar dentro de um pixel é estimado a partir de uma simplificação da solução da onda Cinemática-Manning (Equação 20) (NRCS, 2004):

$$T_{s_i} = \frac{5,474 \cdot (n_i \cdot L_i)^{0,8}}{P_{24}^{0,5} \cdot I_i^{0,4}} \quad (20)$$

O índice i se refere ao pixel avaliado; T_{s_i} é o tempo que a água leva para escoar no pixel (min); n_i é o coeficiente de rugosidade de Manning do solo no pixel em questão; L_i é a distância percorrida pelo escoamento dentro do pixel (m); P_{24} é a precipitação com 24 horas de duração (mm), segundo a curva intensidade-duração-frequência (IDF) da área de estudo e para o tempo de retorno de 2 anos; e I_i é a declividade entre o pixel analisado e o pixel de jusante (m/m), para onde é direcionado o escoamento.

O coeficiente de rugosidade de Manning para escoamento em superfície pode ser encontrado a partir de mapas de uso e ocupação do solo, utilizando tabelas que relacionam as características da superfície do solo com o coeficiente de Manning (CHOW, 1959; ENGMAN, 1986).

A distância L_i é contabilizada considerando o caminho percorrido pelo escoamento dentro do pixel, que é função da direção de fluxo (Figura 16). Nesse caso, podem ocorrer duas situações: se dentro do pixel o escoamento é ortogonal, a distância L_i é igual à extensão do lado dx do pixel (resolução espacial do MDE); se dentro do pixel o escoamento é diagonal, a distância L_i equivale à extensão do lado dx do pixel multiplicada por $\sqrt{2}$.

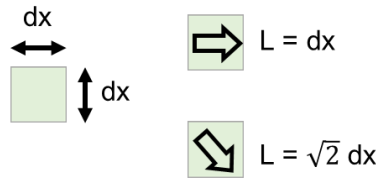


Figura 16 - Estimativa da distância L_i percorrida pelo escoamento dentro do pixel

O parâmetro P_{24} é estimado para um tempo de retorno de 2 anos porque se considera que o tempo de viagem calculado com base nesse período de 2 anos é capaz de representar as condições de uma ampla variedade de eventos de chuva, embora a velocidade do escoamento possa variar consideravelmente de um evento para outro (NRCS, 2004).

Muitos trabalhos utilizam a equação da onda cinemática para estimativa do tempo de viagem durante todo o percurso de escoamento em superfície, incluindo a versão publicada do Hidropixel (COSTA et al., 2019; VEECK et al., 2020) e diversos outros modelos apresentados na Tabela 1 (CHO; ENGEL; MERWADE, 2018; DU et al., 2009; KANG; MERWADE, 2011; MELESSE; GRAHAM, 2004). No entanto, a utilização da equação onda cinemática para estimativa do tempo de viagem durante todo o percurso de escoamento

em superfície pode resultar em superestimativas (MCCUEN; SPIESS, 1995), visto que a equação da onda cinemática só se aplica nos casos em que a profundidade do escoamento é bastante reduzida, abaixo de 3 cm segundo o NRCS (2004).

Shallow concentrated flow

Considera-se que após uma determinada distância, geralmente adotada como 30,5 m, o escoamento começa a ter maior profundidade (> 3 cm) e passa a ser concentrar em caminhos de fluxo mais definidos, sendo classificado como *shallow concentrated flow* até encontrar a rede de drenagem. Nesse tipo de escoamento não há um canal bem definido e a profundidade do escoamento está entre aproximadamente 3 e 15 cm (NRCS, 2004).

Nos pixels cujo escoamento é classificado como *shallow concentrated flow*, o tempo de viagem do escoamento é obtido através de uma versão simplificada da Equação de Manning (Equações 21 e 22) (NRCS, 2004).

$$V_i = k_i I_i^{0.5} \quad (21)$$

$$T_{sc_i} = \frac{L_i}{V_i} \quad (22)$$

O índice i se refere ao pixel avaliado; V_i é velocidade média da água no pixel em questão (m/s); I_i é a declividade entre o pixel analisado e o pixel de jusante (m/m), para onde é direcionado o escoamento; L_i é a distância percorrida pelo escoamento dentro do pixel (m); T_{sc_i} é o tempo que a água leva para escoar no pixel (min); e k_i é um coeficiente.

O coeficiente k_i incorpora os valores de raio hidráulico e coeficiente de rugosidade de Manning e pode ser obtido a partir de mapas de uso e ocupação do solo na bacia, com base em tabelas apresentadas na literatura que relacionam uso do solo e valores para o coeficiente k_i (MCCUEN, 1998; NRCS, 2004).

Escoamento em canal

Para os pixels classificados como rede de drenagem, onde o escoamento é em canal, o tempo de viagem do escoamento é obtido através da estimativa da velocidade média da água, calculada pela Equação de Manning, apresentada na Equação (23).

$$V_i = \frac{R h_i^{2/3} \cdot I_i^{1/2}}{n_i} \quad (23)$$

$$Tc_i = \frac{L_i}{V_i} \quad (24)$$

O índice i se refere ao pixel avaliado; V_i é velocidade média do curso d'água no pixel em questão (m/s); I_i é a declividade do curso d'água no pixel em questão (m/m); n_i é o coeficiente de rugosidade de Manning das paredes do canal no pixel em questão; Rh_i é o raio hidráulico do curso d'água no pixel em questão (m); L_i é a distância percorrida pelo escoamento dentro do pixel (m); Tc_i é o tempo que a água leva para escoar no pixel (min).

Para a estimativa dos valores de I_i , n_i e Rh_i podem ser utilizadas informações sobre as seções transversais e perfis longitudinais dos cursos d'água. É possível dividir a rede de drenagem em vários trechos onde as características do canal possam ser consideradas homogêneas, segundo as informações obtidas pela seção transversal a montante ou a jusante do trecho.

O Rh é usualmente estimado considerando o nível de margens plenas (NRCS, 2004), como é mostrado na Figura 17. A vazão que ocorre no nível de margens plenas possui tempo de retorno de cerca de 1 a 2 anos (NAVRATIL et al., 2006) e é definida como a vazão que preenche toda a seção transversal do canal antes de extravasar em direção à planície de inundação. A planície de inundação fica adjacente ao canal e é modelada pela ação erosiva ou deposicional do fluxo das cheias e inundada pelo menos uma vez a cada dois anos (FERNANDEZ, 2011).



Figura 17 - Seção transversal de um curso d'água: nível de margens plenas

O coeficiente de rugosidade de Manning das paredes do canal pode ser estimado a partir dos valores recomendados na literatura (CHOW, 1959).

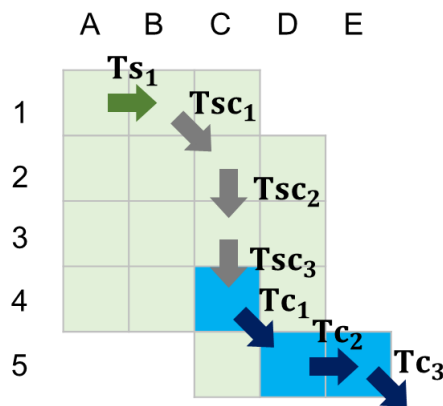
Tempo de viagem até o exutório

A estimativa do tempo de viagem de cada pixel até o exutório é feita seguindo os caminhos de fluxo do escoamento desde o pixel avaliado até o exutório e somando o tempo que a água leva para escoar por cada pixel pertencente a esse caminho (Equação 25).

$$Tv_i = \sum_{k=1}^{Ns} Ts_k + \sum_{p=1}^{Nsc} Tsc_p + \sum_{m=1}^{Nc} Tc_m \quad (25)$$

O índice i se refere ao pixel avaliado; Tv_i é o tempo de viagem do escoamento desde o pixel avaliado até o exutório; Ns é o número total de pixels a jusante do pixel avaliado cujo escoamento é do tipo *sheet flow*; $\sum_{k=1}^{Ns} Ts_k$ é o somatório do tempo de viagem (Ts_k) dos pixels a jusante do pixel avaliado cujo escoamento é do tipo *sheet flow*; Nsc é o número total de pixels a jusante do pixel avaliado cujo escoamento é do tipo *shallow concentrated flow*; $\sum_{p=1}^{Nsc} Tsc_p$ é o somatório do tempo de viagem (Tsc_p) dos pixels a jusante do pixel avaliado cujo escoamento é do tipo *shallow concentrated flow*; Nc é o número total de pixels de escoamento em canal a jusante do pixel avaliado; $\sum_{m=1}^{Nc} Tc_m$ é o somatório do tempo de viagem (Tc_m) dos pixels a jusante do pixel avaliado cujo escoamento é em canal.

Na Figura 18 é possível observar um exemplo de como seria a estimativa de Tv para o pixel A1. O pixel A1 é um ponto inicial do escoamento porque não recebe escoamento de nenhum outro pixel. Considerando que a resolução espacial do MDE desse exemplo é de 20 m, o escoamento percorre 20 m ao passar pelo pixel A1, inferior ao limite adotado de 30,5 m para uso da equação da onda cinemática. Dessa forma o escoamento no pixel A1 é classificado como *sheet flow*.



Tempo de viagem do pixel A1:

$$Tv = Ts_1 + Tsc_1 + Tsc_2 + Tsc_3 + Tc_1 + Tc_2 + Tc_3$$

Figura 18 - Exemplo do cálculo do tempo de viagem até o exutório (Tv): seta verde indica escoamento do tipo *sheet flow*; cinza indica escoamento do tipo *shallow concentrated flow*; e azul indica escoamento em canal.

O pixel B1 para onde é direcionada a água do pixel A1 só recebe escoamento do próprio pixel A1, portanto, ao passar por esse pixel, o escoamento percorreu 48,3 m, superior ao limite de 30,5 m. Por essa razão, o escoamento a partir do pixel B1 é classificado como *shallow concentrated flow* até chegar na rede de drenagem (Figura 19).

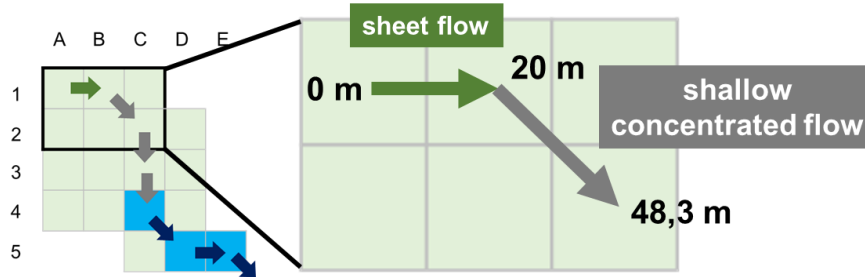


Figura 19 - Exemplo do processo de classificação do escoamento em *sheet flow* e *shallow concentrated flow*.

3.2.3 Determinação de chuva excedente

No Hidropixel a chuva excedente, que corresponde à parcela da precipitação que se transforma em escoamento superficial, é estimada pelo método SCS-CN (Equações 26 e 27).

$$P_{exc_{ac}}(t)_i = \frac{(P(t)_i - Ia_i)^2}{P(t)_i - Ia_i + S_i} \quad (P(t)_i > Ia_i) \quad (26)$$

$$P_{exc_{ac}}(t)_i = 0 \quad (P(t)_i \leq Ia_i) \quad (27)$$

O índice i se refere ao pixel avaliado; $P_{exc_{ac}}(t)_i$ é a chuva excedente total acumulada em mm gerada no pixel até o instante t ; $P(t)_i$ é a precipitação total acumulada em mm ocorrida no pixel até o instante t ; Ia_i são as perdas iniciais em mm ocorridas no pixel; S_i é a máxima infiltração acumulada potencial do pixel em mm.

As perdas iniciais são uma fração da máxima infiltração acumulada potencial (S_i) (Equação 28).

$$Ia_i = \lambda \cdot S_i \quad (28)$$

O índice i se refere ao pixel avaliado.

O valor de S_i em mm no pixel i é obtido através da Equação (29).

$$S_i = \frac{25400}{CN_i} - 254 \quad (29)$$

Como já foi relatado na sessão 2.2.2, o CN_i é um parâmetro adimensional cujo valor varia entre 0 e 100, sendo que 0 corresponde a um solo de capacidade de infiltração infinita e 100 corresponde a um solo completamente impermeável.

Para a estimativa do parâmetro CN_i em cada pixel, podem ser utilizados mapas de uso da terra e mapas de tipo de solo, a partir das tabelas disponibilizadas pelo NRCS (2004), como foi visto na sessão 2.2.2.

A Figura 20 apresenta um exemplo de como seria a estimativa da chuva excedente considerando que a precipitação é uniforme em toda a bacia. Nesse exemplo, os pixels de CN_i igual a 90 têm maior capacidade de geração de escoamento e, após o início da chuva, o tempo (t_{90}) para o escoamento começar a ser gerado é relativamente pequeno. Para os pixels de CN_i igual a 55 o total escoado é menor e há um intervalo de tempo (t_{55}) significativo entre o início da chuva e a geração de escoamento superficial.

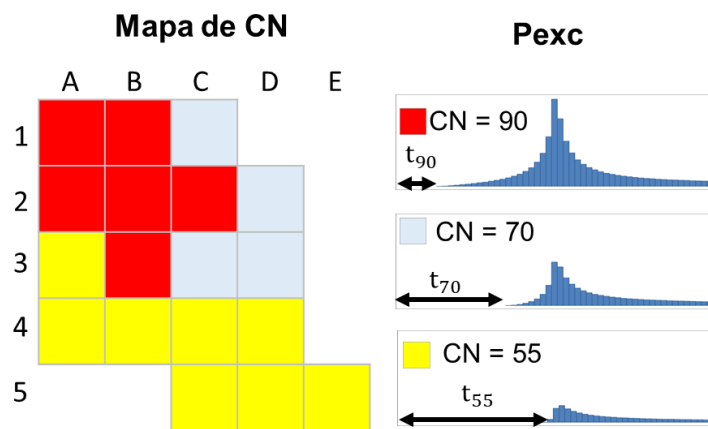


Figura 20 - Exemplo de estimativa da chuva excedente para uma precipitação uniforme em todos os pixels.

3.2.4 Obtenção do hidrograma em cada pixel

Versão Hidropixel-TUH (versão original)

O método Hidropixel-TUH corresponde à versão original do Hidropixel, apresentada por Costa et al. (2019) e Veeck et al. (2020). Nesse método, a resposta em termos de vazão no exutório da bacia a uma precipitação unitária ocorrida em determinado pixel é baseada no hidrograma unitário triangular do SCS, cujas dimensões são obtidas a partir das relações contidas nas Equações (30), (31) e (32).

$$Tp_i = \frac{d}{2} + 0,6 \cdot Tv_i \quad (30)$$

$$Tb_i = 2,67 \cdot Tp_i \quad (31)$$

$$Q_{p_i} = \frac{0,208 \cdot A_i}{T_{p_i}} \quad (32)$$

O índice i se refere ao pixel avaliado; T_{p_i} é o tempo de pico do hidrograma unitário do pixel em horas; d é a duração da precipitação em horas; T_{v_i} é o tempo de viagem do pixel até o exutório em horas; T_{b_i} é o tempo de base do hidrograma unitário do pixel em horas; Q_{p_i} é a vazão de pico do hidrograma unitário do pixel em m^3/s ; A_i é a área do pixel em km^2 .

A ordenada $q(t)_i$ do hidrograma unitário do pixel em um determinado instante de tempo t é dada pelas Equações (33), (34) e (35).

$$q(t)_i = \frac{Q_{p_i}}{T_{p_i}} t \quad (t \leq T_{p_i}) \quad (33)$$

$$q(t)_i = Q_{p_i} \frac{T_{b_i} - t}{T_{b_i} - T_{p_i}} \quad (T_{p_i} < t \leq T_{b_i}) \quad (34)$$

$$q(t)_i = 0 \quad (t > T_{b_i}) \quad (35)$$

A configuração do hidrograma unitário de um pixel no método Hidropixel-TUH pode ser observado na Figura 21.

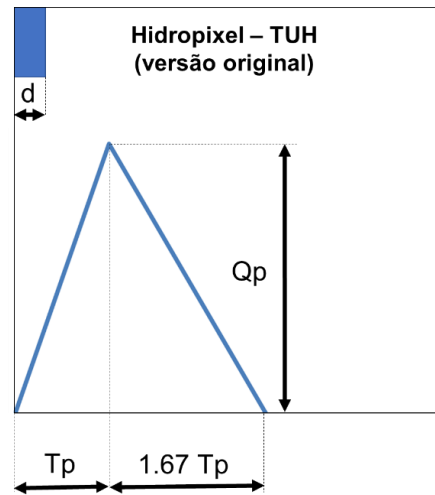


Figura 21 – Hidropixel-TUH (versão original): hidrograma unitário triangular do pixel.

É possível observar que quanto maior o tempo de viagem do pixel até o exutório, maior é o tempo de pico e menor é a vazão de pico do hidrograma, achatando o hidrograma unitário, e representando, dessa maneira, o processo de armazenamento temporário da água na bacia e de certa forma o processo de translação, já que para pixels mais distantes do exutório, contribuições consideráveis de vazão só ocorrerão após um período maior.

No entanto, esse método desconsidera que a chuva excedente gerada em um pixel só começa a contribuir de fato no exutório da bacia após percorrer todo o caminho de fluxo do

pixel até o exutório, o que pode afetar significativamente o desempenho do modelo em bacias maiores, já que há uma deficiência na representação do efeito de translação. Essa é provavelmente uma das razões pelas quais Costa et al. (2019) e Veeck et al. (2020) identificaram uma tendência do Hidropixel em representar antecipadamente a vazão de pico mesmo ambos tendo aplicado o modelo em bacias relativamente pequenas, de 5 e 6 km², respectivamente.

Versão Hidropixel-TUH+

O método Hidropixel-TUH+, proposto nesta pesquisa, busca adaptar a versão original do Hidropixel para considerar que a vazão gerada em um pixel só chega no exutório após o tempo de viagem entre o pixel e o exutório da bacia (T_{vi}), como mostrado na Figura 22.

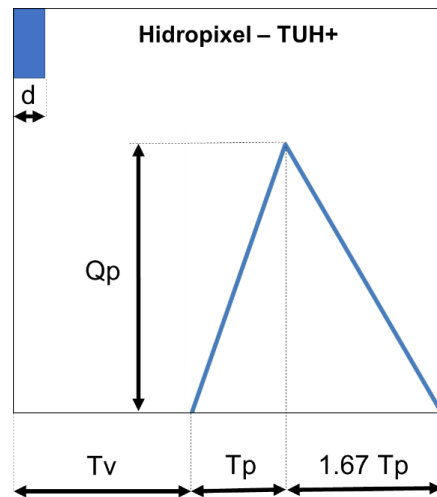


Figura 22 – Hidropixel-TUH+: hidrograma unitário triangular do pixel.

No Hidropixel-TUH+, as dimensões do hidrograma unitário triangular ainda são obtidas a partir das relações contidas nas Equações (30), (31) e (32), e a ordenada $q(t)_i$ do hidrograma unitário do pixel em um determinado instante de tempo t é dada pelas Equações (36), (37), (38) e (39).

$$q(t)_i = 0 \quad (t \leq T_{vi}) \quad (36)$$

$$q(t)_i = \frac{Q_{pi}}{T_{pi}} (t - T_{vi}) \quad (T_{vi} < t \leq T_{vi} + T_{pi}) \quad (37)$$

$$q(t)_i = Q_{p_i} \frac{T_{b_i} - (t - T_{v_i})}{T_{b_i} - T_{p_i}} \quad (T_{v_i} + T_{p_i} < t \leq T_{v_i} + T_{b_i}) \quad (38)$$

$$q(t)_i = 0 \quad (t > T_{v_i} + T_{b_i}) \quad (39)$$

Na Figura 23 é possível observar um exemplo de como é o cálculo do hidrograma unitário triangular de um pixel no método Hidropixel-TUH+. O pixel A1 é mais distante do exutório do que o pixel 5C e, portanto, as vazões do hidrograma unitário do pixel A1 são menores e o tempo de pico é maior, representando os efeitos do armazenamento temporário da água na bacia. Além disso, por estar mais distante do exutório, o hidrograma unitário do pixel A1 se inicia depois do hidrograma unitário do pixel 5C.

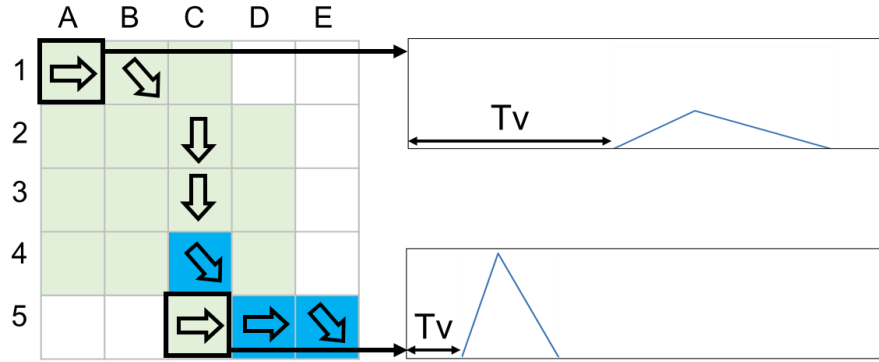


Figura 23 - Exemplo do cálculo do hidrograma unitário triangular do pixel no método Hidropixel-TUH+

Com um hidrograma unitário em cada pixel da bacia é possível estimar o hidrograma resultante de cada pixel para o evento de chuva avaliado. A vazão resultante $Q(t)_i$ em um determinado instante de tempo t é calculada a partir da convolução entre a chuva excedente P_{exc} gerada no pixel e as vazões q do hidrograma unitário do pixel (Equações 40 e 41).

$$Q(t)_i = \sum_{m=1}^t P_{exc}(m)_i q(t - m + 1)_i \quad (t < k_i) \quad (40)$$

$$Q(t)_i = \sum_{m=t-k_i+1}^t P_{exc}(m)_i q(t - m + 1)_i \quad (t \geq k_i) \quad (41)$$

O índice i se refere ao pixel avaliado; e k_i é o número de ordenadas do hidrograma unitário, que é função do tempo de discretização adotado.

A Figura 24 apresenta um exemplo de como seriam os hidrogramas resultantes para os pixels da Figura 23.

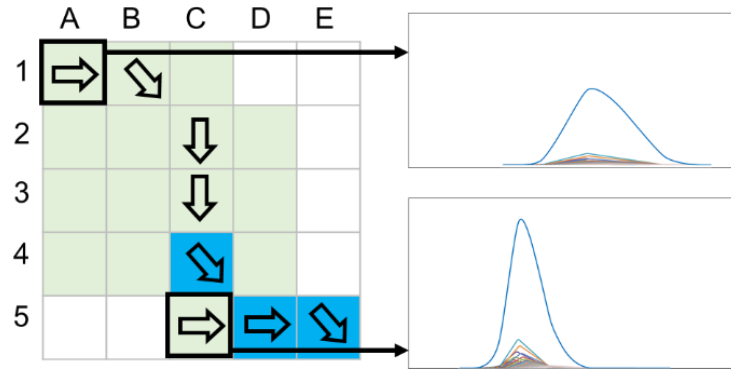


Figura 24 - Exemplo do cálculo do hidrograma resultante do pixel no método Hidropixel-TUH+

Versão Hidropixel-DLR

No método Hidropixel-DLR, a sigla DLR significa Reservatórios Lineares Distribuídos (*Distributed Linear Reservoirs*, em inglês). Neste método, não há a estimativa de um hidrograma unitário para o pixel e a vazão resultante para um determinado bloco de chuva é dada pelo produto entre a intensidade da chuva excedente e a área do pixel (Equação 42).

$$I(t)_i = \frac{P_{exc}(t - Tv_i)_i A_i}{d} \quad (42)$$

O índice i se refere ao pixel avaliado; $I(t)_i$ é a vazão gerada pelo pixel no instante t ; $P_{exc}(t - Tv_i)_i$ é a chuva excedente no pixel no instante $t - Tv_i$; A_i é a área do pixel; d é a duração da chuva; Tv_i é o tempo de viagem do escoamento entre o pixel e o exutório.

Nesse método o Tv_i do pixel precisa ser um múltiplo da duração d . Portanto, considera-se que o Tv_i calculado pelas equações apresentadas na seção 3.2.2 é igual ao número múltiplo de d mais próximo ao valor calculado de Tv_i .

A Figura 25 apresenta um exemplo de como é a aplicação da Equação (42) em um determinado pixel.

Para considerar os efeitos do armazenamento temporário da água foi considerado que cada pixel da bacia possui um reservatório linear simples. A vazão de saída desse reservatório no instante t é dado pela Equação (43).

$$Q(t)_i = C_{0i} I(t)_i + C_{1i} I(t - d)_i + C_{2i} Q(t - d)_i \quad (43)$$

O índice i se refere ao pixel avaliado; $Q(t)_i$ é a vazão que sai do reservatório no instante t ; I_i é a vazão que entra no reservatório, obtida pela Equação (42); d é o intervalo de tempo adotado entre o instante de tempo avaliado t e o instante de tempo posterior t' ($t' = t$

+ d); C_{0i} , C_{1i} e C_{2i} são coeficientes do reservatório linear, obtidos a partir da Equações (44) e (45).

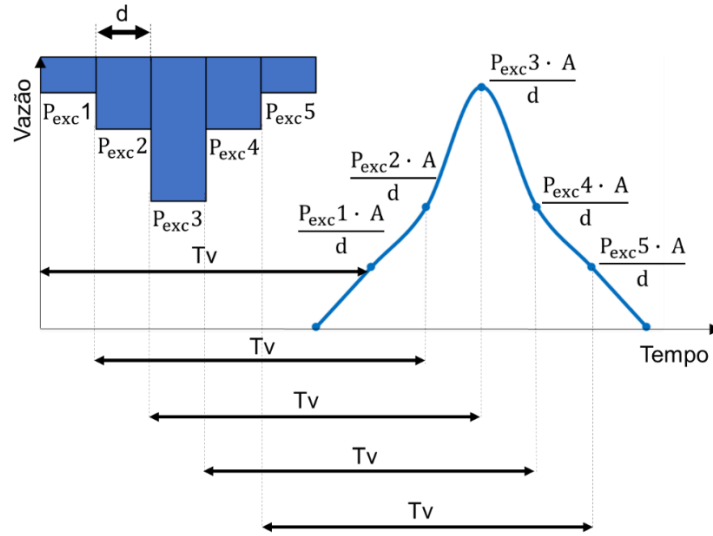


Figura 25 - Cálculo do hidrograma de um pixel sem considerar os efeitos de armazenamento.

$$C_{0i} = C_{1i} = \frac{d}{2K_i + d} \quad (44)$$

$$C_{2i} = 1 - 2 C_{0i} \quad (45)$$

Onde K_i é o coeficiente de armazenamento do reservatório linear em unidades de tempo e representa o tempo de residência médio da água no reservatório. Para estimar K_i em cada pixel é utilizado o método proposto por Maidment et al. (1996). Nesse método o parâmetro β apresentado na Equação (46) é considerado constante para todos os pixels.

$$\beta = \frac{K_i}{T_{vi} + K_i} \quad (46)$$

Dessa forma, o coeficiente K_i do pixel está relacionado ao tempo de viagem do pixel até o exutório: quanto maior o T_{vi} , maior o K_i ; quanto menor o T_{vi} , menor o K_i . Portanto, para pixels mais distantes do exutório (Figura 26, pixel A1), maior é o efeito do armazenamento temporário da água. Por outro lado, nos pixels mais próximos ao exutório (Figura 26, pixel C5), o efeito do armazenamento da água é menor.

O valor do parâmetro β pode ser encontrado via calibração, com base em dados observados de chuva e vazão. A partir da definição do valor desse parâmetro e da estimativa do tempo de viagem (T_{vi}) do escoamento do pixel até o exutório é que se calcula o valor do coeficiente de armazenamento K_i para o pixel em questão.

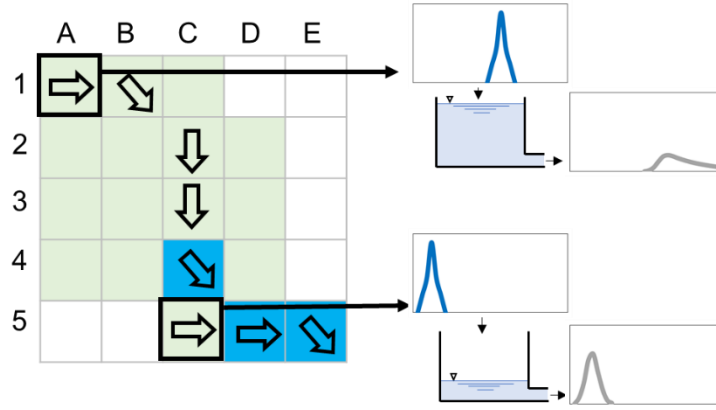


Figura 26 – Hidropixel-LDR: efeito do armazenamento temporário da água.

3.2.5 Obtenção do hidrograma resultante da bacia hidrográfica

A vazão final resultante no exutório da bacia (Q_{tot}) no tempo t é dada pelas contribuições de vazão de todos os pixels naquele instante de tempo (Equação 47).

$$Q_{tot}(t) = \sum_{i=1}^{Np} Q(t)_i \quad (47)$$

Onde Np é o número total de pixels da bacia.

No exemplo da Figura 27 pode-se observar que o hidrograma final para toda a bacia é a superposição dos hidrogramas gerados por cada pixel da bacia.

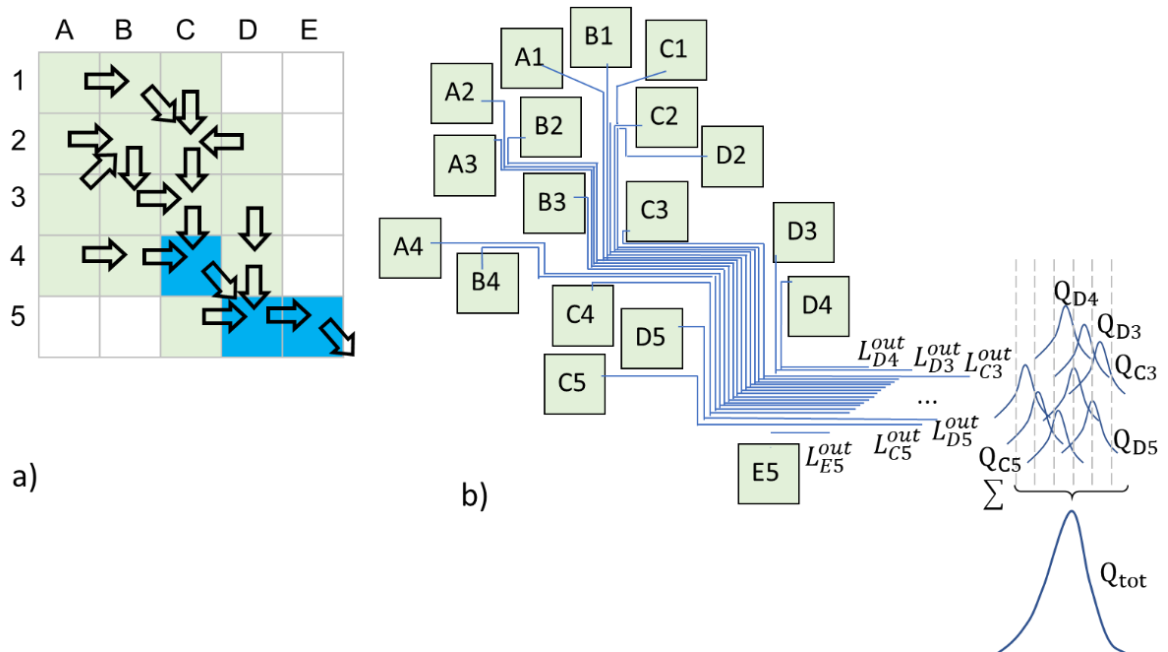


Figura 27 - Exemplo de estimativa do hidrograma final para toda a bacia (Fonte: VEECK et al., 2020)

3.3 Área de estudo e dados disponíveis

3.3.1 Localização e caracterização geral

Foi utilizada como área de estudo nesse trabalho a bacia hidrográfica do Alto Medway (Figura 17). Ela possui uma área de aproximadamente 250 km² e fica localizada no sudeste da Inglaterra, Reino Unido, ao sul da cidade de Londres. Ela foi escolhida como área de estudo por conta da disponibilidade dados observados de vazão e de precipitação, provenientes tanto de postos pluviométricos quanto de radares meteorológicos e também em razão da parceria com pesquisadores da Universidade de Swansea. A bacia do Alto Medway já foi objeto de alguns estudos hidrológicos (ARNELL, 2011; ZHU; XUAN; CLUCKIE, 2014). O rio Medway desagua no estuário do rio Tâmesa e sua bacia tem uma área total de cerca de 1760 km².

Em relação ao clima, parte da precipitação nessa região da Inglaterra está associada a sistemas de baixa pressão que se originam no Atlântico (*Atlantic depressions*) e que formam chuvas frontais, que se caracterizam pela longa duração e por atingirem grandes extensões, ocorrendo principalmente no outono (setembro a novembro) e inverno (dezembro a fevereiro). No verão (junho a agosto), podem acontecer chuvas convectivas, que podem ser intensas e que ocorrem de forma mais concentrada sobre áreas relativamente pequenas, sendo caracterizadas pela curta duração. No geral, a chuva nessa região costuma ser distribuída durante o ano, mas ocorre principalmente no outono e inverno (MET OFFICE, 2020).

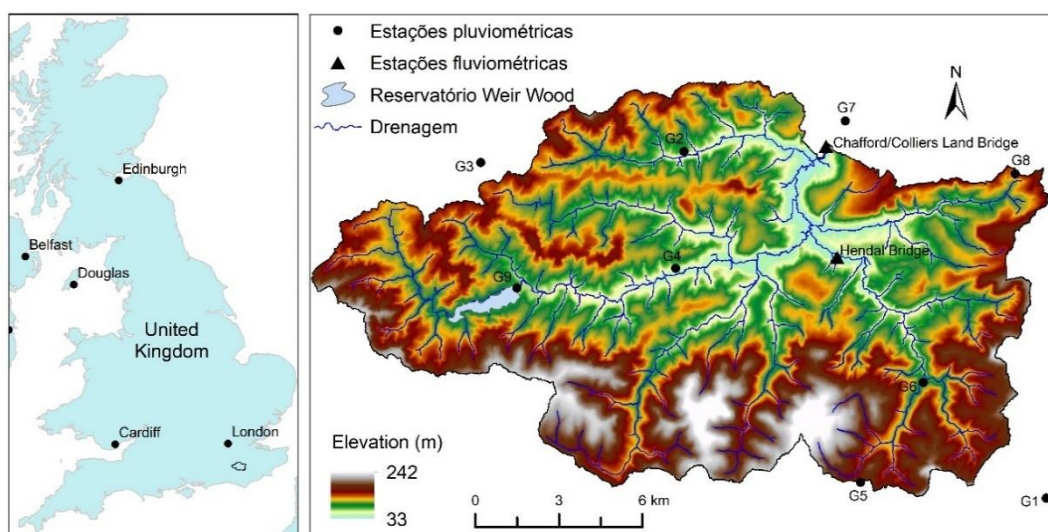


Figura 28 - Bacia do Alto Medway: MDE, rede de drenagem, postos pluviométricos e postos de medição de vazão.

A precipitação média anual na bacia do Alto Medway é de cerca de 848 mm (1961–1990). A evaporação potencial média anual na bacia é de 543 mm e o escoamento médio anual é de 399 mm (ARNELL, 2011).

O Alto Medway possui dados diários de vazão medidos entre 1960 e 2019 na estação *Chafford/Colliers Land Bridge* (Figura 27). De acordo com o *UK National River Flow Archive* (2021), a vazão média do Alto Medway a partir desses dados é de cerca de 2,9 m³/s. A vazão que é superada em 95, 50 e 5% do tempo (Q_{95} , Q_{50} e Q_5) é igual a 0,365, 1,4 e 10,44 m³/s, respectivamente.

O *UK National River Flow Archive* (2021) também fornece dados de vazão de pico na estação *Chafford/Colliers Land Bridge*. Na Figura 29 é possível observar a vazão de pico máxima observada em cada ano hidrológico (outubro a setembro). O sombreado amarelo indica períodos com dados ausentes.

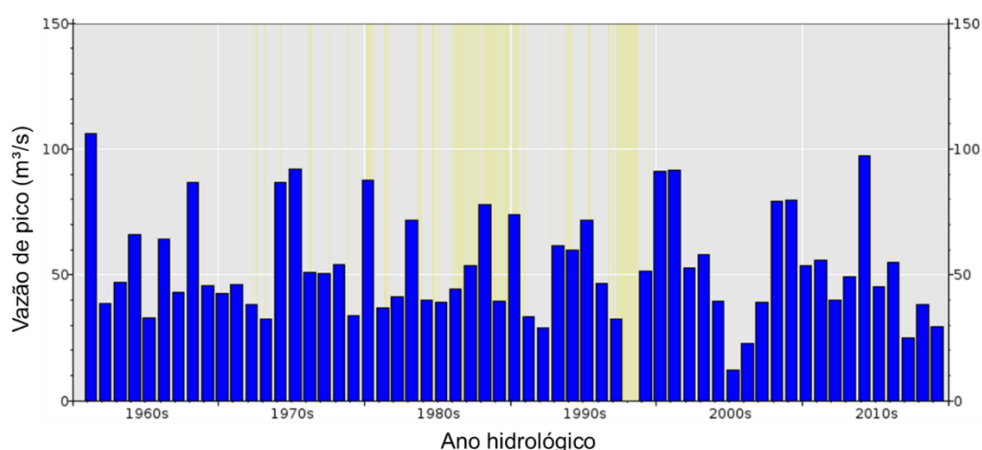


Figura 29 – Máxima vazão de pico observada em cada ano hidrológico (outubro a setembro) na estação *Chafford/Colliers Land Bridge*. O sombreado amarelo indica períodos com dados ausentes (Fonte: Adaptado de UK NATIONAL RIVER FLOW ARCHIVE, 2021).

Durante eventos mais volumosos de precipitação, áreas urbanas a jusante da bacia do Alto Medway, como as cidades de *Tonbridge* e *Maidstone*, estão sujeitas a inundações. Também fica a jusante da bacia do Alto Medway, na altura da cidade de *Tonbridge*, o maior reservatório de detenção de água pluviais do Reino Unido, com o objetivo de regularizar a vazão e evitar inundações durante eventos intensos de precipitação. Na região do Alto-Medway, estima-se que em 157 propriedades a probabilidade de ocorrência de um evento de inundação durante o ano é de cerca de 1% (ENVIRONMENT AGENCY, 2009).

Na Figura 28 é possível observar que existe uma represa de água na bacia do Alto Medway denominada de Reservatório *Weir Wood*. Ela tem uma área superficial de aproximadamente 1,07 km², armazena um volume de cerca de 5,3 milhões de metros cúbicos e recebe o escoamento de uma área de 26,6 km² (UK LAKES PORTAL, 2021), o que corresponde a cerca de 11% da área total da bacia do Alto Medway. Este trabalho não considerou os efeitos dessa represa na simulação hidrológica da bacia.

3.3.2 Topografia

A elevação do terreno na bacia varia entre 33 e 242 m acima do nível médio do mar e a maior parte do relevo é ondulada (declividade entre 8 e 20%).

A Figura 28 apresenta o MDE do Alto Medway com resolução espacial de 10 metros, extraído do Land-Form PROFILE DTM, fornecido pela *Ordnance Survey*, a agência cartográfica nacional do Reino Unido. Esse MDE foi originalmente obtido através da interpolação de curvas de nível. A distância vertical entre as curvas de nível é de cerca de 5 metros na maioria das regiões e 10 metros em regiões montanhosas. Essas curvas de nível foram obtidas através de levantamentos fotogramétricos. O levantamento topográfico tradicional em solo foi empregado em algumas pequenas áreas não visíveis nas fotografias (ORDNANCE SURVEY, 2001).

3.3.3 Delimitação da bacia hidrográfica

A delimitação da bacia hidrográfica apresentada na Figura 28 foi obtida a partir do processamento do MDE. As direções de fluxo foram encontradas através de uma adaptação do algoritmo desenvolvido por Jenson e Domingue (1988), presente no *software* TerrSet (CLARK LABS, 2020).

3.3.4 Hidrografia

A bacia hidrográfica do Alto Medway conta com uma rede hidrográfica vetorial juntamente com seções transversais e perfis longitudinais de parte do rio principal, fornecida pela *Environment Agency*, a Agência Ambiental do Reino Unido (Figura 30). Estão disponíveis 135 seções transversais no total e um exemplo de uma dessas seções pode ser visto na Figura 31.

Essa rede de drenagem de referência em formato vetorial foi impressa no MDE, de modo a rebaixar a elevação dos pixels ao longo dela, o que possibilitou que os caminhos de fluxo entrassem em conformidade com a rede vetorial, melhorando, portanto, a representação dos rios. A área mínima de drenagem para definição do início dos cursos d'água foi definida identificando visualmente o início da rede de drenagem a partir de imagens de satélite. A rede de drenagem resultante desse processamento pode ser observada na Figura 30.

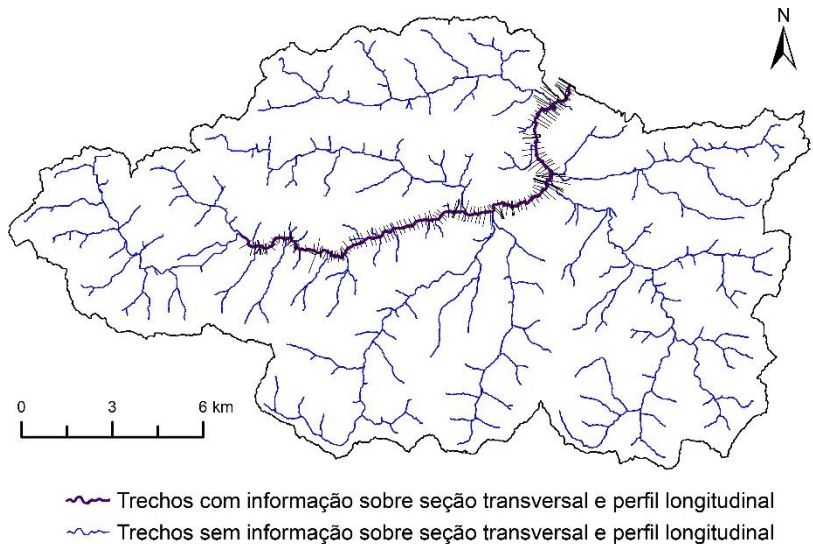


Figura 30 - Disponibilidade de informação sobre o traçado, seção transversal e perfil longitudinal dos cursos d'água da bacia do Alto Medway.

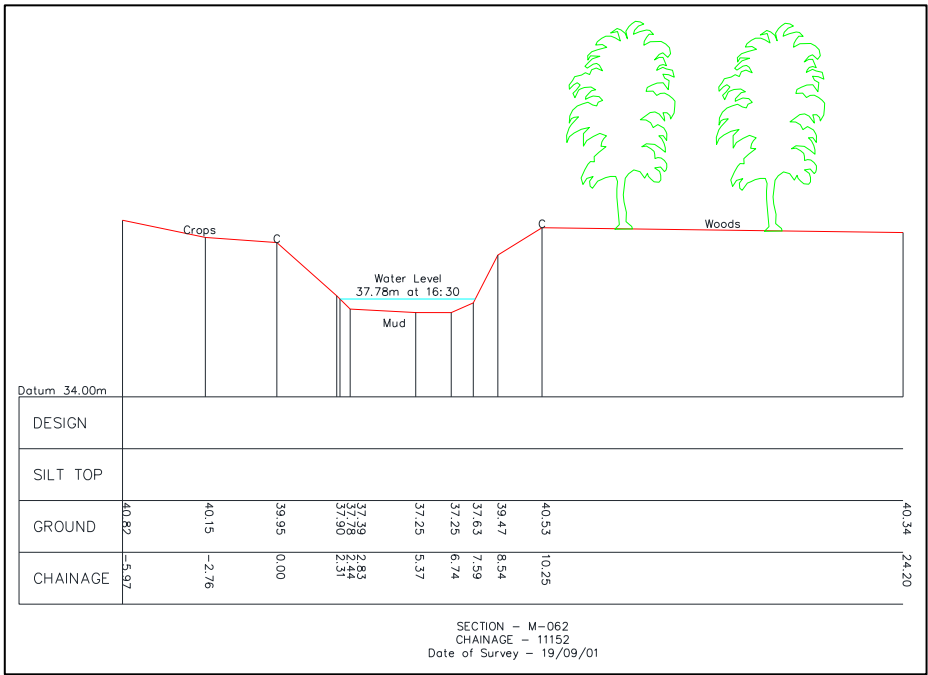


Figura 31 - Seção transversal do rio Medway fornecida pela *Environment Agency*.

3.3.5 Tipo de solo

Na Figura 32 é apresentado o mapa com a classificação dos solos da bacia em relação aos grupos hidrológicos do método SCS-CN. Essa classificação foi feita com base nas informações do *National Soil Map of England and Wales* (NATMAP), fornecido pelo *National Soil Resources Institute* (NATIONAL SOIL RESOURCES INSTITUTE, 2001). O grupo hidrológico foi definido em função de critérios como a profundidade da camada impermeável do solo, a altura máxima do lençol freático durante o ano e a menor condutividade hidráulica apresentada dentre as camadas do solo, conforme o método indicado pelo NRCS (2004).

Na Figura 32 é possível observar que o solo na maior parte (98%) da bacia do Alto Medway tem baixa permeabilidade e pertence ao grupo hidrológico D, com exceção de pequenas áreas isoladas da bacia que possuem permeabilidade bastante elevada e pertencem ao grupo hidrológico A.

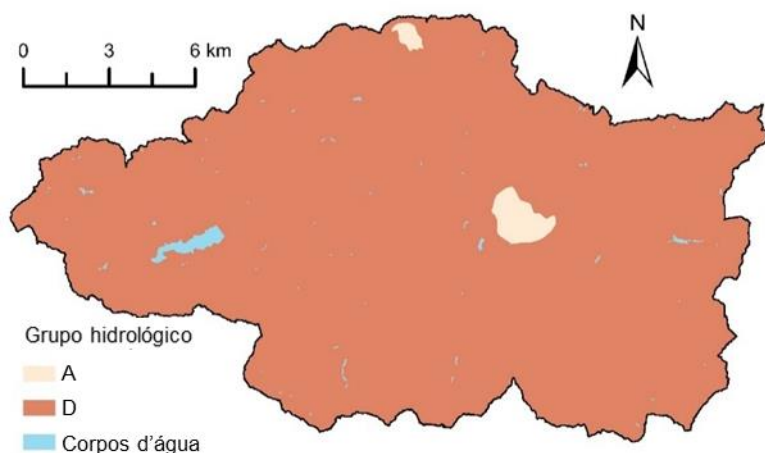


Figura 32 - Mapa de tipo de solo da bacia do Alto Medway.

3.3.6 Uso da terra

O mapa de uso da terra na bacia (Figura 33) foi obtido do *Corine Land Cover Map* para o ano de referência de 2006 (CLC2006), fornecido pela *European Environment Agency* (EEA) (EUROPEAN ENVIRONMENT AGENCY, 2007).

Na Figura 33 é possível observar que a bacia do Alto Medway é majoritariamente rural. As áreas de pastos e agricultura cobrem a maior parte da bacia e correspondem a 46% e 16% do território, respectivamente. As áreas de floresta correspondem a cerca de 27% da bacia. Já as áreas urbanas cobrem aproximadamente 8% da área da bacia.

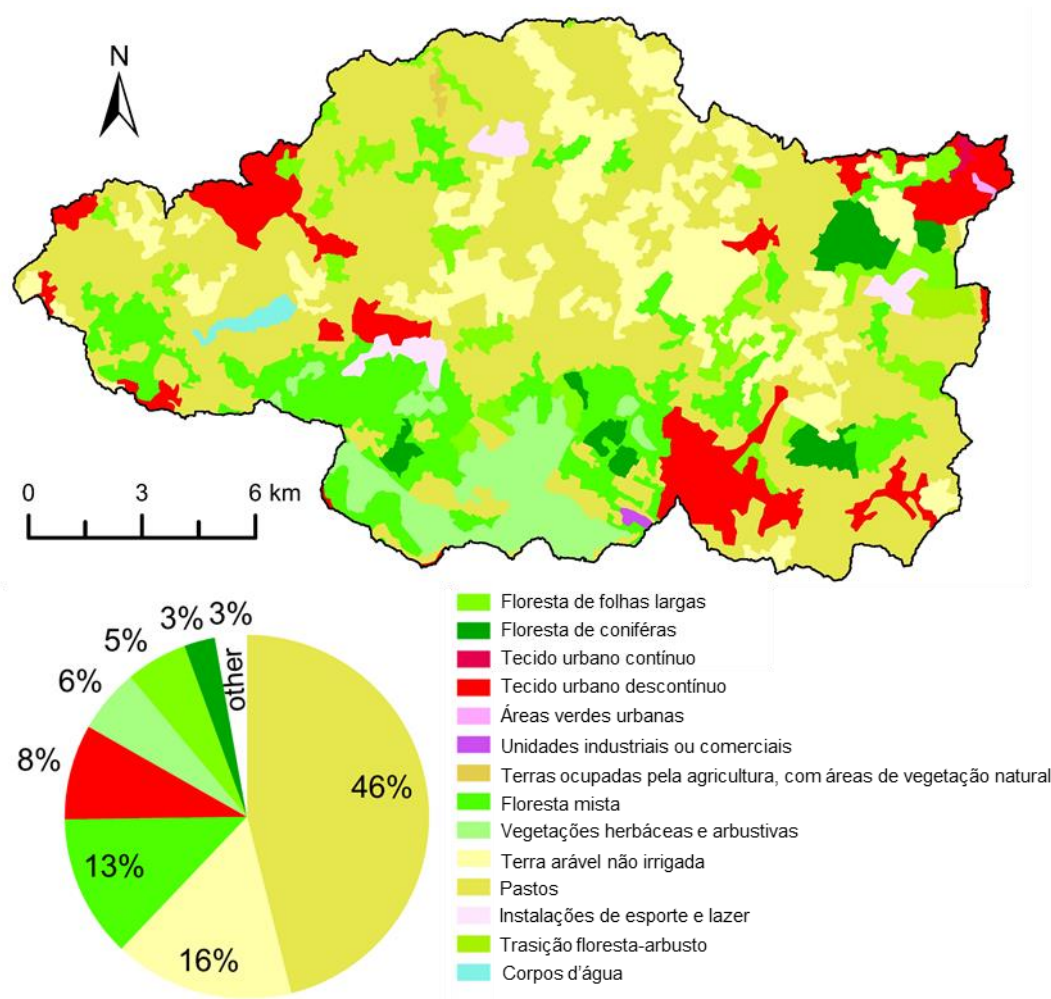


Figura 33 - Mapeamento e distribuição do uso da terra na bacia do Alto Medway.

3.3.7 Monitoramento chuva-vazão

A Figura 34 apresenta os dados de vazão para a estação *Chafford/Colliers Land Bridge*, localizada no exutório da bacia do Alto Medway, operada pela Agência Ambiental e que pode ser visualizada na Figura 28. Os dados de vazão estão disponíveis para o período de 2003 a 2005 e têm uma discretização temporal de 15 minutos.

Na Figura 34 também é possível observar os dados de precipitação média ocorrida na bacia obtida via método de Thiessen. Existem 9 pluviógrafos na bacia do Alto Medway também operados pela Agência Ambiental (Figura 28). Os dados de precipitação têm discretização temporal de 15 minutos e estão disponíveis para o período de 2003 a 2006.

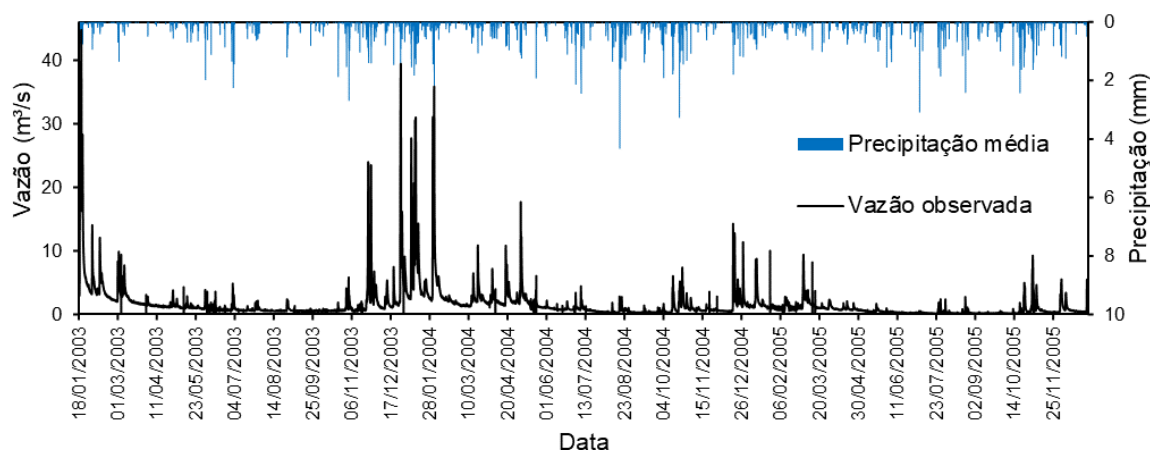


Figura 34 - Vazão medida na estação *Chafford/Colliers Land Bridge* no exutório da bacia do Alto Medway e chuva média ocorrida na bacia.

3.4 Aplicação do Hidropixel à bacia do Alto Medway

3.4.1 Parâmetros para estimativa do tempo de viagem em superfície

A Figura 35 apresenta o mapa dos parâmetros para estimativa do tempo de viagem do escoamento em superfície. O valor desses parâmetros é baseado nas informações sobre o uso da terra (Figura 33).

Para estimativa do coeficiente de rugosidade de Manning foram utilizados os valores sugeridos por Papaioannou et al. (2018), que associam o valor do coeficiente de Manning para cada uma das classes de uso do solo do *Corine Land Cover Map* (EUROPEAN ENVIRONMENT AGENCY, 2007).

O coeficiente k do escoamento do tipo *shallow concentrated flow* foi obtido com base nos valores sugeridos pelo NRCS (2004).

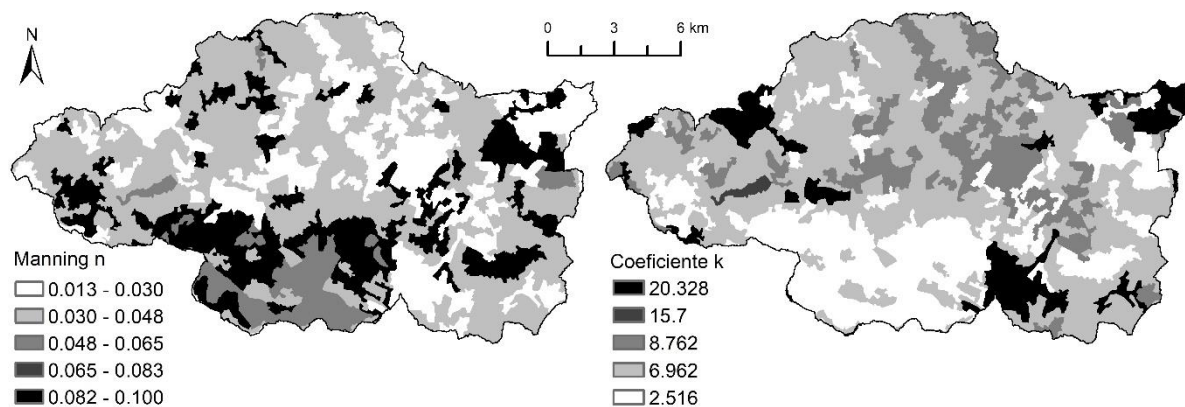


Figura 35 - Mapas dos parâmetros para estimativa do tempo de viagem do escoamento em superfície: *sheet flow* (n) e *shallow concentrated flow* (k).

3.4.2 Parâmetros para estimativa do tempo de viagem em canal

Para a estimativa dos valores da declividade do canal (I), do coeficiente de rugosidade de Manning (n) e raio hidráulico (R_h), foram utilizadas informações sobre as seções transversais e perfis longitudinais dos cursos d'água. O coeficiente de rugosidade de Manning n das paredes do canal foi estimado a partir dos valores recomendados por Chow (1959). A rede de drenagem foi dividida em vários trechos onde as características do canal podem ser consideradas homogêneas, segundo as informações obtidas pela seção transversal a jusante do trecho.

No entanto, a informação sobre a seção transversal e o perfil longitudinal dos cursos d'água não está disponível para grande parte dos rios da bacia (Figura 30).

Para encontrar o R_h dos cursos d'água onde não há disponibilidade de informação sobre a seção transversal foram utilizadas Curvas Regionais.

As Curvas Regionais relacionam a área acumulada de drenagem com características do canal para o nível de margens plenas (*bankfull elevation*). Essas características incluem a área da seção transversal, largura do canal ou profundidade média (Equação 48) (BIEGER et al., 2015). As Curvas Regionais são obtidas através de regressão linear com base em valores medidos em campo. A área de drenagem é a variável independente e a característica do canal é a variável dependente.

$$y_i = a \cdot DA_i^b \quad (48)$$

O índice i se refere ao pixel avaliado; y é a variável dependente e pode ser a largura do canal (m), a profundidade média do canal (m) ou a área da seção transversal do canal (m²); DA é a área de drenagem (km²), que é a variável independente, dada pelo somatório das áreas de todos os pixels que drenam para o pixel em questão; a e b são encontrados na regressão linear a partir do melhor ajuste da reta aos dados medidos em campo.

A Equação (48) não expressa uma relação linear entre DA e y . No entanto, pode ser usada uma transformação tomando-se o logaritmo na base 10 para expressar os dados em uma forma que seja compatível com a regressão linear. Dessa forma, a Equação (48) fica:

$$\log y = \log a + b \log DA \quad (49)$$

Logo, um gráfico de $\log y$ em função de $\log DA$ fornece uma reta com uma inclinação b e uma intersecção com o eixo y em $\log a$. Dessa maneira torna-se possível usar a regressão linear para calcular os coeficientes constantes a e b .

Deste modo, as informações sobre a seção transversal disponíveis para apenas uma parte do rio principal foram usadas para obter as Curvas Regionais da bacia do Alto Medway para a área da seção transversal A (Figura 36) e para a largura superior do canal W (Figura 37).

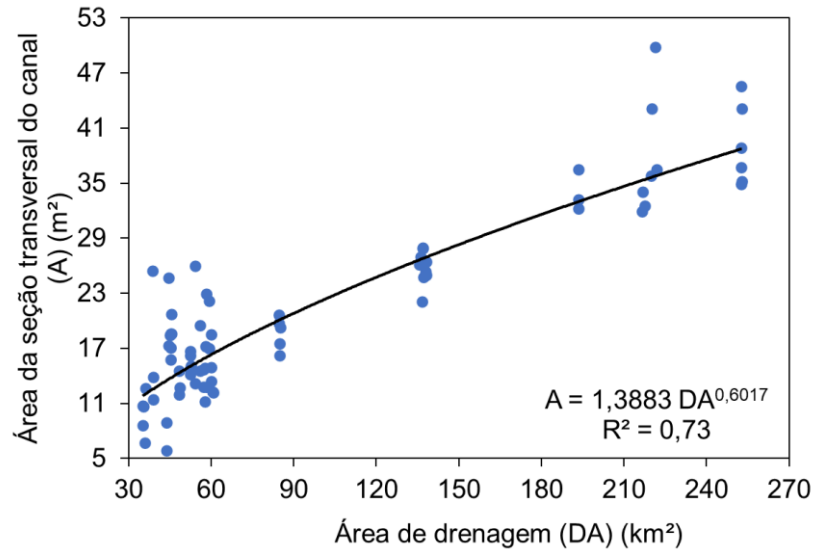


Figura 36 - Curva Regional da bacia do Alto Medway para a área da seção transversal (A) no nível de margens plenas.

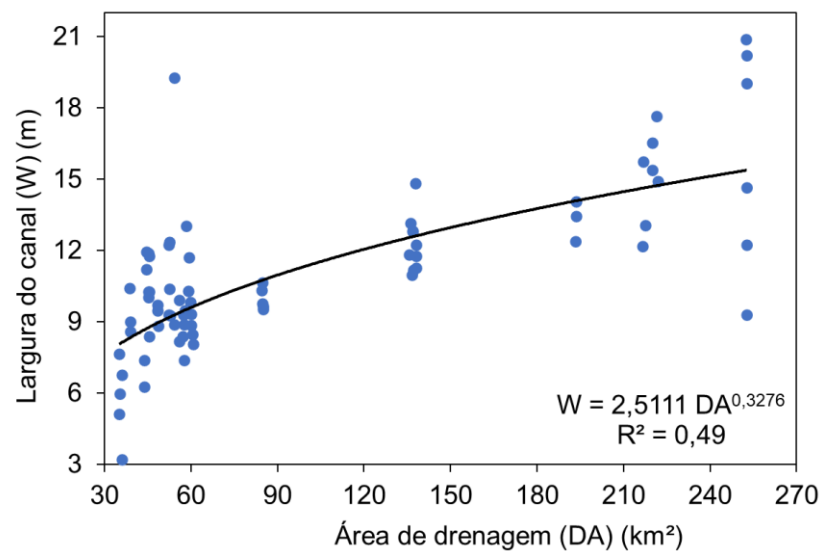


Figura 37 - Curva Regional da bacia do Alto Medway para a largura superior do canal (W) no nível de margens plenas.

Nesse sentido, nos pixels onde o escoamento é em canal e onde não há informação sobre a seção transversal medida em campo, o Rh foi obtido a partir da informação sobre área molhada e largura superior do canal proveniente das Curvas Regionais, com base na

área de drenagem do pixel e considerando que a seção transversal do curso d'água nesses pixels é trapezoidal com talude 1 : 3 (h : v).

Os cursos d'água sem informação sobre a seção transversal foram então subdivididos em trechos de no máximo 1 km onde as características do canal podem ser consideradas homogêneas. Outro critério para definir o final de um trecho e o início de outro trecho foi o encontro com outro curso d'água ou o encontro com uma parte do curso d'água onde há informação sobre a seção transversal medida em campo. Dessa forma, foi calculado um Rh_{reach} em cada um desses trechos, estimado como a média do Rh dos pixels que pertencem ao trecho em questão (Equação 50).

$$Rh_{reach_j} = \frac{\sum_{i=1}^n Rh_i}{n} \quad (50)$$

Onde o índice j se refere ao trecho avaliado, o índice i se refere ao pixel e n é o total de pixels no trecho.

A declividade S_{reach} de cada um desses trechos foi estimada como sendo a média harmônica das declividades obtidas via MDE de cada pixel do trecho (Equação 51).

$$S_{reach_j} = \left(\frac{L_j}{\sum_{i=1}^n \frac{L_i}{\sqrt{S_i}}} \right)^2 \quad (51)$$

Onde j se refere ao trecho que está sendo avaliado; L_j se refere ao comprimento total do trecho; L_i é a distância percorrida pelo escoamento dentro do pixel; S_i é a declividade entre o pixel analisado e o pixel de jusante, para onde é direcionado o escoamento.

O coeficiente de Manning n para esses trechos sem informação sobre a seção transversal foi definido como sendo 0,05, com base no valor proposto por Chow (1959) para rios com características parecidas com os rios da bacia hidrográfica do Alto Medway.

3.4.3 Parâmetros para estimativa da chuva excedente

No método SCS-CN a estimativa da chuva excedente é realizada a partir da definição do valor dos parâmetros CN e λ .

O mapa da esquerda na Figura 38 apresenta os valores de CN para condições médias de escoamento antecedente (ARC II), baseando-se na hipótese de que $\lambda = 0,2$. Nesse mapa o valor do parâmetro CN em cada pixel foi obtido através das tabelas disponibilizadas pelo

NRCS (2004), que relacionam as condições de uso e ocupação da terra (Figura 33) e o tipo de solo (Figura 32) a um valor de CN.

O histograma na parte inferior da Figura 38 mostra que a maior parte da bacia, cerca de 47%, tem um CN entre 80 e 85 quando se considera $\lambda = 0,2$, o que significa que a bacia possui um potencial considerável de gerar escoamento superficial. O CN médio na bacia para $\lambda = 0,2$ é de 83.

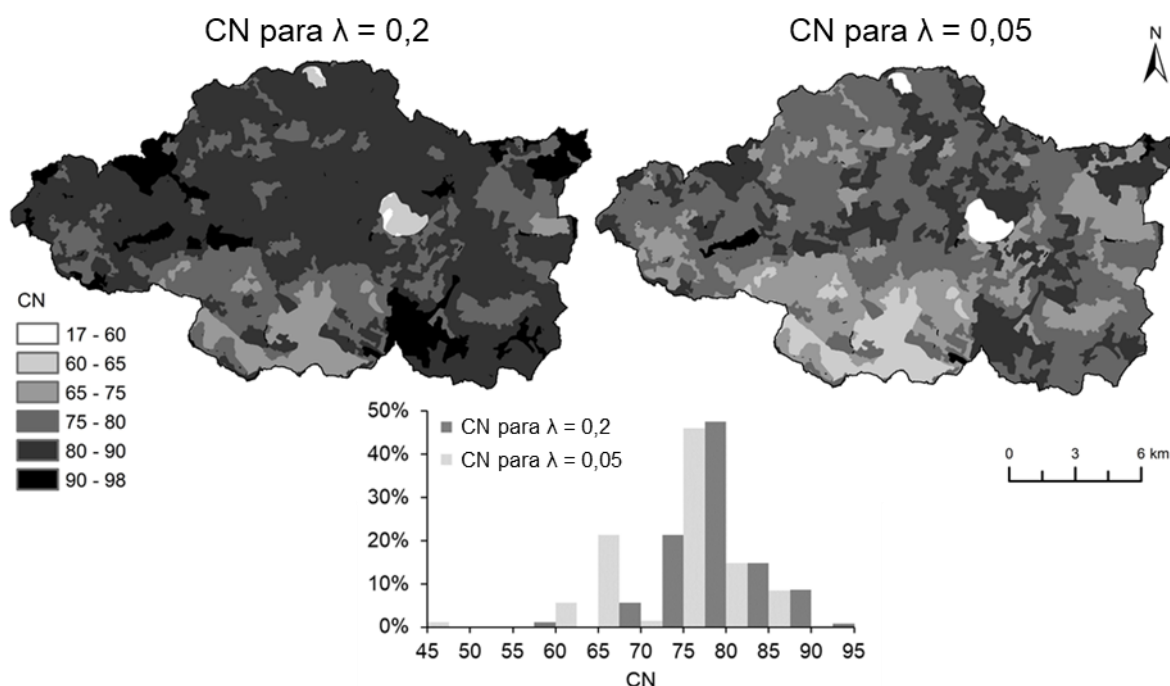


Figura 38 – Mapas de CN e histograma dos mapas de CN para a hipótese de $\lambda = 0,2$ e para a hipótese de $\lambda = 0,05$.

Neste trabalho foi adotada a hipótese de $\lambda = 0,05$, seguindo a recomendação de Hawkins et al. (2009). Dessa forma, os valores de CN foram convertidos com base na Equação (8) (sessão 2.2.2), resultando no mapa da parte superior direita da Figura 38. Ao considerar $\lambda = 0,05$ os valores de CN diminuem, como pode ser observado na Figura 38.

3.4.4 Separação do escoamento de base

Para estimar o escoamento de base foi utilizado o filtro proposto por Eckhardt (2005) (Equação 52).

$$b_i = \frac{(1 - BFI_{\max}) \cdot a \cdot b_{i-1} + (1 - a) \cdot BFI_{\max} \cdot y_i}{1 - a \cdot BFI_{\max}} \quad (52)$$

Onde i representa o intervalo de tempo considerado, b é o escoamento subterrâneo, y é a vazão total do hidrograma, BFI_{\max} é o máximo percentual de escoamento subterrâneo que o filtro permite calcular; e a é estimado a partir da Equação (53).

$$a = e^{\frac{-\Delta t}{k}} \quad (53)$$

Onde k é constante de recessão e Δt é o tamanho do intervalo entre i e $i + 1$.

O valor de k está relacionado ao comportamento típico da recessão do hidrograma na bacia estudada. Admite-se que a vazão de um rio durante o período de estiagem pode ser representada pela Equação (54).

$$Q(t) = Q_0 e^{\frac{-t}{k}} \quad (54)$$

Onde t é o tempo, Q_0 é a vazão num instante t_0 , $Q(t)$ é a vazão num instante t (por exemplo: t dias após (t_0) e k é uma constante com a mesma unidade de t).

O valor de k depende das características físicas da bacia, em especial das características geológicas (COLLISCHONN; DORNELLES, 2015), e geralmente é calculado utilizando dois valores conhecidos de vazão espaçados por um intervalo de tempo Δt , rearranjando a Equação (54) (Equação 55).

$$k = \frac{-\Delta t}{\ln\left(\frac{Q_{(t+\Delta t)}}{Q_{(t)}}\right)} \quad (55)$$

Nesse trabalho foi adotado $BFI_{\max} = 0,9$ com base em um ajuste manual, de forma a minimizar o escoamento superficial durante períodos em que não foram registrados eventos de precipitação.

A Figura 39 apresenta o resultado da estimativa da vazão de base.

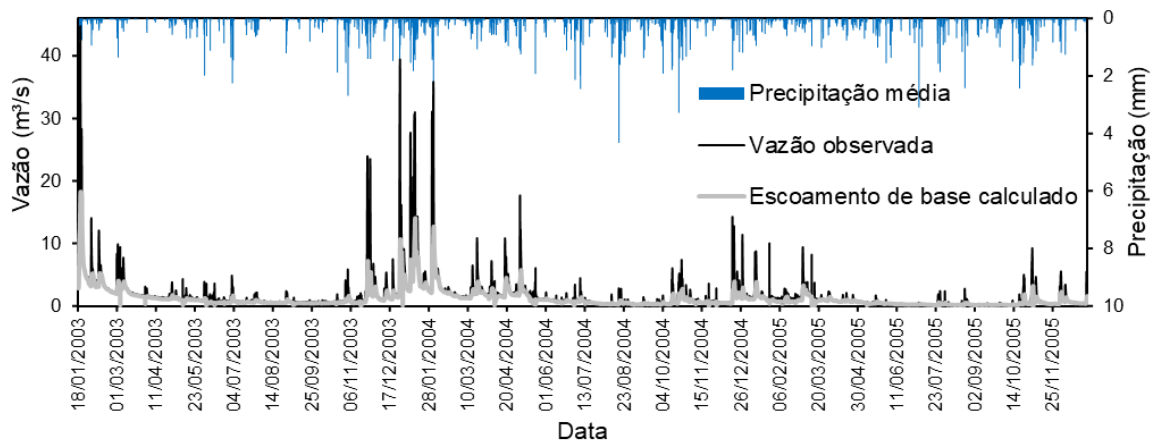


Figura 39 - Estimativa da vazão de base na bacia do Alto Medway.

3.4.5 Seleção de eventos chuva-vazão

Foram selecionados um total de 15 eventos de precipitação ocorridos entre 2003 e 2005. Na Tabela 2, para cada evento de precipitação é apresentada a precipitação acumulada em cada posto (G1 ao G9), bem como a precipitação acumulada média para a bacia calculada pelo método dos polígonos de Thiessen.

Tabela 2 - Eventos de chuva selecionados com informação da chuva nos 9 pluviógrafos (G1 a G9) e o valor médio espacialmente sobre a bacia.

Evento	Data	Precipitação acumulada (mm)										Duração (h)
		G1	G2	G3	G4	G5	G6	G7	G8	G9	Chuva média	
1	17/12/2004	0,0	15,8	15,6	17,6	15,0	19,4	11,8	16,2	16,2	16,4	9,5
2	25/11/2003	29,8	21,0	22,6	22,6	23,4	27,0	15,4	22,2	19,6	22,1	53,8
3	27/12/2004	0,0	9,2	9,0	11,0	9,4	12,2	7,8	10,0	9,6	10,1	9,0
4	29/12/2003	9,0	10,0	16,4	9,8	8,8	9,4	7,8	8,6	11,4	10,2	26,0
5	15/01/2004	8,6	6,2	16,6	10,4	7,0	10,2	5,6	9,0	6,8	8,8	15,0
6	08/02/2003	11,2	0,0	10,4	12,2	11,1	11,0	9,4	6,8	12,2	9,9	31,0
7	20/12/2003	12,6	10,4	24,0	11,6	10,8	13,4	7,2	11,8	11,0	12,1	29,8
8	03/04/2004	12,4	7,2	13,4	9,4	8,2	8,8	9,6	12,4	9,8	9,5	29,0
9	18/12/2004	0,0	12,4	12,8	11,8	13,8	14,4	9,2	11,4	13,6	12,6	19,3
10	06/11/2005	14,0	10,2	13,8	11,8	13,2	14,6	5,2	10,4	11,4	11,7	34,5
11	22/12/2004	0,0	7,2	9,0	7,0	10,2	8,0	6,6	6,4	8,2	7,7	32,8
12	11/01/2004	12,4	10,8	23,2	14,4	10,8	14,4	9,6	11,8	13,2	13,5	19,8
13	29/11/2003	11,8	10,6	10,6	11,8	9,0	11,4	7,2	10,0	10,8	10,6	43,0
14	14/03/2004	11,0	7,4	10,4	8,0	8,0	11,2	5,2	9,4	7,6	8,5	55,8
15	28/02/2003	12,4	0,0	11,6	0,0	11,6	10,8	9,4	10,6	8,2	6,7	25,3

Na Figura 40 é possível visualizar a precipitação acumulada em cada posto durante os eventos de chuva avaliados, bem como a precipitação média acumulada na bacia calculada via método dos polígonos de Thiessen.

Na Tabela 3 são disponibilizadas informações acerca do hidrograma do escoamento superficial observado em cada um dos eventos, como o tempo de pico, a vazão de pico, o volume total escoado e coeficiente de escoamento, definido como a razão entre o volume de água escoado superficialmente e o volume de água precipitado. O gráfico da Figura 41 apresenta a precipitação média acumulada e a chuva excedente obtida via hidrograma observado em cada evento avaliado.

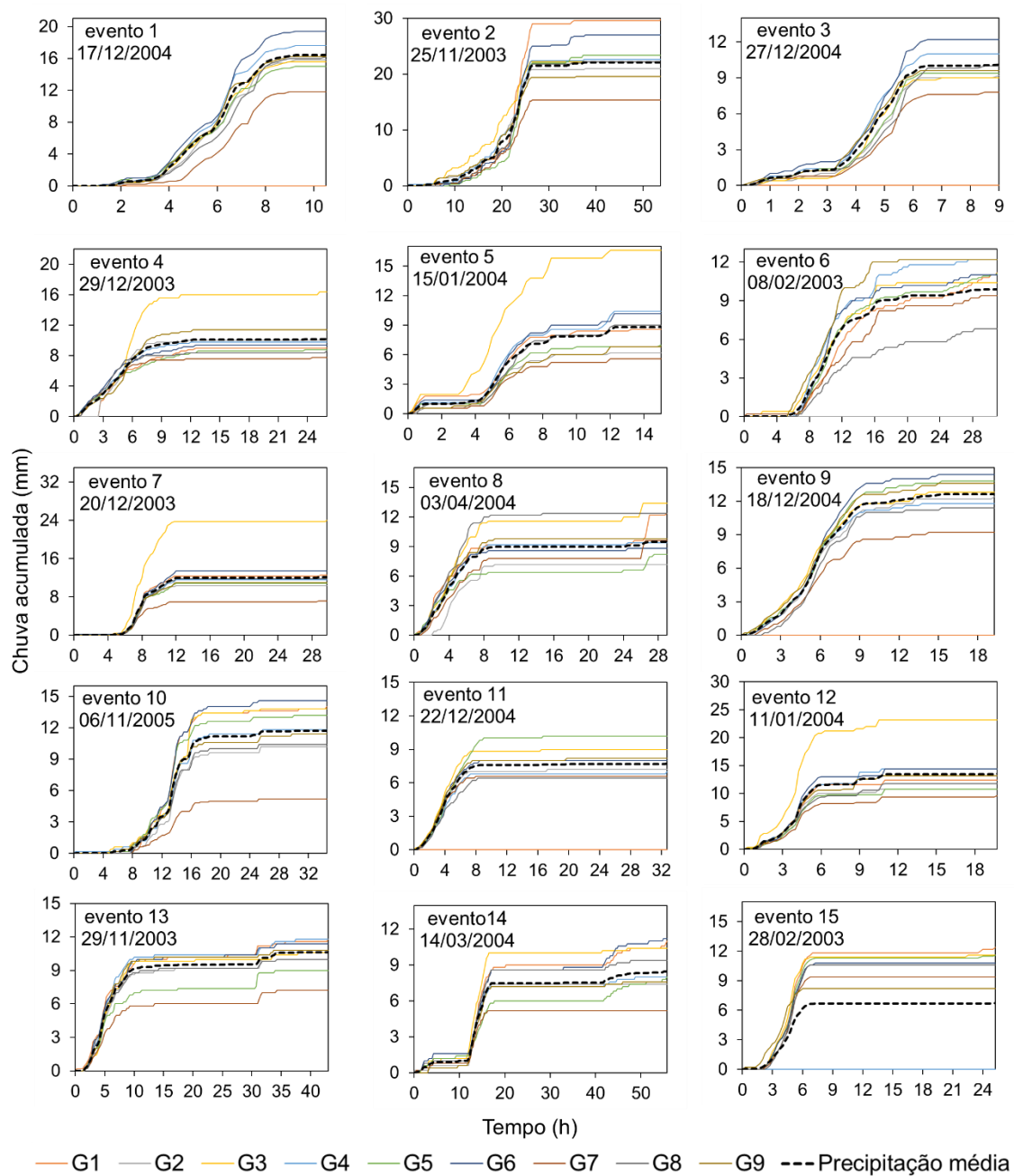


Figura 40 - Precipitação acumulada em cada posto (G1 a G9) e precipitação acumulada média na bacia calculada via Método dos polígonos de Thiessen.

Tabela 3 - Informações sobre o hidrograma do escoamento superficial para cada evento.

Evento	Data	Chuva excedente (mm)	Coefficiente de escoamento	Vazão de pico (m³/s)	Tempo de pico (h)
1	17/12/2004	1,79	0,11	13,06	14,25
2	25/11/2003	3,07	0,14	20,06	32,00
3	27/12/2004	1,53	0,15	9,66	12,75
4	29/12/2003	1,35	0,13	8,10	16,00
5	15/01/2004	1,33	0,15	7,30	14,75
6	08/02/2003	2,04	0,21	8,21	20,00
7	20/12/2003	1,23	0,10	5,89	18,75
8	03/04/2004	1,08	0,11	5,09	14,25
9	18/12/2004	1,65	0,13	9,93	15,75
10	06/11/2005	0,81	0,07	3,83	24,00
11	22/12/2004	0,83	0,11	3,98	15,50
12	11/01/2004	2,64	0,20	15,77	12,25
13	29/11/2003	1,11	0,10	4,82	17,00
14	14/03/2004	0,97	0,11	4,34	24,50
15	28/02/2003	0,98	0,15	5,99	12,75

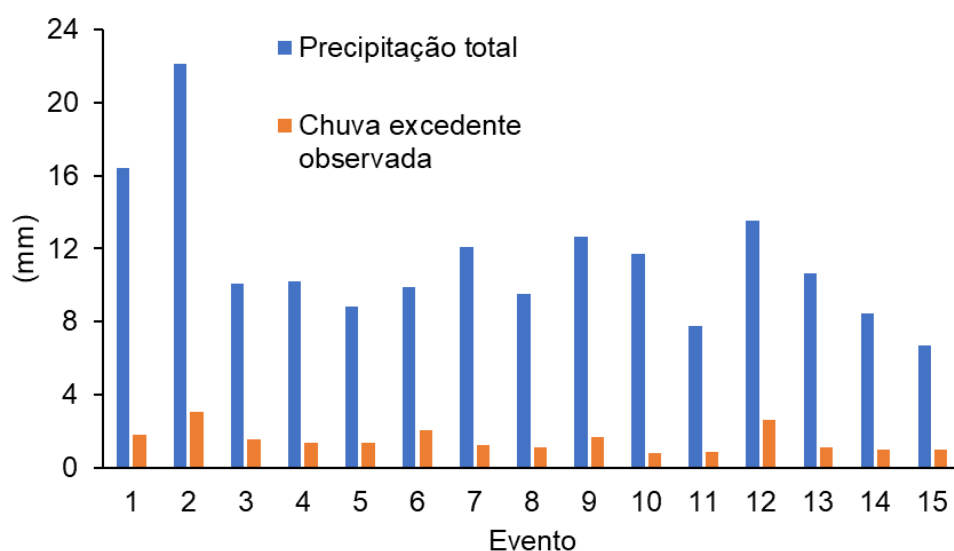


Figura 41 - Chuva média acumulada e chuva excedente obtida via hidrograma observado para cada evento chuva-vazão avaliado.

3.4.6 Preparação dos dados de chuva

A estimativa da precipitação em um determinado pixel foi realizada com base no método da interpolação ponderada pela distância. Nesse método, considera-se que a chuva em um pixel pode ser calculada como uma média ponderada das chuvas registradas em pluviômetros da região. A ponderação é feita de forma que os postos pluviométricos mais

próximos tenham um peso maior no cálculo da média (COLLISCHONN; DORNELLES, 2015).

Considere o posto pluviométrico representado por um ponto azul (P_j) na Figura 42. A estimativa da precipitação para o pixel cujo centro está identificado por um ponto preto (Pm_i) na Figura 42 é realizada com base no cálculo da distância entre o posto pluviométrico (localizado em x_j, y_j) e o centro do pixel (localizado em x_i, y_i) (Equação 56).

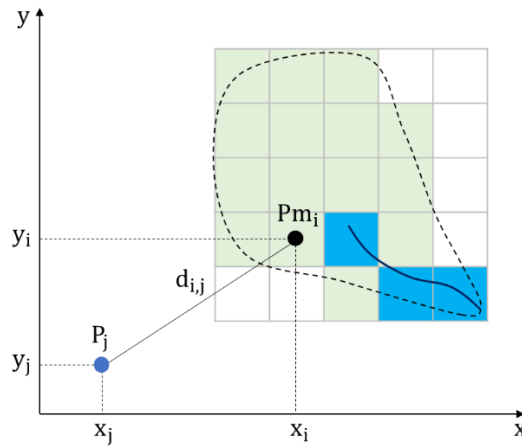


Figura 42 – Estimativa da chuva em um pixel com base no Método de interpolação ponderada pela distância.

$$d_{i,j} = \sqrt{(x_i - x_j)^2 + (y_i - y_j)^2} \quad (56)$$

Onde $d_{i,j}$ é a distância entre o centro do pixel e o posto pluviométrico, x_j e y_j são as coordenadas do pluviômetro e x_i e y_i são as coordenadas do centro do pixel.

Havendo mais de um posto pluviométrico, a precipitação média num pixel i pode ser calculada pela Equação (57).

$$Pm_i = \frac{\sum_{j=1}^{NP} \frac{P_j}{(d_{i,j})^b}}{\sum_{j=1}^{NP} \frac{1}{(d_{i,j})^b}} \quad (57)$$

Onde NP é o número de postos pluviométricos com dados disponíveis; P_j é a chuva observada no posto j ; e b é um expoente. Neste trabalho, o valor do expoente b é 2 e neste caso o método de interpolação é conhecido como método da interpolação ponderada pelo inverso da distância ao quadrado.

Na Figura 43 é possível observar a estimativa de precipitação acumulada em cada pixel a partir da aplicação do método aqui relatado, para os eventos selecionados.

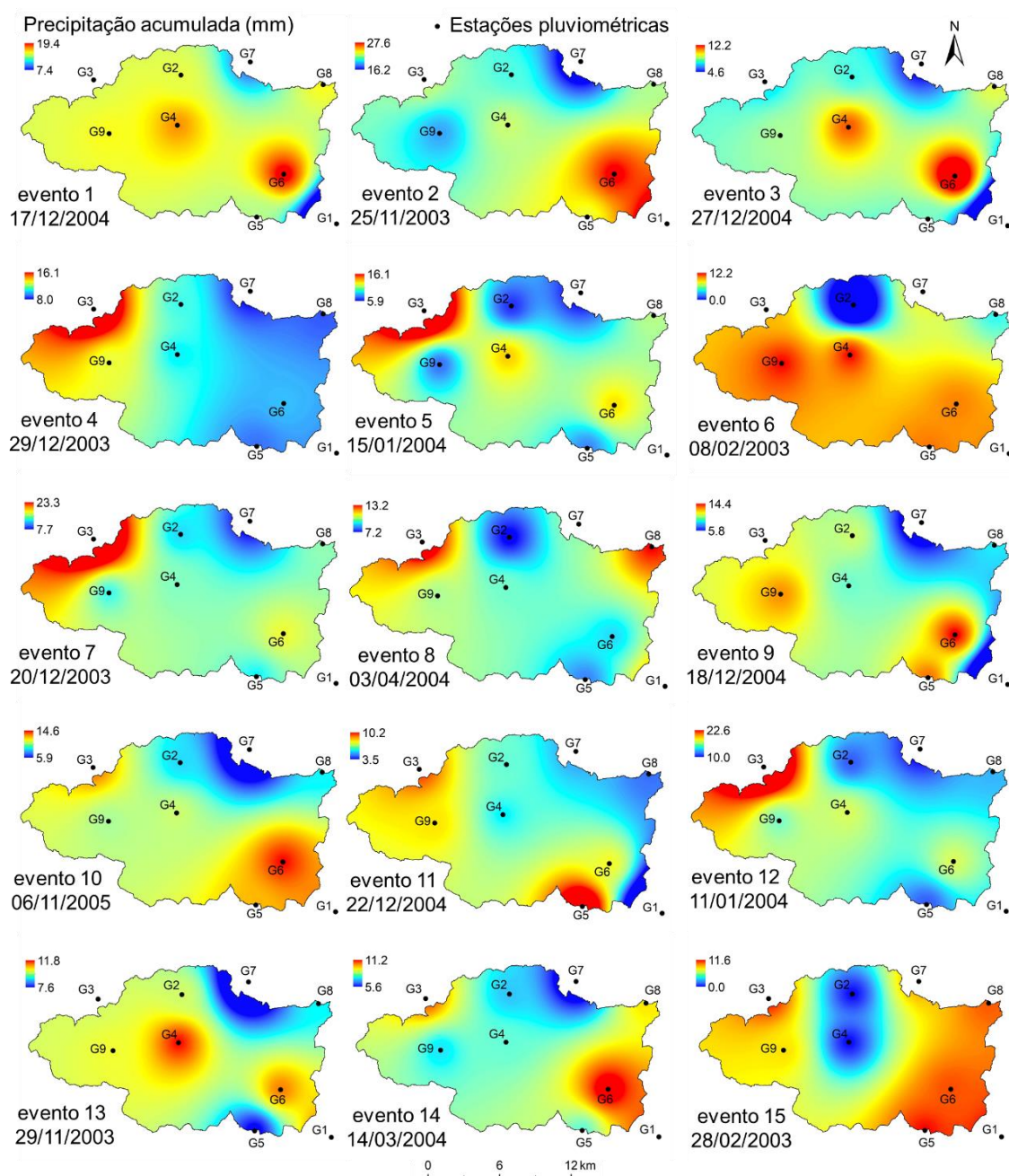


Figura 43 - Precipitação acumulada em milímetros para cada evento avaliado a partir da aplicação do Método da interpolação ponderada pelo inverso da distância ao quadrado.

No caso do *SCS lumped model*, a precipitação foi considerada homogênea em toda a bacia, e a precipitação média obtida via Método dos polígonos de Thiessen foi utilizada como entrada no modelo.

3.4.7 Calibração dos parâmetros

Dois parâmetros foram calibrados: CN e β . O parâmetro CN é comum a todos os métodos testados neste trabalho, enquanto o parâmetro β está presente apenas na formulação do método Hidropixel-DLR (Tabela 4).

Tabela 4 - Parâmetros calibrados em cada método

Modelo	Parâmetros calibrados
SCS <i>lumped model</i>	CN
Hidropixel-TUH	CN
Hidropixel-TUH+	CN
Hidropixel-DLR	CN e β

Foram avaliados dois métodos de calibração. O primeiro consiste na calibração individual por evento (*single event calibration*), onde em cada evento se buscou encontrar o valor do parâmetro que melhor ajustou o hidrograma simulado ao observado, obtendo um conjunto diferente de parâmetros para cada evento.

No segundo método, a calibração dos parâmetros foi realizada para um conjunto de eventos (*multiple events calibration*), buscando encontrar o valor dos parâmetros que melhor ajuste todos os eventos, mesmo que individualmente não seja o valor que produza os melhores resultados. Nesse segundo método foi realizada uma etapa posterior de validação do modelo, onde são avaliados os resultados do modelo para eventos de chuva não usados na calibração e utilizando o valor calibrado do parâmetro.

Calibração individual por evento

Calibração individual do CN por evento no Hidropixel

A calibração do parâmetro CN foi realizada com base na mesma metodologia para todos os métodos do Hidropixel (Hidropixel-TUH, Hidropixel-TUH+ e Hidropixel-DLR) e, portanto, o valor calibrado do parâmetro é o mesmo para os três métodos avaliados.

Na sessão 2.2.2 foi relatado que os valores de CN apresentados nas tabelas do método SCS-CN apresentam incerteza considerável e são valores médios (CN(II)), que podem variar aleatoriamente entre o CN(I) e o CN(III), estimados pelas Equações (6) e (7), respectivamente.

Nesse contexto, a calibração do CN neste trabalho consistiu em encontrar o valor do parâmetro dentro dessa banda de confiança que melhor estimou a chuva excedente. Para tanto, a distância entre o CN(II) e o CN(III) foi dividida em 6 intervalos de igual comprimento. Da mesma forma, a distância entre o CN(II) e o CN(I) também foi dividida em 6 intervalos de igual comprimento. Dessa forma, admitiu-se que o CN pode assumir 13 valores diferentes dentro dessa banda de confiança (Figura 44). A definição sobre o número de intervalos foi feita de forma arbitrária.

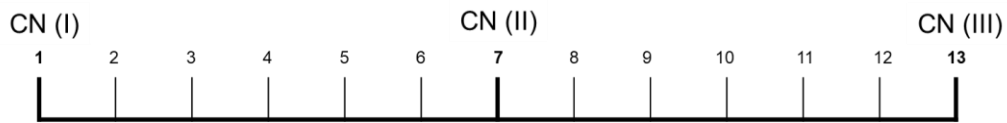


Figura 44 – Banda de confiança: valores testados na calibração do parâmetro CN.

Os valores de CN(I) e CN(III) foram então estimados em cada pixel como mostrado na Figura 45. Portanto, em cada pixel a banda de confiança da Figura 43 é diferente, e se configura com base nos valores de CN(I), CN(II) e CN(III) para o pixel avaliado.

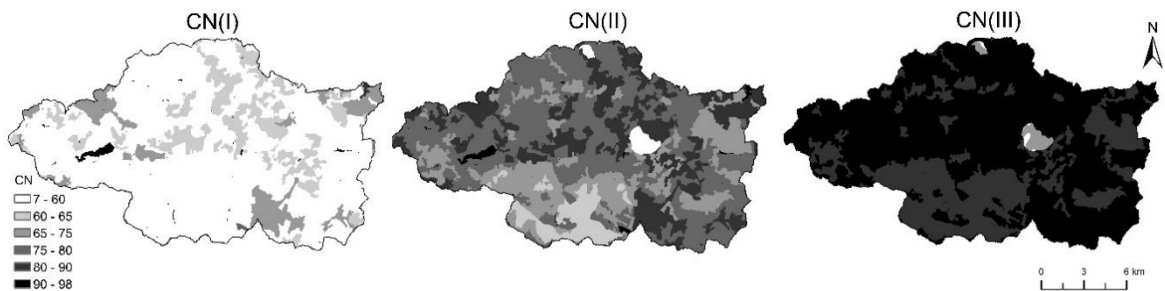


Figura 45 – Mapas de CN para Condição de Escoamento Antecedente I, II e III

A calibração consiste em determinar primeiramente a chuva excedente considerando o valor de CN para a posição 1 da banda de confiança de todos os pixels (Figura 43). Em seguida a chuva excedente é calculada considerando o valor de CN para a posição 2 e assim sucessivamente até a posição 13. O ajuste do CN é obtido a partir da determinação da posição que foi capaz de fornecer o menor erro absoluto (ΔP_{exc}) entre a chuva excedente acumulada calculada ($P_{exc_{cal}}$) e a chuva excedente acumulada observada ($P_{exc_{obs}}$) para o evento avaliado (Equação 58).

$$\Delta P_{exc} = |P_{exc_{cal}} - P_{exc_{obs}}| \quad (58)$$

A chuva excedente observada ($P_{exc_{obs}}$) é estimada a partir do cálculo da área abaixo do hidrograma observado do escoamento superficial do evento.

Para a estimativa da chuva excedente calculada ($P_{exc_{cal}}$) o volume total de escoamento superficial gerado em cada pixel (Vol) foi obtido através da Equação (59).

$$Vol_i = P_{exc_{ac_i}} \cdot A_i \quad (59)$$

Onde i se refere ao pixel em questão, $P_{exc_{ac}}$ é a chuva excedente total acumulada calculada para o pixel e A é a área do pixel.

O volume total (Vol_{tot}) de escoamento superficial gerado na bacia é o somatório do volume gerado em cada pixel (Equação 60).

$$Vol_{tot} = \sum_{i=1}^{Np} Vol_i \quad (60)$$

Onde i se refere ao pixel em questão e Np é o número total de pixels da bacia.

A chuva excedente calculada ($P_{exc_{cal}}$) para a bacia é o Volume total de escoamento superficial gerado na bacia (Vol_{tot}) dividido pela área total da bacia (A_{tot}) (Equação 61).

$$P_{exc_{cal}} = \frac{Vol_{tot}}{A_{tot}} \quad (61)$$

Nos casos em que todos os pixels tem a mesma área, $P_{exc_{cal}}$ é a média da chuva excedente calculada em cada pixel.

Calibração individual do CN por evento no SCS lumped model

No método tradicional concentrado costuma-se estimar um CN médio ponderado pela área, válido para toda a bacia. Neste trabalho, a calibração desse CN médio consistiu em determinar o CN(I) e o CN(III) e estimar a posição dentro da barra de confiança da Figura 44 que produziu o menor erro (E) entre chuva excedente observada ($P_{exc_{obs}}$) e a chuva excedente acumulada calculada ($P_{exc_{cal}}$) para o evento avaliado (Equação 58).

Calibração do parâmetro β por evento

O parâmetro β é exclusivo da versão Hidropixel-DLR e é utilizado para estimar o coeficiente de armazenamento do reservatório linear de cada pixel, como mostrado na sessão 3.2.4. Para ajustar o parâmetro buscou-se aproximar o hidrograma observado e o hidrograma

calculado pelo modelo. Foi utilizado nesse ajuste o coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe (NSE) (Equação 62).

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^N (Q_{obs_t} - Q_{cal_t})^2}{\sum_{t=1}^N (Q_{obs_t} - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (62)$$

Onde Q_{obs_t} é a vazão observada no instante t , $\overline{Q_{obs}}$ é a vazão média observada, Q_{cal_t} é a vazão calculada pelo modelo no instante t e N é o número total de observações. O valor de NSE pode variar de $-\infty$ a 1. Quanto mais próximo de 1, maior é a eficiência do modelo em prever o hidrograma observado. Dessa forma, foi escolhido o valor do parâmetro β que forneceu o valor de NSE mais próximo de 1 para o evento avaliado.

Calibração para um conjunto de eventos

Dos 15 eventos chuva-vazão selecionados apresentados na Tabela 2, 8 foram escolhidos para compor o conjunto de eventos para calibração (eventos 1 a 8) e 7 foram utilizados para validar o modelo (eventos 9 a 15).

Estimativa da posição na banda de confiança a partir da precipitação total

A grande variabilidade do parâmetro CN de um evento para outro dificulta determinar uma posição na banda de confiança que possa representar uma grande variedade de eventos e que, portanto, possa ser utilizada para realizar prognósticos.

Foi visto na sessão 2.2.2 que o parâmetro CN tem uma relação importante com o total precipitado e no geral tem sido observada uma tendência de valores mais elevados para o parâmetro CN em eventos onde o total precipitado é menor. Essa mesma tendência foi observada neste trabalho quando se calibrou o CN individualmente para cada evento, como é mostrado na Figura 46.

Nesse contexto, se buscou encontrar uma relação matemática entre a chuva acumulada para o evento e a posição na banda de confiança, utilizando o conjunto de eventos para calibração. Essa relação possibilita a realização de prognósticos com base na precipitação e foi posteriormente verificada na etapa de validação. Para determinar essa relação foi utilizada regressão linear, considerando a precipitação total (P) a variável independente e a posição na banda de confiança (EB) a variável dependente. Foi identificado que o modelo exponencial é o que melhor representa essa relação, como é apresentado na Figura 47.

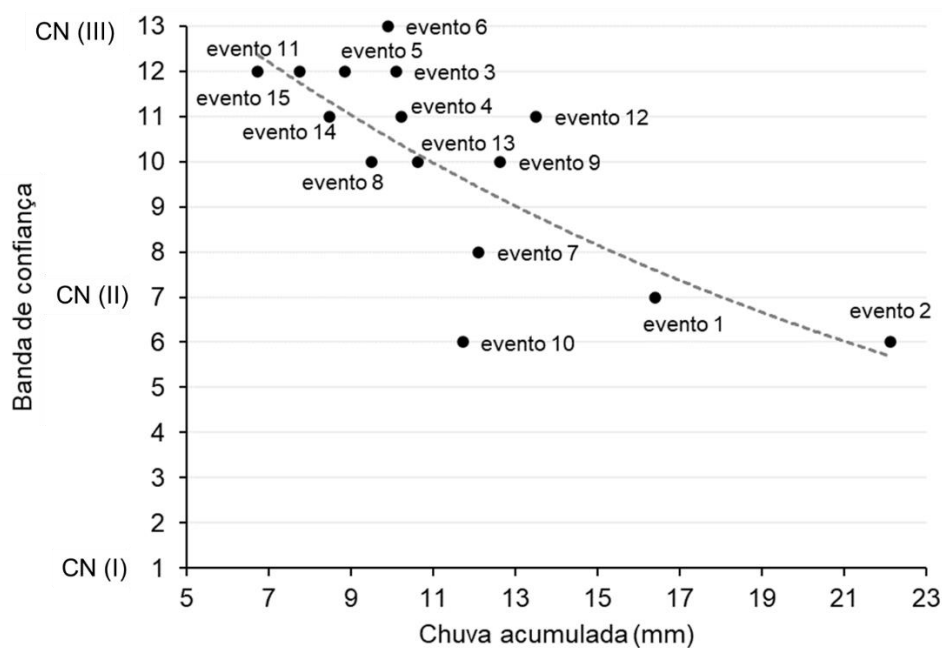


Figura 46 – Relação entre o total precipitado e a posição na banda de confiança quando se calibrou individualmente o CN para cada evento.

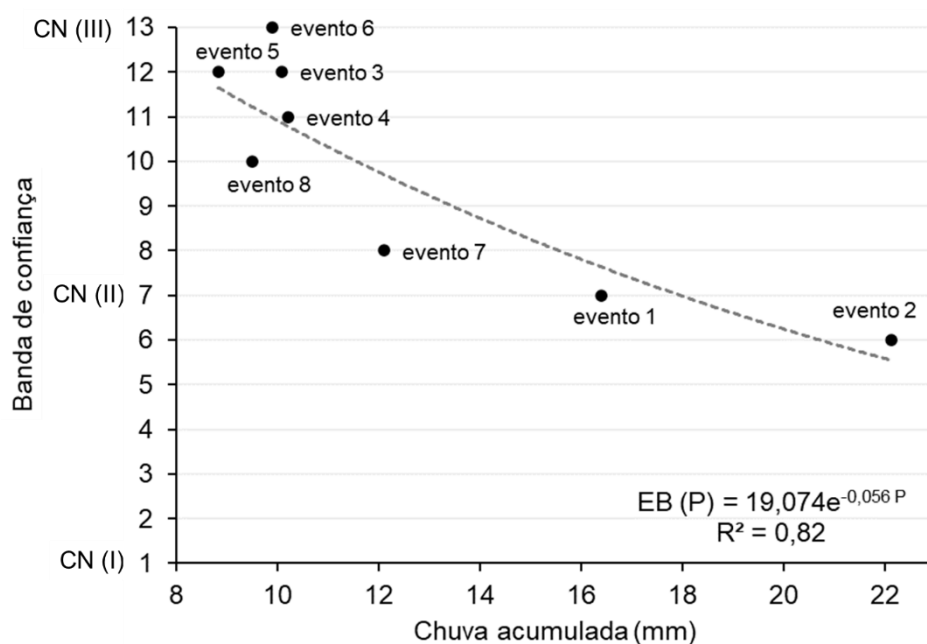


Figura 47 – relação entre o total precipitado e a posição na banda de confiança para o conjunto de eventos usados na calibração.

Calibração do parâmetro β para um conjunto de eventos

Para cada valor do parâmetro β testado foi realizada a estimativa do coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe em cada evento usado na calibração. O valor calibrado do

parâmetro β é aquele que resultou no maior coeficiente de eficiência médio (NSE_{avg}), dado pela Equação (63).

$$NSE_{avg} = \frac{\sum_{i=1}^N NSE_i}{N} \quad (63)$$

Onde NSE_i o coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe para o evento i e N é o total de eventos usados na calibração.

3.4.8 Critérios de avaliação do modelo

Uma série de métricas foram usadas na avaliação do desempenho dos métodos aplicados neste trabalho. Uma delas é o coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe, apresentado na Equação (62). Outro indicador utilizado foi o erro absoluto (ΔP_{exc}) entre a chuva excedente acumulada calculada ($P_{exc_{cal}}$) e a chuva excedente acumulada observada ($P_{exc_{obs}}$) (Equação 58).

O erro relativo (δQ_p) da vazão de pico calculada ($Q_{p_{cal}}$) em relação à vazão de pico observada ($Q_{p_{obs}}$) também foi utilizado como indicador (Equação 64).

$$\delta Q_p = \frac{Q_{p_{cal}} - Q_{p_{obs}}}{Q_{p_{obs}}} \cdot 100\% \quad (64)$$

Outro indicador utilizado foi o erro absoluto (ΔT_p) do tempo de pico calculado ($T_{p_{cal}}$) em relação ao tempo de pico observado ($T_{p_{obs}}$) (Equação 65).

$$\Delta T_p = T_{p_{cal}} - T_{p_{obs}} \quad (65)$$

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Tempo de viagem do escoamento até o exutório

A Figura 48 apresenta o mapa do tempo de viagem do escoamento superficial de cada pixel da bacia até o exutório em horas. A maior parte da bacia (19,2%) possui tempo de viagem entre 6 e 7 horas, como pode ser observado no histograma Tempo-Área também mostrado na Figura 48.

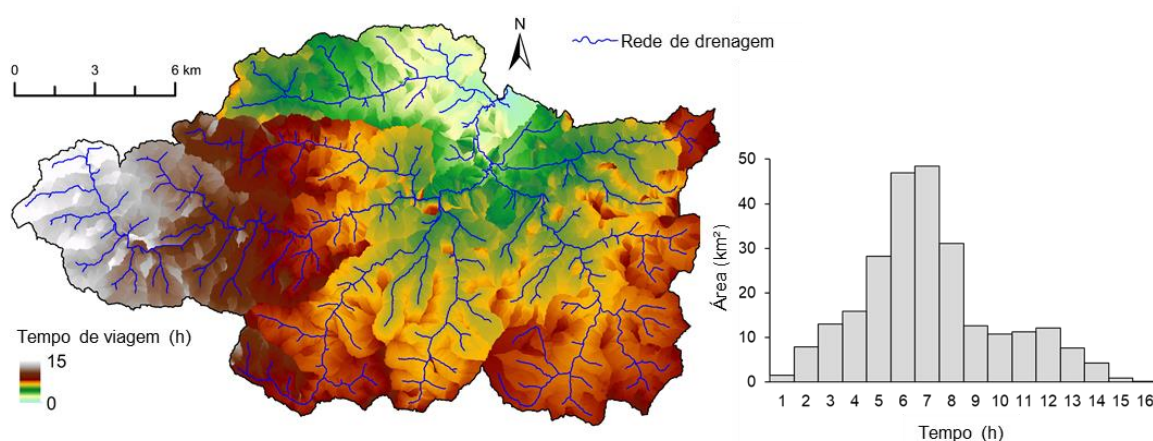


Figura 48 - Mapa do tempo de viagem do escoamento superficial até o exutório e histograma Tempo-Área

4.2 Chuva excedente

4.2.1 Calibração individual do CN por evento

Na Figura 49 são apresentados os mapas de chuva excedente acumulada obtidos através da calibração individual por evento do parâmetro CN no modelo Hidropixel. É possível observar que dois fatores determinam a variabilidade espacial da chuva excedente nos mapas: a distribuição espacial da precipitação (Figura 43) e o mapa de CN (Figura 38).

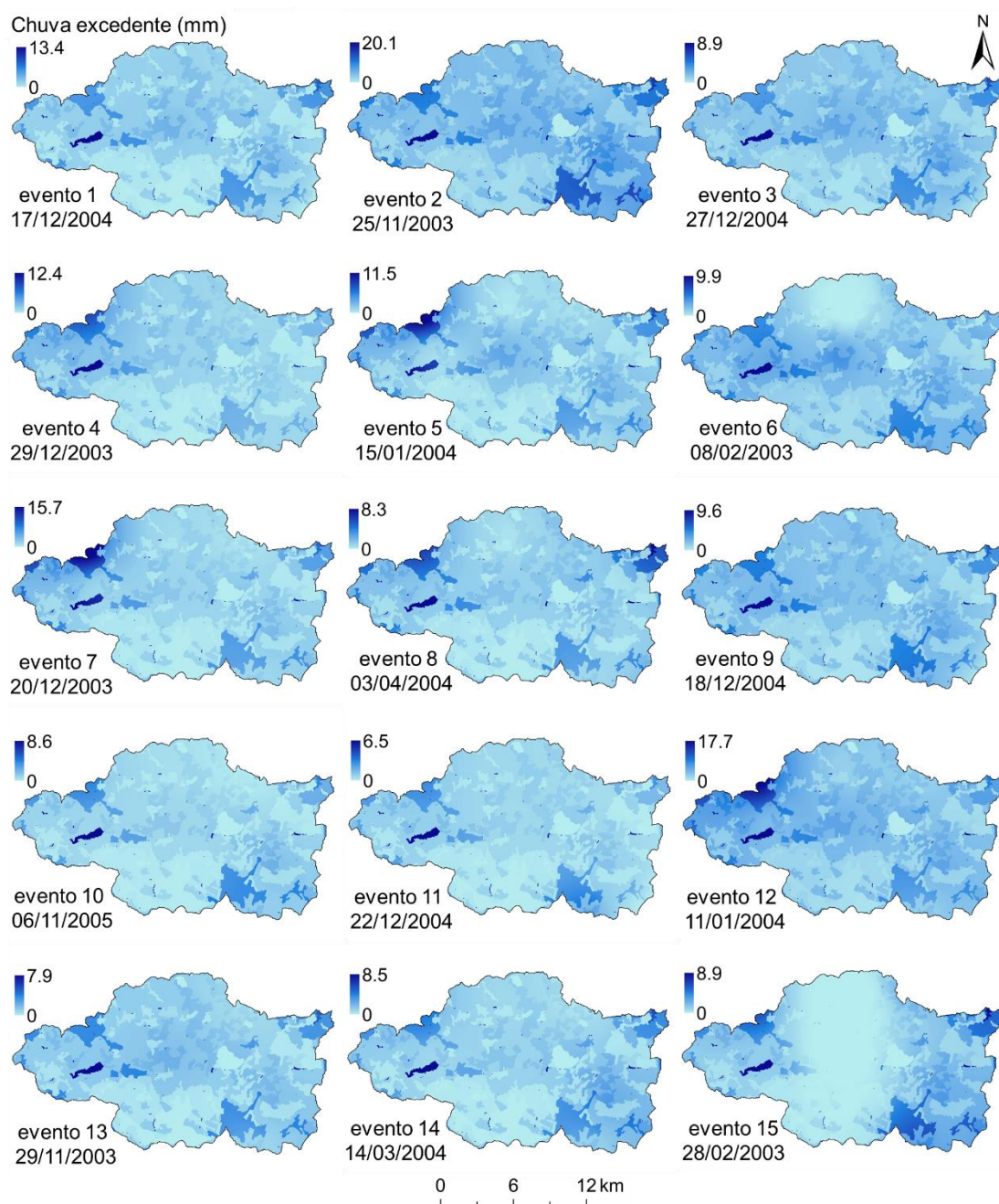


Figura 49 – Mapas de chuva excedente acumulada em milímetros para cada evento, obtidos via calibração individual do parâmetro CN.

Na Tabela 5 são apresentados o erro absoluto (ΔP_{exc}) entre a chuva excedente acumulada calculada ($P_{exc_{cal}}$) obtida através do Hidropixel e a chuva excedente acumulada observada ($P_{exc_{obs}}$) para todos os eventos avaliados. Também é mostrada a posição na banda de confiança que melhor estimou a chuva excedente em cada um dos eventos. Foi observado que a posição ficou acima de 7 para a maioria dos eventos. A posição 7 se refere ao CN(II), que é o valor do CN obtido através das tabelas fornecidas pelo NRCS (2004), indicando portanto que esse valor subestimaria a chuva excedente em grande parte dos eventos.

Tabela 5 - Hidropixel: estimativa da chuva excedente com calibração individual por evento do parâmetro CN.

Evento	Chuva total (mm)	Chuva excedente observada (mm)	Chuva excedente calculada (mm)	ΔP_{exc} (mm)	Posição na banda de confiança
1	16,4	1,79	1,90	0,11	7
2	22,1	3,07	3,31	0,24	6
3	10,1	1,53	1,41	-0,11	12
4	10,2	1,35	1,37	0,02	11
5	8,8	1,33	1,21	-0,12	12
6	9,9	2,04	1,74	-0,30	13
7	12,1	1,23	1,29	0,06	8
8	9,5	1,08	1,00	-0,08	10
9	12,6	1,65	1,67	0,02	10
10	11,7	0,81	0,72	-0,09	6
11	7,7	0,83	0,83	0,00	12
12	13,5	2,64	2,45	-0,18	11
13	10,6	1,11	1,20	0,09	10
14	8,5	0,97	0,90	-0,07	11
15	6,7	0,98	0,91	-0,07	12

4.2.2 Estimativa do CN a partir da precipitação total

Como visto na sessão 3.4.7, existe uma dificuldade em determinar uma única posição na banda de confiança que possa representar uma grande variedade de eventos e que, portanto, possa ser utilizada para realizar prognósticos.

Dada a relação entre o parâmetro CN e a precipitação total já constatada na literatura, a estimativa da posição na banda de confiança (EB) foi feita a partir da precipitação total (P), com base na equação exponencial apresentada na Figura 47 (sessão 3.4.7) e obtida via regressão linear. Na Tabela 6 são mostrados os resultados desse método para o conjunto de eventos usados na calibração e para o conjunto de eventos usados na validação.

Tabela 6 - Estimativa da chuva excedente com a posição na banda de confiança obtida a partir da precipitação total.

	Evento	Chuva total (mm)	Chuva excedente observada (mm)	Chuva excedente calculada (mm)	ΔP_{exc} (mm)	Posição na banda de confiança* $EB(P) = 19,074e^{-0,056P}$
Calibração	1	16,4	1,79	2,20	0,41	8
	2	22,1	3,07	3,33	0,26	6
	3	10,1	1,53	1,18	-0,35	11
	4	10,2	1,35	1,37	0,03	11
	5	8,8	1,33	1,21	-0,12	12
	6	9,9	2,04	1,21	-0,83	11
	7	12,1	1,23	1,75	0,52	10
	8	9,5	1,08	1,21	0,13	11
Validação	9	12,6	1,65	1,44	-0,21	9
	10	11,7	0,81	1,53	0,72	10
	11	7,7	0,83	0,83	0,00	12
	12	13,5	2,64	1,83	-0,80	9
	13	10,6	1,11	1,42	0,31	11
	14	8,5	0,97	1,10	0,13	12
	15	6,7	0,98	1,11	0,14	13

* EB é a posição na banda de confiança e P é a precipitação total.

Na Figura 50 cada ponto se refere a um evento de chuva. A linha que cruza o gráfico tem inclinação 1:1, isso significa que quanto mais próximo da linha, melhor foi o desempenho na estimativa da chuva excedente para o evento em questão, ou seja, mais próximo foi a chuva excedente calculada em relação à chuva excedente observada.

Na Figura 50a são apresentados os resultados para o caso em que a posição na banda de confiança foi calibrada individualmente para cada evento, o que resultou num NSE igual a 0,96. Já no caso da Figura 50b, em que a posição na banda de confiança foi determinada com base na precipitação total do evento, o desempenho na estimativa da chuva excedente foi consideravelmente inferior ($NSE = 0,42$). O que é razoável, já que como visto na sessão 2.2.2, a variabilidade em torno do CN(II) também se dá por outros fatores, como a condição de umidade antecedente do solo, o estágio de crescimento das plantas, temperatura e intensidade e duração da precipitação.

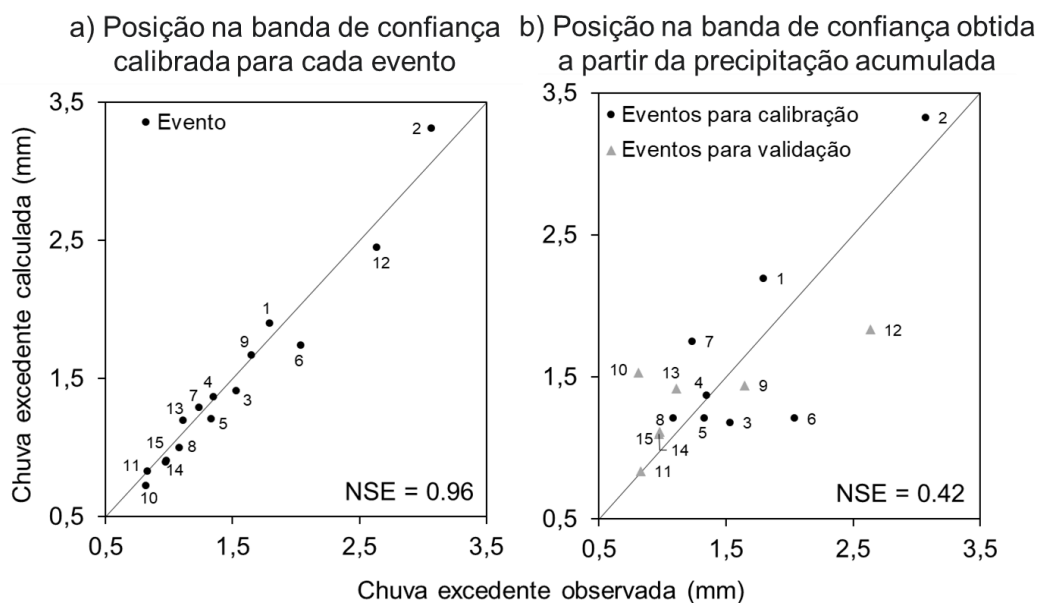


Figura 50 - Comparação entre a chuva excedente observada e a chuva excedente calculada: a) a posição na banda de confiança foi calibrada individualmente para cada evento; b) a posição na banda de confiança foi obtida a partir da precipitação (R^2 = coeficiente de determinação).

4.3 Hidrograma

4.3.1 Hidropixel-TUH (versão original) versus Hidropixel-TUH+

Na Figura 51 são apresentados os hidrogramas calculados e observados para cada um dos eventos avaliados, onde são comparadas a versão original do Hidropixel e a versão Hidropixel-TUH+, desenvolvida nesta pesquisa. Esses resultados foram obtidos a partir da calibração individual do parâmetro CN por evento para ambos os modelos avaliados. É possível observar visualmente que a versão Hidropixel-TUH+ obteve um desempenho consideravelmente superior em todos os eventos.

A performance desses dois métodos também pode ser comparada através dos indicadores apresentados na Tabela 7. Na versão original do Hidropixel há uma tendência de prever a vazão de pico antecipadamente, assim como já foi constatado por Costa et al. (2019) e Veeck et al. (2020). No entanto, devido ao fato de a bacia do Alto Medway ser consideravelmente maior, essa antecipação da vazão de pico é ainda mais evidente e em média a versão original do Hidropixel antecipou a ocorrência da vazão de pico em cerca de 5 horas.

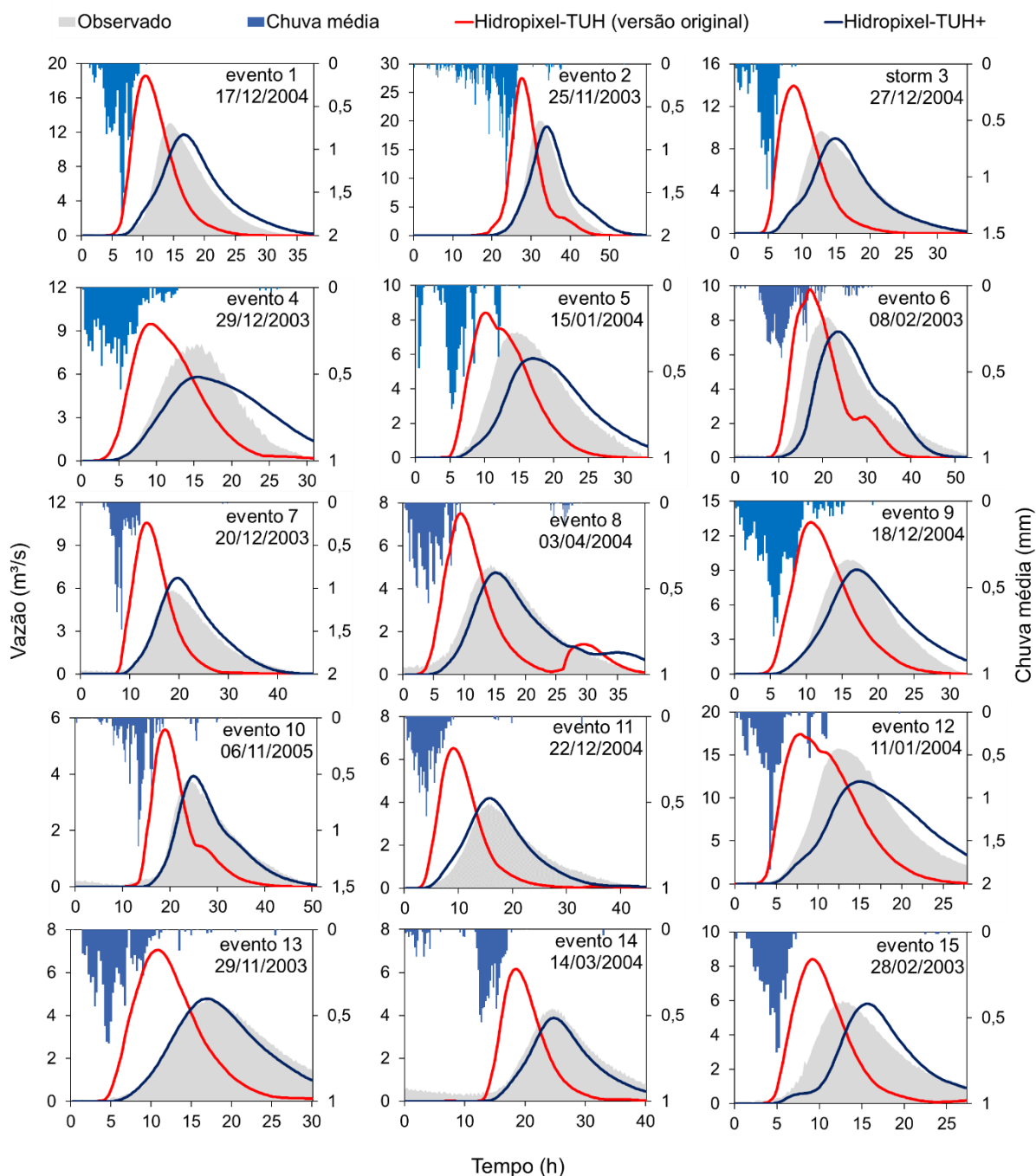


Figura 51 – Comparação entre os modelos Hidropixel-TUH (versão original) e Hidropixel-TUH+.

Além da antecipação da ocorrência da vazão de pico, a versão original do Hidropixel também superestimou consideravelmente esses picos de vazão. Na média a vazão de pico foi superestimada em cerca de 39%.

Por outro lado, o método desenvolvido neste trabalho (Hidropixel-TUH+) conseguiu melhorar significativamente a performance do modelo. Foi observada uma tendência oposta

de retardar a ocorrência da vazão de pico, e em média essa ocorrência foi adiada em 1,4 horas.

Tabela 7 - Comparação entre os métodos Hidropixel-TUH (versão original) e Hidropixel-TUH+.

Evento	Observado		Hidropixel-TUH (versão original)					Hidropixel-TUH+				
	Qp (m³/s)	Tp (h)	Qp (m³/s)	δQp	Tp (h)	ΔTp (h)	NSE	Qp (m³/s)	δQp	Tp (h)	ΔTp (h)	NSE
1	13,1	14,25	18,6	42,4%	10,25	-4,00	-0,77	11,7	-10,2%	16,50	2,25	0,87
2	20,1	32,00	27,5	37,0%	27,75	-4,25	-0,15	19,0	-5,1%	34,00	2,00	0,92
3	9,7	12,75	14,0	44,5%	8,75	-4,00	-1,05	9,0	-7,2%	14,75	2,00	0,90
4	8,1	16,00	9,5	17,0%	9,25	-6,75	-0,14	5,8	-28,4%	15,50	-0,50	0,77
5	7,3	14,75	8,4	15,2%	10,25	-4,50	0,10	5,8	-21,1%	17,00	2,25	0,75
6	8,2	20,00	9,8	19,2%	17,00	-3,00	0,38	7,3	-10,7%	23,50	3,50	0,80
7	5,9	18,75	10,6	79,7%	13,25	-5,50	-1,48	6,7	14,1%	19,5	0,75	0,95
8	5,1	14,25	7,5	47,8%	9,25	-5,00	-0,81	4,8	-6,6%	15,00	0,75	0,90
9	9,9	15,75	13,2	32,5%	10,50	-5,25	-0,47	9,1	-8,7%	17,00	1,25	0,91
10	3,8	24,00	5,6	45,7%	19,00	-5,00	-0,73	3,9	2,6%	25,00	1,00	0,97
11	4,0	15,50	6,5	63,9%	9,00	-6,50	-1,97	4,2	5,4%	15,75	0,25	0,95
12	15,8	12,25	17,5	10,7%	8,00	-4,25	-0,14	11,9	-24,4%	15,00	2,75	0,71
13	4,8	17,00	7,1	46,4%	10,75	-6,25	-1,28	4,8	-0,7%	17,00	0,00	0,89
14	4,3	24,50	6,2	42,0%	18,50	-6,00	-0,89	3,9	-10,6%	24,75	0,25	0,83
15	6,0	12,75	8,4	40,5%	9,25	-3,50	-0,77	5,8	-2,9%	15,75	3,00	0,53

O desempenho do Hidropixel-TUH+ na estimativa da vazão de pico também foi notadamente superior. Na maior parte dos eventos foi constatada a tendência de subestimar a vazão de pico e na média a vazão de pico foi subestimada em 7,6%.

Ao avaliar o coeficiente de eficiência, a melhor performance do método desenvolvido neste trabalho é ainda mais evidente. No modelo Hidropixel-TUH+, o coeficiente de eficiência médio é de aproximadamente 0,84, e em alguns eventos essa eficiência foi notadamente elevada, acima de 0,95, como nos eventos 7, 10 e 11. Em contrapartida, o coeficiente de eficiência foi negativo para a maior parte dos eventos na versão original do modelo.

Na Figura 52 são apresentados graficamente os resultados para erro relativo da vazão de pico, erro absoluto do tempo de pico e coeficiente de Nash-Sutcliffe para ambos os modelos e para cada um dos eventos avaliados. Através dessa figura é possível verificar visualmente a tendência da versão original do Hidropixel de superestimar vazões de pico e subestimar o tempo de pico, bem como é possível verificar o desempenho significativamente

inferior dessa versão, que apresenta valores negativos de NSE para a maior parte dos eventos (NSE médio igual a -0,68).

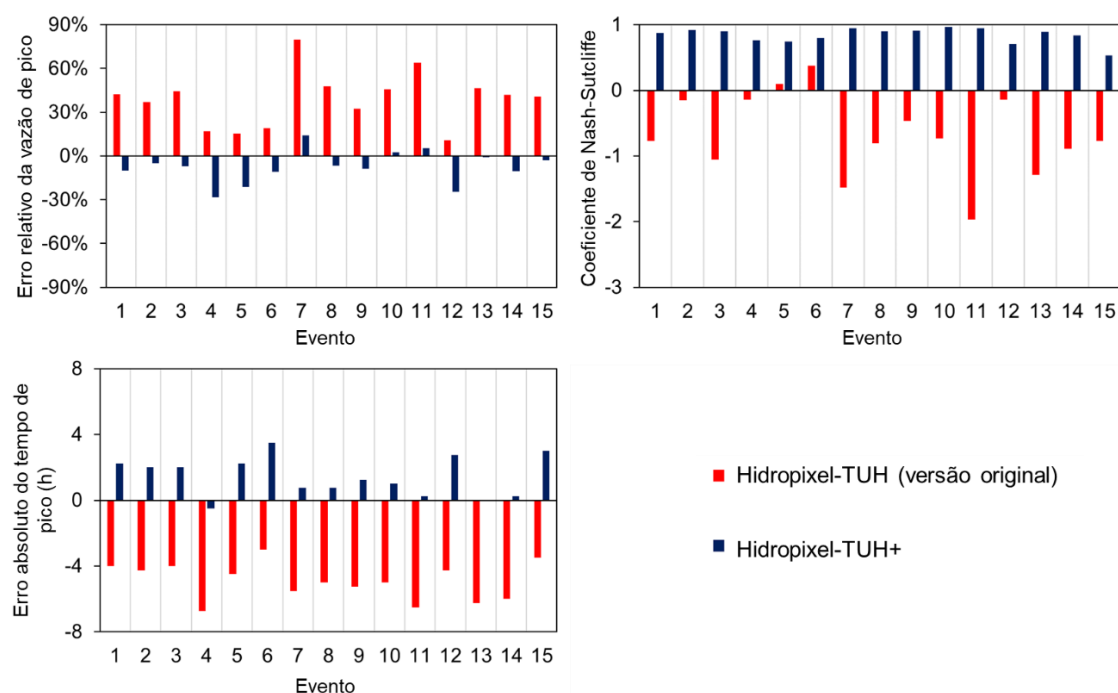


Figura 52 - Desempenho dos modelos Hidropixel-TUH (versão original) e Hidropixel-TUH+.

Através da Figura 52 também é possível verificar que a versão proposta neste trabalho conseguiu melhorar significativamente a reprodução do hidrograma e os erros na estimativa da vazão de pico e do tempo de pico são sistematicamente inferiores. Os valores de NSE também indicam essa melhora considerável (NSE médio igual a 0,84), embora o modelo ainda tenha apresentado deficiências na estimativa do hidrograma em alguns eventos, como o evento 15 (NSE igual a 0,53), por exemplo.

4.3.2 SCS *lumped model* versus Hidropixel-TUH+

Na Figura 53 são comparados os hidrogramas obtidos via SCS *lumped model* e Hidropixel-TUH+. Em tese, o Hidropixel-TUH+ corresponde a uma versão distribuída do SCS *lumped model*. Os resultados apresentados nessa sessão foram obtidos via calibração individual do parâmetro CN por evento para ambos os modelos.

É possível observar visualmente na Figura 53 que em muitos eventos, o Hidropixel-TUH+ apresentou um desempenho melhor na estimativa dos hidrogramas (eventos 1, 2, 3,

9, 10, 11 e 14), embora em determinados eventos o desempenho de ambos os métodos foi bastante similar, como nos eventos 4, 5, 6, 8, 12 e 13. Vale destacar o bom desempenho do método concentrado no evento 7.

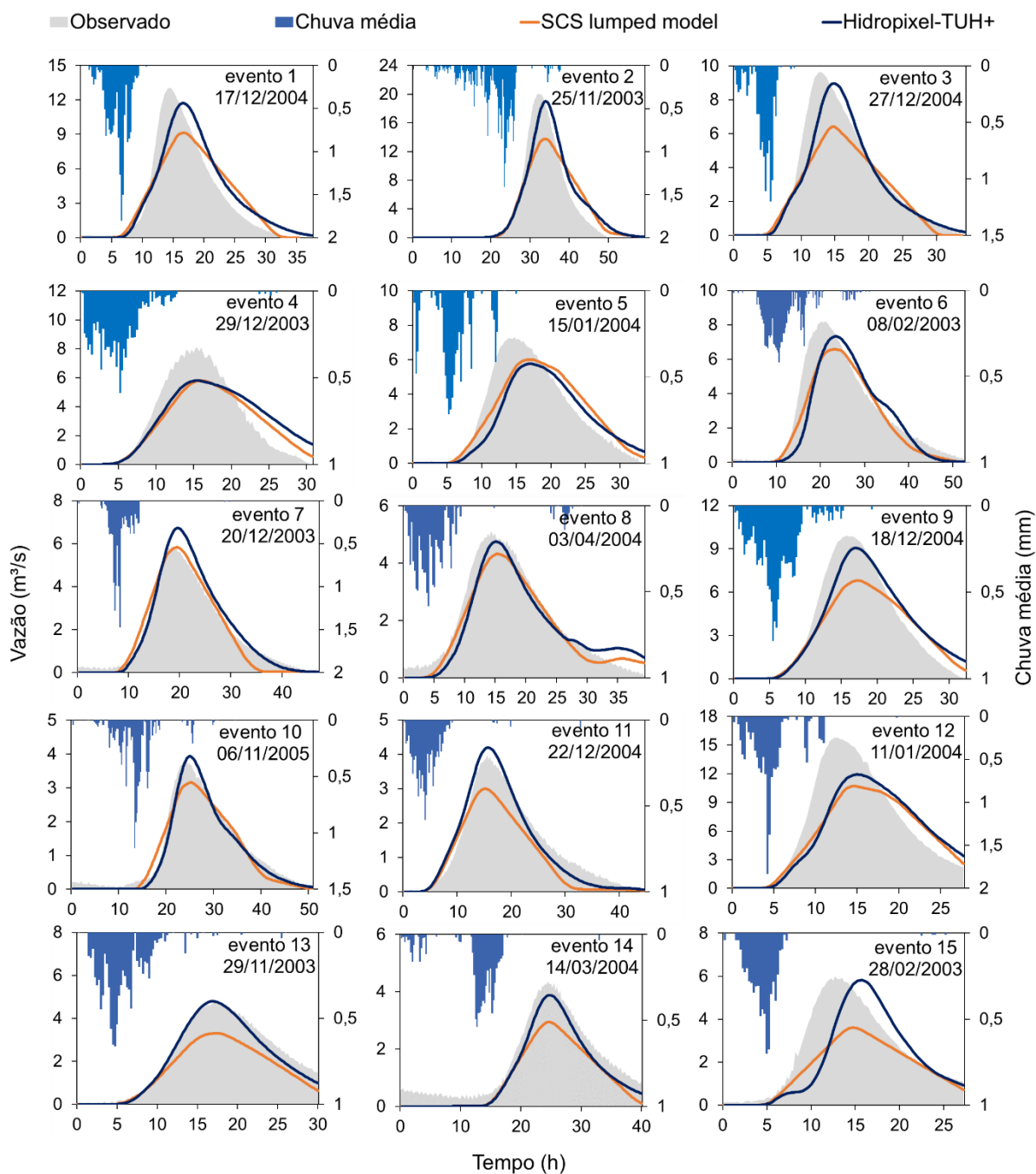


Figura 53 - Comparação entre os modelos *SCS lumped model* e Hidropixel-TUH+.

Na Tabela 8 é possível visualizar os erros na estimativa da vazão de pico e do tempo de pico bem como o valor de NSE para cada um dos eventos de precipitação e para ambos

os modelos. Na Figura 54 são apresentados graficamente os resultados contidos na Tabela 8. É possível perceber que ambos os métodos possuem estimativas de tempo de pico muito similares para a maioria dos eventos. Em média o tempo de pico foi retardado em 1,4 horas nas simulações feitas com o SCS *lumped model*. Como foi visto na sessão 4.3.1, em média, o Hidropixel-TUH+ também adiou a ocorrência da vazão de pico em 1,4 horas.

Tabela 8 - Comparação entre os métodos SCS *lumped model* e Hidropixel-TUH+.

Evento	Observado		SCS <i>lumped model</i>					Hidropixel-TUH+				
	Qp (m³/s)	Tp (h)	Qp (m³/s)	δQp	Tp (h)	ΔTp (h)	NSE	Qp (m³/s)	δQp	Tp (h)	ΔTp (h)	NSE
1	13,1	14,25	9,1	-30,0%	16,75	2,50	0,8	11,7	-10,2%	16,50	2,25	0,87
2	20,1	32,00	13,8	-31,4%	33,75	1,75	0,9	19,0	-5,1%	34,00	2,00	0,92
3	9,7	12,75	6,4	-33,6%	14,75	2,00	0,5	9,0	-7,2%	14,75	2,00	0,90
4	8,1	16,00	5,8	-28,5%	16,00	0,00	0,8	5,8	-28,4%	15,50	-0,50	0,77
5	7,3	14,75	6,0	-17,6%	17,25	2,50	0,8	5,8	-21,1%	17,00	2,25	0,75
6	8,2	20,00	6,6	-20,0%	23,25	3,25	0,9	7,3	-10,7%	23,50	3,50	0,80
7	5,9	18,75	5,8	-1,2%	19,25	0,50	1,0	6,7	14,1%	19,5	0,75	0,95
8	5,1	14,25	4,3	-15,0%	15,25	1,00	0,9	4,8	-6,6%	15,00	0,75	0,90
9	9,9	15,75	6,8	-31,5%	17,25	1,50	0,8	9,1	-8,7%	17,00	1,25	0,91
10	3,8	24,00	3,2	-17,4%	25,00	1,00	0,9	3,9	2,6%	25,00	1,00	0,97
11	4,0	15,50	3,0	-24,8%	15,00	-0,50	0,8	4,2	5,4%	15,75	0,25	0,95
12	15,8	12,25	10,7	-32,1%	14,75	2,50	0,7	11,9	-24,4%	15,00	2,75	0,71
13	4,8	17,00	3,3	-31,4%	17,25	0,25	0,8	4,8	-0,7%	17,00	0,00	0,89
14	4,3	24,50	2,9	-32,3%	24,75	0,25	0,7	3,9	-10,6%	24,75	0,25	0,83
15	6,0	12,75	3,6	-39,8%	14,75	2,00	0,6	5,8	-2,9%	15,75	3,00	0,53

O SCS *lumped model* tendeu a subestimar consideravelmente os picos de vazão. Pode-se observar na Tabela 8 que a vazão de pico foi subestimada em todos os eventos avaliados, e em média essa subestimativa foi da ordem de 26%. Nas simulações realizadas com o Hidropixel-TUH+ a vazão de pico foi subestimada em 7,6%, em média. Dessa forma, pode-se afirmar que o Hidropixel-TUH+ apresentou um melhor desempenho da reprodução dos picos de vazão, o que pode ser conferido visualmente nos hidrogramas da Figura 53. Na Figura 54 é possível observar que o Hidropixel-TUH+ conseguiu fazer melhores estimativas da vazão de pico em 13 dos 15 eventos avaliados.

Com base no coeficiente de Nash-Sutcliffe, é possível afirmar que o Hidropixel-TUH+ apresentou um melhor desempenho em 9 dos 15 eventos avaliados (Figura 54), com um valor médio para o NSE de cerca de 0,84. Por outro lado, vale destacar que apesar de o SCS *lumped model* ser um modelo concentrado e relativamente mais simples, ele obteve um

desempenho considerável na estimativa dos hidrogramas, e o valor médio de NSE foi de aproximadamente 0,79.

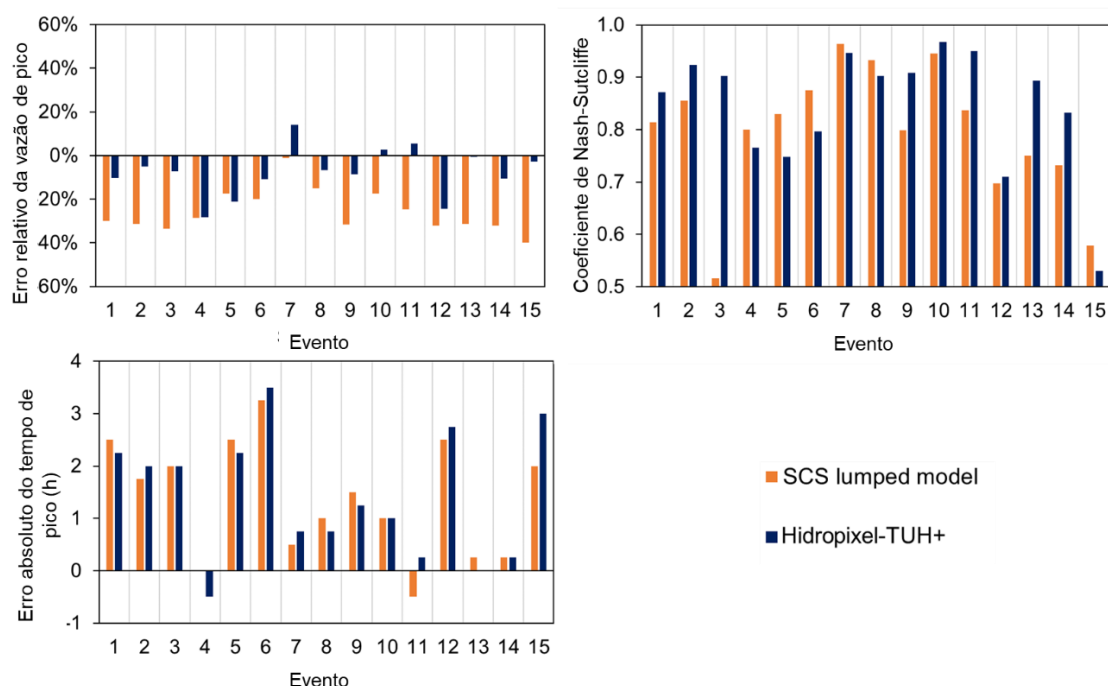


Figura 54 - Desempenho dos modelos SCS *lumped model* e Hidropixel-TUH+.

Embora o modelo concentrado tenha apresentado uma performance considerável, é possível afirmar que o incremento de um nível maior de complexidade ao modelo concentrado para incorporar a variabilidade espacial das características da bacia e da precipitação implicou numa melhora consistente nos resultados da simulação hidrológica.

4.3.3 Hidropixel-TUH+ versus Hidropixel-DLR

Na Figura 55 são comparados os hidrogramas obtidos pelos modelos Hidropixel-TUH+ e Hidropixel-DLR. Os resultados apresentados nessa sessão foram obtidos via calibração individual por evento do parâmetro β para o modelo Hidropixel-DLR e do parâmetro CN para ambos os modelos.

Visualmente é possível observar que o Hidropixel-DLR obteve um melhor desempenho para a maioria dos eventos avaliados, como nos eventos 1 ao 7, 9, 12 e 15. No entanto, em alguns eventos como o 13 e o 14, o Hidropixel-TUH+ apresentou uma melhor performance. A dificuldade que ambos os métodos apresentaram na simulação da parte final do hidrograma no evento 8 se deve às limitações do próprio método SCS-CN, que não

considera a capacidade que o solo possui de recuperar sua capacidade de infiltração durante intervalos em que a precipitação cessa.

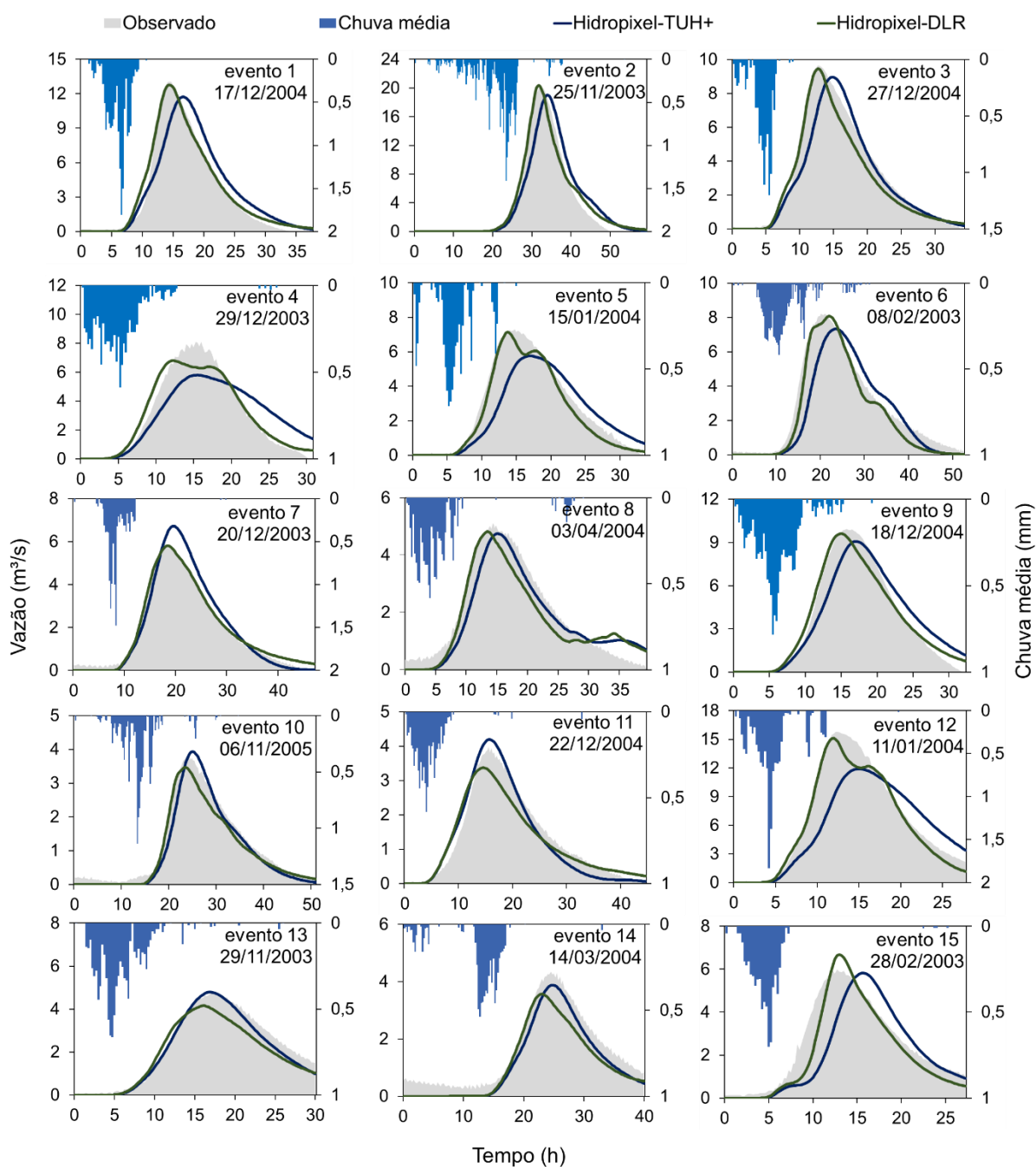


Figura 55 - Comparação entre os modelos Hidropixel-TUH+ e Hidropixel-DLR.

Na Tabela 9 é possível visualizar os erros na estimativa da vazão de pico e do tempo de pico bem como o valor de NSE para cada um dos eventos de precipitação e para ambos os modelos. Na Figura 56 são apresentados graficamente os resultados contidos na Tabela 9.

Ao contrário do que foi observado em relação aos modelos Hidropixel-TUH+ e SCS *lumped model*, no modelo Hidropixel-DLR há uma tendência de antecipar a ocorrência da vazão de pico, e esse comportamento é observado em 11 dos 15 eventos avaliados. No entanto, de modo geral, foi identificado que para o Hidropixel-DLR os erros absolutos na estimativa do tempo de pico foram menores em módulo, isto é, o Hidropixel-DLR conseguiu estimar o tempo em que ocorre a vazão de pico com maior precisão. Em média, o Hidropixel-DLR antecipou a ocorrência da vazão máxima em 37 minutos, enquanto o Hidropixel-TUH+ atrasou a ocorrência do pico de vazão em 1,4 horas. Através da Figura 56 é possível visualizar que a performance do Hidropixel-DLR na determinação do tempo de pico foi superior ao Hidropixel-TUH+ em 11 dos 15 eventos avaliados.

Tabela 9 - Comparação entre os métodos Hidropixel-TUH+ e Hidropixel-DLR.

Evento	Observado		Hidropixel-TUH+					Hidropixel-DLR				
	Qp (m³/s)	Tp (h)	Qp (m³/s)	δQp	Tp (h)	ΔTp (h)	NSE	Qp (m³/s)	δQp	Tp (h)	ΔTp (h)	NSE
1	13,1	14,25	11,7	-10,2%	16,50	2,25	0,87	12,8	-2,2%	14,25	0,00	0,98
2	20,1	32,00	19,0	-5,1%	34,00	2,00	0,92	20,4	1,5%	31,75	-0,25	0,98
3	9,7	12,75	9,0	-7,2%	14,75	2,00	0,90	9,5	-2,1%	12,75	0,00	0,96
4	8,1	16,00	5,8	-28,4%	15,50	-0,50	0,77	6,8	-16,0%	12,25	-3,75	0,95
5	7,3	14,75	5,8	-21,1%	17,00	2,25	0,75	7,1	-2,1%	13,75	-1,00	0,97
6	8,2	20,00	7,3	-10,7%	23,50	3,50	0,80	8,1	-1,7%	21,75	1,75	0,96
7	5,9	18,75	6,7	14,1%	19,5	0,75	0,95	5,8	-1,3%	18,50	-0,25	0,99
8	5,1	14,25	4,8	-6,6%	15,00	0,75	0,90	4,8	-5,1%	13,50	-0,75	0,89
9	9,9	15,75	9,1	-8,7%	17,00	1,25	0,91	9,6	-3,1%	15,00	-0,75	0,97
10	3,8	24,00	3,9	2,6%	25,00	1,00	0,97	3,5	-9,5%	23,25	-0,75	0,96
11	4,0	15,50	4,2	5,4%	15,75	0,25	0,95	3,4	-15,2%	14,50	-1,00	0,92
12	15,8	12,25	11,9	-24,4%	15,00	2,75	0,71	15,1	-4,2%	12,00	-0,25	0,97
13	4,8	17,00	4,8	-0,7%	17,00	0,00	0,89	4,2	-13,7%	16,00	-1,00	0,82
14	4,3	24,50	3,9	-10,6%	24,75	0,25	0,83	3,6	-17,8%	23,00	-1,50	0,78
15	6,0	12,75	5,8	-2,9%	15,75	3,00	0,53	6,7	11,6%	13,00	0,25	0,87

Assim como no Hidropixel-TUH+, no Hidropixel-DLR também foi identificada uma tendência de subestimativa da vazão de pico, e em média a vazão de pico foi subestimada em 5,4%. Essa subestimativa foi observada em 13 dos 15 eventos avaliados. No entanto, comparando ao Hidropixel-TUH+, o erro relativo na estimativa feita pelo Hidropixel-DLR para vazão de pico foi relativamente menor em módulo em 10 dos 15 eventos avaliados (Figura 56).

Utilizando o coeficiente de Nash-Sutcliffe como indicador, é possível afirmar que a performance do Hidropixel-DLR também foi melhor do que a do Hidropixel-TUH+. O valor

médio de NSE para o Hidropixel-DLR foi de 0,93, enquanto o NSE médio para o Hidropixel-TUH+ foi de 0,84. O Hidropixel-DLR apresentou valores de NSE maiores em 10 dos 15 eventos. Vale destacar o desempenho do Hidropixel-DLR na simulação do evento 7, onde o valor de NSE foi de 0,99.

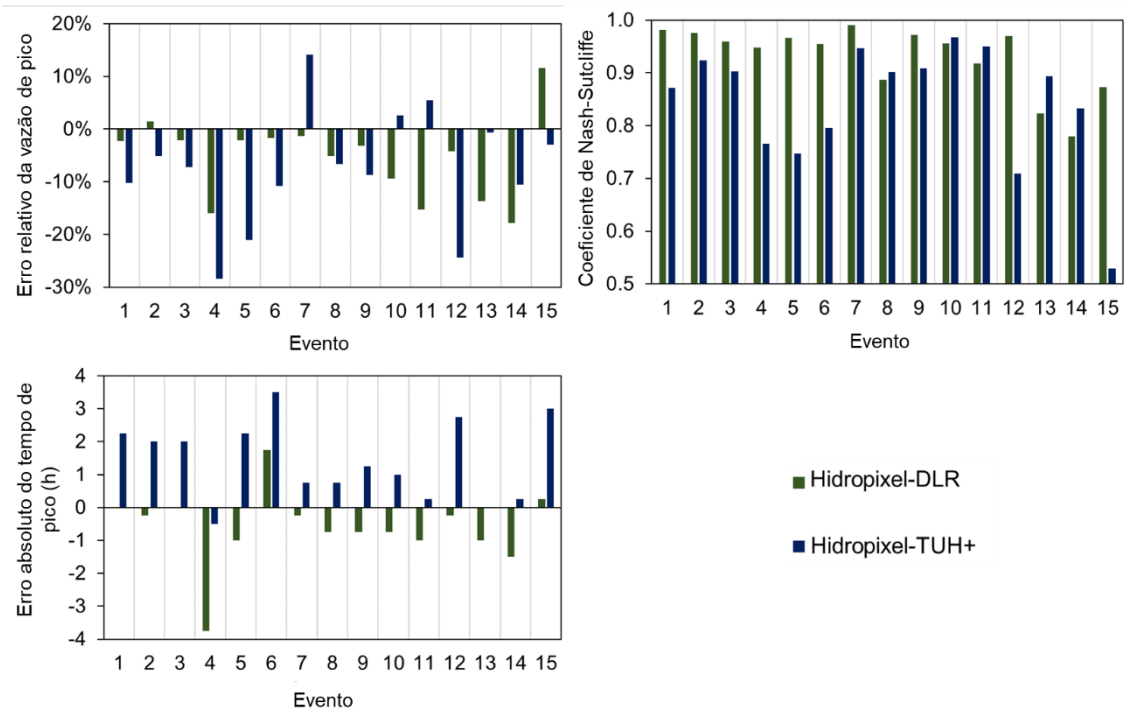


Figura 56 - Desempenho dos modelos Hidropixel-TUH+ e Hidropixel-DLR.

As razões para esse melhor desempenho do Hidropixel-DLR podem estar relacionadas à própria formulação do modelo, mas também podem estar relacionadas ao fato de que no Hidropixel-DLR há a adição de um parâmetro calibrável (β).

Na Figura 57 são apresentados os valores calibrados para o parâmetro β em cada um dos eventos. O valor médio do parâmetro olhando para o conjunto dos 15 eventos foi de 0,38, mas o valor do parâmetro variou entre 0,26 e 0,53.

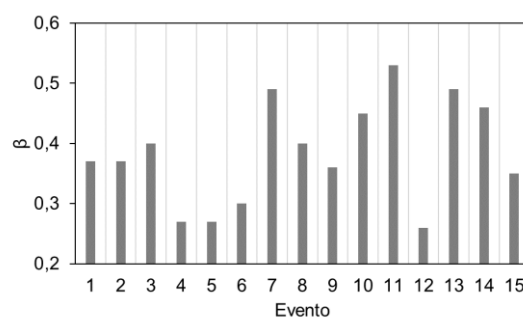


Figura 57 – Calibração individual do parâmetro β por evento.

4.3.4 Hidropixel-DLR: β calibrado para um conjunto de eventos

Na Figura 58 são comparados os hidrogramas obtidos pelos modelos Hidropixel-TUH+ e Hidropixel-DLR. São apresentados os resultados para o Hidropixel-DLR considerando tanto a calibração individual do parâmetro β por evento quanto a calibração para um conjunto de eventos.

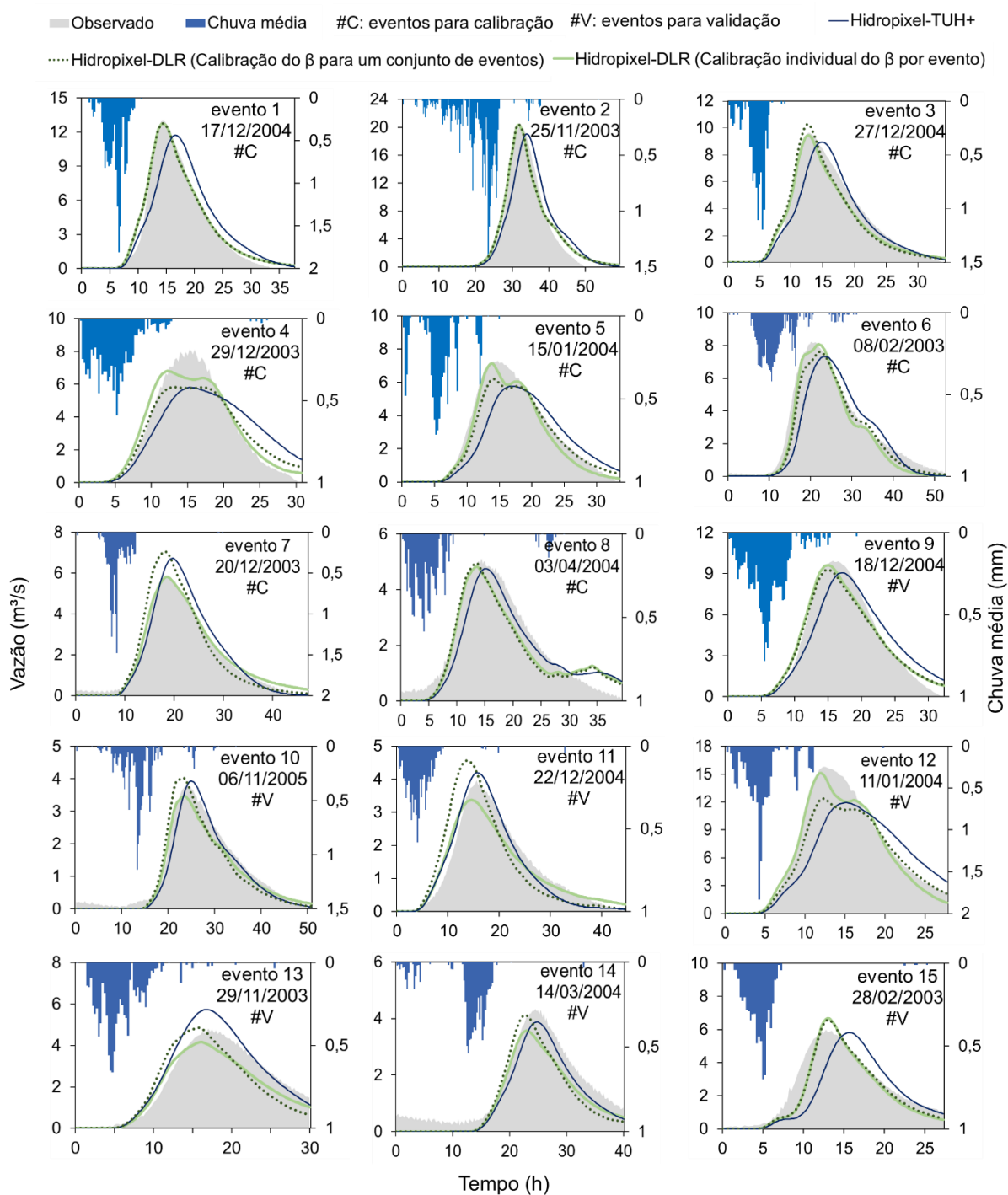


Figura 58 – Resultados do Hidropixel-DLR com calibração do parâmetro β para um conjunto de eventos.

Na Figura 58 os eventos utilizados na calibração do parâmetro β estão indicados com o símbolo “#C” (eventos 1 ao 8). Já os eventos utilizados na validação estão indicados com o símbolo #V (eventos 9 a 15). A calibração indicou que o valor de β que melhor ajusta todos os eventos foi 0,37.

Como já era esperado, a adoção de um único valor para o parâmetro β resultou em um menor desempenho do modelo Hidropixel-DLR na maioria dos eventos avaliados, como pode ser claramente visualizado nos eventos 5 e 7 da Figura 58, por exemplo.

Na Tabela 10 é possível visualizar os erros na estimativa da vazão de pico e do tempo de pico bem como o valor de NSE para cada um dos eventos de precipitação e para os métodos Hidropixel-TUH+ e Hidropixel-DLR, mas dessa vez considerando β igual a 0,37. Na Figura 59 são apresentados graficamente os resultados contidos na Tabela 10 e também são apresentados os resultados considerando a calibração individual do β por evento, a título de comparação.

Tabela 10 - Comparação entre os métodos Hidropixel-TUH+ e Hidropixel-DLR (β calibrado para um conjunto de eventos).

	Evento	Hidropixel-TUH+					Hidropixel-DLR (β calibrado para um conjunto de eventos)				
		Qp (m³/s)	δQp	Tp (h)	ΔTp (h)	NSE	Qp (m³/s)	δQp	Tp (h)	ΔTp (h)	NSE
Calibração	1	11,7	-10,2%	16,50	2,25	0,87	12,8	-2,2%	14,25	0,00	0,98
	2	19,0	-5,1%	34,00	2,00	0,92	20,4	1,8%	31,75	-0,25	0,98
	3	9,0	-7,2%	14,75	2,00	0,90	10,3	6,2%	12,50	-0,25	0,96
	4	5,8	-28,4%	15,50	-0,50	0,77	5,8	-28,2%	13,25	-2,75	0,90
	5	5,8	-21,1%	17,00	2,25	0,75	6,2	-14,9%	14,00	-0,75	0,94
	6	7,3	-10,7%	23,50	3,50	0,80	7,6	-7,3%	22,25	2,25	0,94
	7	6,7	14,1%	19,5	0,75	0,95	7,0	19,6%	18,00	-0,75	0,90
	8	4,8	-6,6%	15,00	0,75	0,90	4,9	-2,9%	13,50	-0,75	0,87
Validação	9	9,1	-8,7%	17,00	1,25	0,91	9,3	-6,6%	15,00	-0,75	0,97
	10	3,9	2,6%	25,00	1,00	0,97	4,0	5,1%	23,00	-1,00	0,92
	11	4,2	5,4%	15,75	0,25	0,95	4,6	14,8%	13,75	-1,75	0,70
	12	11,9	-24,4%	15,00	2,75	0,71	12,4	-21,6%	12,25	0,00	0,90
	13	4,8	-0,7%	17,00	0,00	0,89	4,9	0,7%	15,75	-1,25	0,73
	14	3,9	-10,6%	24,75	0,25	0,83	4,1	-5,1%	22,75	-1,75	0,74
	15	5,8	-2,9%	15,75	3,00	0,53	6,6	10,0%	13,00	0,25	0,88

Para os eventos onde o β calibrado individualmente é maior do que 0,37, ao adotar β igual a 0,37, há uma tendência de se obter hidrogramas menos atenuados e, portanto, maiores vazões de pico e menores tempos de pico. Caso o β calibrado individualmente para o evento seja menor do que 0,37, o hidrograma resultante é mais atenuado ao se adotar β igual a 0,37

e conseqüentemente a tendência é a obtenção uma vazão de pico menor e um tempo de pico maior em relação ao hidrograma obtido via calibração individual do β por evento.

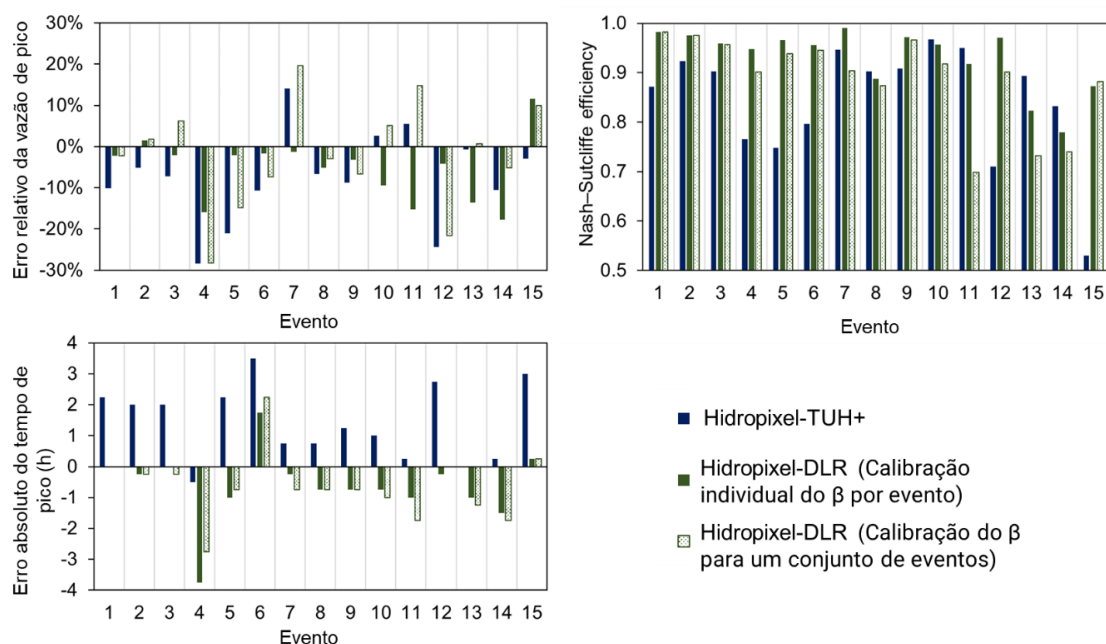


Figura 59 - Desempenho do modelo Hidropixel-TUH+ e do modelo Hidropixel-DLR considerando os dois métodos de calibração do parâmetro β : calibração individual por evento; e calibração para um conjunto de eventos.

Para o conjunto de eventos usados na calibração, o erro absoluto médio na estimativa do tempo de pico foi igual a -24 minutos. Para o conjunto de eventos usados na validação o erro médio foi igual a -54 minutos. O Hidropixel-DLR calibrado para um conjunto de eventos obteve uma melhor performance em relação ao Hidropixel-TUH+ na estimativa do tempo de pico em apenas 3 dos 7 eventos usados na validação e em 5 dos 8 eventos usados na calibração.

De maneira geral, ao se calibrar o β para um conjunto de eventos, a tendência de antecipar o pico de vazão continuou sendo observada, tanto no conjunto de eventos para calibração, quanto no conjunto de eventos para validação.

Também foi verificado que ao se adotar um valor único de β para a bacia houve uma maior dificuldade do Hidropixel-DLR em estimar a vazão de pico, e dessa forma a representação da vazão máxima piorou 6 dos 8 eventos usados na calibração e em todos os 7 eventos usados na validação do modelo. Para os eventos 4, 5, 7 e 12, por exemplo, a estimativa do pico de vazão piorou consideravelmente (Figura 59).

No Hidropixel-DLR calibrado para um conjunto de eventos foi identificada uma subestimativa da vazão de pico em 5 dos 8 eventos usados na calibração. Já em 4 dos 7 eventos usados na validação foi observada uma superestimativa da vazão de pico.

Foi identificado que em 7 dos 8 eventos usados na calibração e em 4 dos 7 eventos usados na validação as estimativas de vazão de pico efetuadas pelo Hidropixel-DLR calibrado para um conjunto de eventos foram melhores do que as estimativas realizadas pelo Hidropixel-TUH+.

Considerando β igual a 0,37, o valor médio de NSE para os eventos usados na calibração e para os eventos usados na validação foi de 0,93 e 0,83, respectivamente. No caso em que o β foi calibrado individualmente por evento, esses valores foram 0,96 e 0,90, respectivamente, o que confirma um menor desempenho do Hidropixel-DLR quando o parâmetro β não é calibrado por evento. O NSE médio para todos os eventos ao considerar o mesmo β foi de 0,89.

Ainda assim, a performance do modelo Hidropixel-DLR calibrado para um conjunto de eventos é superior à performance apresentada pelo Hidropixel-TUH+. Com base no valor de NSE, o desempenho do Hidropixel-DLR foi melhor em 6 dos 8 eventos usados na calibração. No entanto, para o conjunto de eventos usados na validação, o Hidropixel-DLR obteve melhor desempenho em apenas 3 dos 7 eventos usados na validação.

Apesar das dificuldades elencadas, esses resultados mostraram que é possível a realização de previsões acuradas ao se utilizar um β calibrado para a bacia.

4.3.5 CN estimado a partir da precipitação total

Na Figura 60 são comparados os hidrogramas obtidos pelos modelos Hidropixel-TUH+ e Hidropixel-DLR nos casos em que a posição na banda de confiança do parâmetro CN foi determinada a partir da equação exponencial apresentada na Figura 47 (sessão 3.4.7), que relaciona o parâmetro CN ao total precipitado. Para o Hidropixel-DLR, os resultados apresentados foram obtidos considerando um único valor de β para a bacia, estimado via calibração para um conjunto de eventos.

Na Figura 60 os eventos utilizados na calibração estão indicados com o símbolo “#C” (eventos 1 ao 8). Já os eventos utilizados na validação estão indicados com o símbolo #V (eventos 9 a 15).

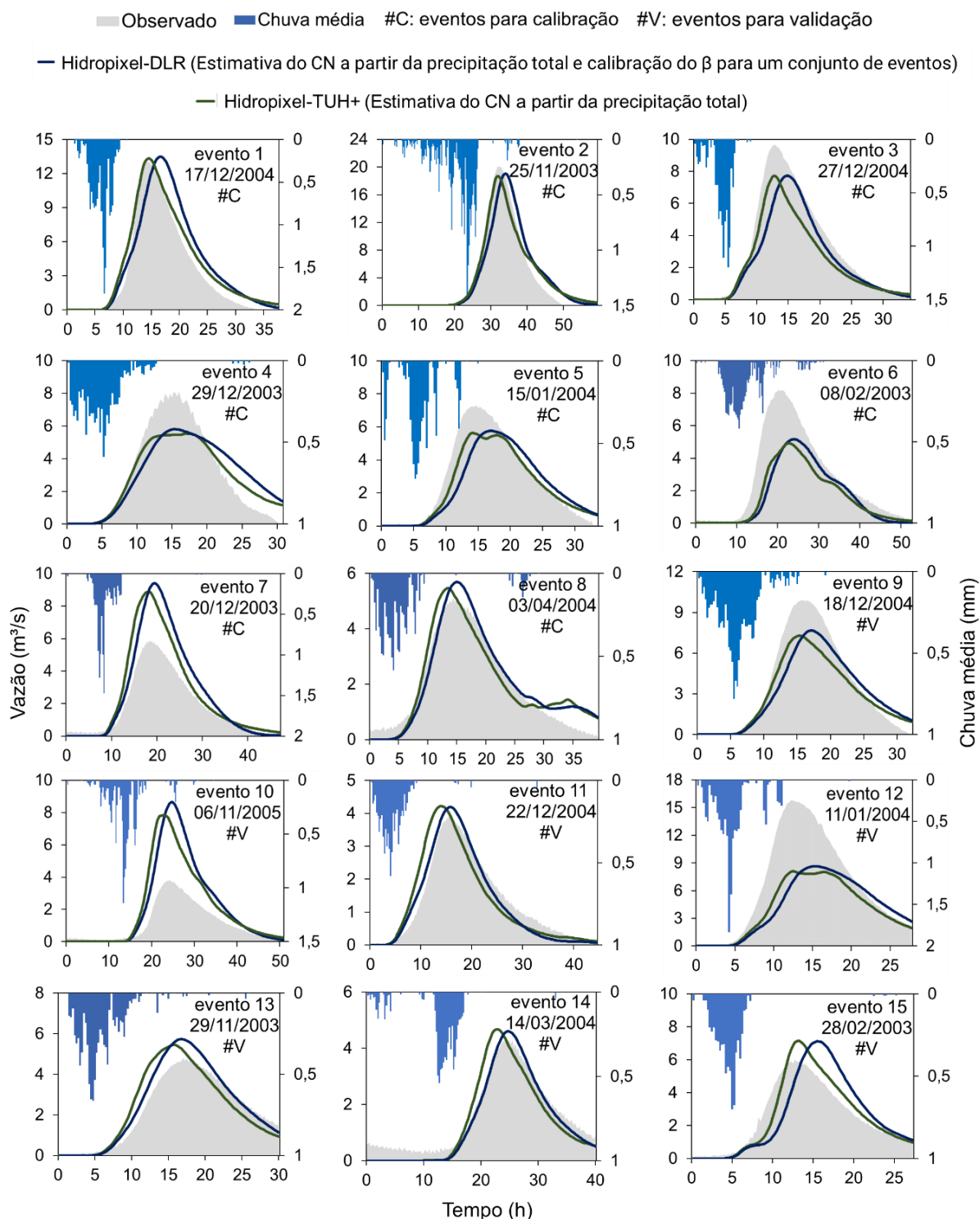


Figura 60 – Estimativa do CN a partir da precipitação total: resultados do Hidropixel-DLR e do Hidropixel-TUH+.

Visualmente é possível perceber que, em relação aos resultados apresentados nas sessões anteriores, há uma considerável piora nas simulações realizadas através dos modelos

nos eventos 6, 7, 10 e 12, o que denota uma significativa sensibilidade desses modelos aos valores adotados para o parâmetro CN, visto que a estimativa do CN a partir da precipitação total pode fornecer valores de CN bem distantes daqueles obtidos via calibração individual por evento. No entanto, um bom desempenho foi identificado em outros casos, como nos eventos 1, 2, 8, 11 e 14.

Na Tabela 11 é possível visualizar os erros na estimativa da vazão de pico e do tempo de pico bem como o valor de NSE para cada um dos eventos de precipitação e para os métodos Hidropixel-TUH+ e Hidropixel-DLR. Na Figura 61 são apresentados graficamente os resultados contidos na Tabela 11.

Tabela 11 - Estimativa do CN a partir da precipitação total: comparação entre os métodos Hidropixel-TUH+ e Hidropixel-DLR.

Evento	Hidropixel-TUH+ (CN estimado a partir da precipitação total)						Hidropixel-DLR (CN estimado a partir da precipitação total e β calibrado para um conjunto de eventos)					
	Qp (m ³ /s)	δ Qp	Tp (h)	Δ Tp (h)	NSE		Qp (m ³ /s)	δ Qp	Tp (h)	Δ Tp (h)	NSE	
Calibração	1	13,5	3,3%	16,50	2,25	0,83	13,3	2,1%	14,50	0,25	0,96	
	2	19,0	-5,1%	34,00	2,00	0,92	18,7	-7,0%	32,00	0,00	0,97	
	3	7,7	-20,1%	14,75	2,00	0,84	7,7	-20,1%	12,75	0,00	0,86	
	4	5,8	-28,4%	15,50	-0,50	0,77	5,5	-31,7%	17,00	1,00	0,85	
	5	5,8	-21,1%	17,00	2,25	0,75	5,6	-22,9%	14,25	-0,50	0,89	
	6	5,2	-37,1%	23,75	3,75	0,56	4,9	-40,1%	22,50	2,50	0,62	
	7	9,4	59,7%	19,25	0,50	0,41	8,9	50,8%	18,00	-0,75	0,52	
	8	5,7	11,8%	15,00	0,75	0,92	5,5	7,6%	13,50	-0,75	0,90	
Validação	9	7,7	-22,8%	17,00	1,25	0,84	7,3	-26,7%	15,25	-0,50	0,86	
	10	8,6	125,6%	24,50	0,50	-1,32	7,8	104,4%	23,00	-1,00	-0,96	
	11	4,2	5,4%	15,75	0,25	0,95	4,2	6,2%	14,00	-1,50	0,81	
	12	8,6	-45,2%	15,25	3,00	0,42	8,1	-48,7%	12,50	0,25	0,52	
	13	5,7	19,0%	16,75	-0,25	0,80	5,5	13,2%	15,75	-1,25	0,71	
	14	4,6	6,2%	24,75	0,25	0,85	4,7	7,8%	22,75	-1,75	0,78	
	15	7,1	18,9%	15,50	2,75	0,48	7,1	19,4%	13,25	0,50	0,87	

A partir da Figura 61 é possível visualizar que em 5 dos 8 eventos usados na calibração foi identificada tendência de subestimar a vazão de pico para ambos os modelos. Por outro lado, em 5 dos 7 eventos usados na validação a vazão de pico foi superestimada. Vale destacar que para o evento 10, o erro relativo na estimativa da vazão de pico foi de maior do que 100% em ambos os modelos.

No geral, ambos os modelos obtiveram performance similar na simulação da vazão de pico. Isso porque, neste caso, a maior fonte de erro na determinação dessa vazão está na deficiência na estimativa da chuva excedente.

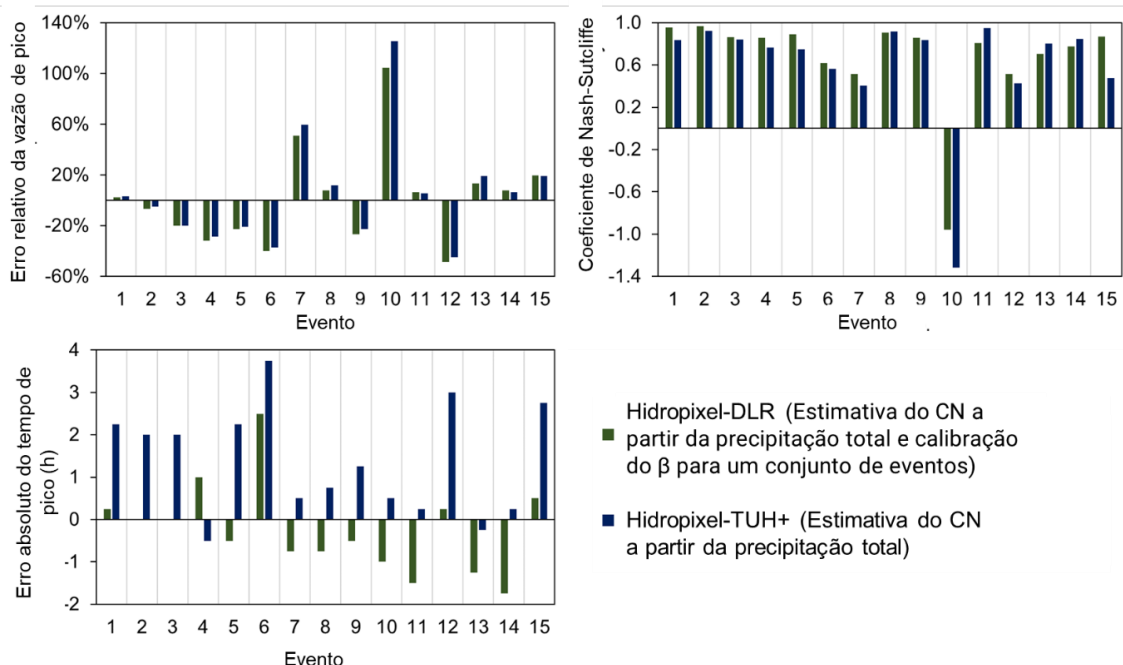


Figura 61 - Desempenho do modelo Hidropixel-TUH+ e do modelo Hidropixel-DLR a partir de estimativas do CN baseadas na precipitação total.

Por outro lado, determinar o CN a partir da precipitação total não resultou em mudanças significativas nas estimativas de tempo de pico para a maioria dos eventos e para ambos os modelos. Dessa forma, os erros nas estimativas de tempo de pico realizadas pelo Hidropixel-DLR continuaram a ser relativamente menores do que os erros observados nas simulações com o Hidropixel-TUH+ na maioria dos eventos.

Utilizando o NSE como indicador, é possível visualizar na Figura 61 que o Hidropixel-DLR apresentou uma melhor performance na maioria dos eventos. Comparando esses valores de NSE aos obtidos nas sessões anteriores onde o CN foi calibrado individualmente por evento fica bastante evidente a perda de acurácia de ambos os modelos, principalmente para os eventos 6, 7, 10 e 12.

Essa dificuldade observada nesses eventos mostra a limitação associada à realização de previsões, já que é difícil indicar qual a posição na banda de confiança do parâmetro CN que produz as melhores estimativas, visto que além do total precipitado, outros fatores interferem na variabilidade do parâmetro, como as condições iniciais anteriores ao evento avaliado.

5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Os resultados mostraram que os dois métodos propostos neste trabalho, Hidropixel-TUH+ e Hidropixel-DLR, melhoraram as estimativas obtidas com o modelo chuva-vazão Hidropixel.

Foi observada uma dificuldade considerável da versão original do Hidropixel na simulação da bacia do Alto Medway (250 km²) (NSE médio igual a -0,68) , que é relativamente grande em relação ao tamanho das bacias onde a versão original do Hidropixel havia sido aplicada (COSTA et al., 2019; VEECK et al., 2020). Essa dificuldade está relacionada a uma deficiência na representação do processo de translação da água na bacia nessa versão, que acabou resultando em superestimativas da vazão de pico e em antecipações da ocorrência dessa vazão máxima.

A partir dos resultados é possível observar que o Hidropixel-TUH+ foi capaz de corrigir consideravelmente essas deficiências, e apresentou um desempenho visivelmente superior (NSE médio igual a 0,84).

Os resultados mostraram que o Hidropixel-TUH+ também apresentou um melhor desempenho do que o *SCS lumped model*. No entanto, vale destacar que apesar do *SCS lumped model* ser mais simples, ele apresentou um desempenho relativamente bom (NSE médio igual a 0,79).

Por estimar um hidrograma unitário triangular em cada pixel da bacia, é possível dizer que o Hidropixel-TUH+ consiste numa abordagem distribuída do *SCS lumped model* e embora o modelo concentrado tenha apresentado uma performance considerável, é possível afirmar que o incremento de um nível maior de complexidade ao modelo concentrado para incorporar a variabilidade espacial das características da bacia e da precipitação implicou numa melhora significativa nos resultados da simulação hidrológica.

Apesar do bom desempenho do Hidropixel-TUH+, algumas deficiências do modelo podem ser facilmente identificadas, como a tendência de subestimar as vazões de pico e de retardar a ocorrência dessas vazões máximas.

Os resultados mostraram que o Hidropixel-DLR foi capaz de realizar estimativas de vazão com acurácia ainda maior do que o Hidropixel-TUH+ na maioria dos eventos avaliados (NSE médio igual a 0,93).

As razões para esse melhor desempenho do Hidropixel-DLR podem estar relacionadas à própria formulação do modelo, mas também podem estar relacionadas ao fato de que no Hidropixel-DLR há a adição de um parâmetro calibrável (β).

O Hidropixel-DLR apresentou uma boa performance tanto nos casos em que o β foi calibrado individualmente por evento quanto nos casos em que se encontrou um único valor de β válido para toda a bacia (NSE médio igual a 0,89). Os resultados também indicaram que o Hidropixel-DLR costuma antecipar a ocorrência dos picos de vazão, embora os erros na estimativa do tempo de pico sejam relativamente menores do que os erros identificados no Hidropixel-TUH+.

O desempenho dos modelos Hidropixel-TUH+ e Hidropixel-DLR variou bastante de evento para evento quando a estimativa do parâmetro CN foi feita com base no total precipitado. Essa dificuldade observada em alguns eventos mostra a limitação associada à realização de previsões, já que é difícil indicar qual a posição na banda de confiança do parâmetro CN que produz as melhores estimativas, visto que além do total precipitado, outros fatores interferem na variabilidade do parâmetro, como a condição de umidade antecedente do solo, o estágio de crescimento das plantas, temperatura e outras características da precipitação, como intensidade e duração.

Dessa forma, um questionamento que precisa ser respondido por pesquisas futuras é: dada essa variabilidade do parâmetro CN de um evento para outro, qual posição na banda de confiança deve-se adotar para aplicações como previsões de vazão em tempo real? Além do total precipitado previsto, quais outros critérios podem ser utilizados na definição do parâmetro CN?

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

APIP et al. Spatial lumping of a distributed rainfall-sediment-runoff model and its effective lumping scale. **Hydrological Processes**, v. 26, n. 6, p. 855–871, 2012.

ARNELL, N. W. Uncertainty in the relationship between climate forcing and hydrological response in UK catchments. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 15, n. 3, p. 897–912, 2011.

ARTINYAN, E. et al. Flood forecasting and alert system for Arda River basin. **Journal of Hydrology**, v. 541, p. 457–470, out. 2016.

AWOL, F. S.; COULIBALY, P.; TOLSON, B. A. Event-based model calibration approaches for selecting representative distributed parameters in semi-urban watersheds. **Advances in Water Resources**, v. 118, n. November 2017, p. 12–27, 2018.

BERENGUER, M. et al. Hydrological validation of a radar-based nowcasting technique. **Journal of Hydrometeorology**, v. 6, n. 4, p. 532–549, ago. 2005.

BIEGER, K. et al. Development and Evaluation of Bankfull Hydraulic Geometry Relationships for the Physiographic Regions of the United States. **Journal of the American Water Resources Association**, v. 51, n. 3, p. 842–858, 2015.

BUARQUE, D. C. et al. Comparação de Métodos para Definir Direções de Escoamento a partir de Modelos Digitais de Elevação. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 14, n. 2, p. 91–103, 2009.

CALLOW, J. N.; VAN NIEL, K. P.; BOGGS, G. S. How does modifying a DEM to reflect known hydrology affect subsequent terrain analysis? **Journal of Hydrology**, v. 332, n. 1–2, p. 30–39, jan. 2007.

CHIEW, F. H. S. et al. Estimating climate change impact on runoff across southeast Australia: Method, results, and implications of the modeling method. **Water Resources Research**, v. 45, n. 10, p. 1–17, 2009.

CHO, Y.; ENGEL, B. A. Spatially distributed long-term hydrologic simulation using a continuous SCS CN method-based hybrid hydrologic model. **Hydrological Processes**, v. 32, n. 7, p. 904–922, 30 mar. 2018.

CHO, Y.; ENGEL, B. A.; MERWADE, V. M. A spatially distributed Clark's unit hydrograph based hybrid hydrologic model (Distributed-Clark). **Hydrological Sciences Journal**, v. 63, n. 10, p. 1519–1539, 2018.

CHOW, V. TE; MAIDMENT, D. R.; MAYS, L. W. **Applied Hydrology**. New York: [s.n.].
CHOW, V. **Open-channel hydraulics**. New York: McGraw-Hill, 1959.

CLARK, C. O. Storage and the Unit Hydrograph. **Transactions of the American Society of Civil Engineers**, v. 110, n. 1, p. 1419–1446, jan. 1945.

CLARK LABS. **TerrSet Geospatial Monitoring and Modeling Software** Worcester MA,

2020. Disponível em: <<https://clarklabs.org/terrset/>>. Acesso em: 23 ago. 2020

COLLISCHONN, W.; DORNELLES, F. **Hidrologia para engenharias e ciências ambientais**. 2. ed. Porto Alegre: ABRH, 2015.

COSTA, F. F. DA et al. Modified NRCS-CN-TUH methods for distributed rainfall-runoff modeling. **Rbrh**, v. 24, n. 0, 2019.

DEVIA, G. K.; GANASRI, B. P.; DWARAKISH, G. S. A Review on Hydrological Models. **Aquatic Procedia**, v. 4, n. Icwrcoc, p. 1001–1007, 2015.

DINGMAN, S. L. **Physical Hydrology**. Long Grove: Waveland Pr Inc, 2014.

DU, J. et al. Development and testing of a new storm runoff routing approach based on time variant spatially distributed travel time method. **Journal of Hydrology**, v. 369, n. 1–2, p. 44–54, 2009.

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

ENGMAN, E. T. Roughness Coefficients for Routing Surface Runoff. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 112, n. 1, p. 39–53, fev. 1986.

ENVIRONMENT AGENCY. **River Medway Catchment Flood Management Plan**. Disponível em: <https://assets.publishing.service.gov.uk/government/uploads/system/uploads/attachment_data/file/293890/Medway_Catchment_Flood_Management_Plan.pdf>. Acesso em: 19 set. 2020.

EUROPEAN ENVIRONMENT AGENCY. **CLC 2006 technical guidelines**. Disponível em: <https://www.eea.europa.eu/publications/technical_report_2007_17>. Acesso em: 20 ago. 2020.

FAN, F. et al. Sobre o Início da Rede de Drenagem Definida a Partir dos Modelos Digitais de Elevação. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 18, n. 3, p. 241–257, 2013.

FARR, T. G. et al. The shuttle radar topography mission. **Reviews of Geophysics**, 2007.

FERNANDEZ, O. V. Q. Determinação Do Nível E Da Descarga De Margem Plena Em Cursos Fluviais. . 2011, p. 97–110.

GIONGO, M. et al. LiDAR: princípios e aplicações florestais. **Pesquisa Florestal Brasileira**, v. 30, n. 63, p. 231–244, 2010.

GIRONÁS, J. et al. A morpho-climatic instantaneous unit hydrograph model for urban catchments based on the kinematic wave approximation. **Journal of Hydrology**, v. 377, n. 3–4, p. 317–334, 2009.

HABETE, D.; FERREIRA, C. M. Impact of forecasted land use change on design peak discharge at watershed and catchment scales: Simple equation to predict changes. **Journal**

of Hydrologic Engineering, v. 21, n. 7, p. 1–10, 2016.

HAGHIGHATAFSHAR, S.; YAMANEE-NOLIN, M.; LARSON, M. A physically based model for mesoscale SuDS – an alternative to large-scale urban drainage simulations. **Journal of Environmental Management**, v. 240, n. April, p. 527–536, 2019.

HAWKINS, R. H. Asymptotic Determination of Runoff Curve Numbers from Data. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v. 119, n. 2, p. 334–345, mar. 1993.

HAWKINS, R. H. et al. **Curve number hydrology: State of the practice**. Reston, Virginia: American Society of Civil Engineers, 2009.

HIRT, C. Encyclopedia of Geodesy. p. 2–7, 2016.

HOEPPE, P. Trends in weather related disasters - Consequences for insurers and society. **Weather and Climate Extremes**, v. 11, p. 70–79, 2016.

HOSSAIN, S.; HEWA, G. A.; WELLA-HEWAGE, S. A comparison of continuous and event-based rainfall-runoff (RR) modelling using EPA-SWMM. **Water (Switzerland)**, v. 11, n. 3, 2019.

IMHOFF, R. O. et al. Spatial and Temporal Evaluation of Radar Rainfall Nowcasting Techniques on 1,533 Events. **Water Resources Research**, v. 56, n. 8, p. 1–22, 2020.

IPCC. **Climate Change 2014 Synthesis Report - Headline Statements**. [s.l: s.n.]. Disponível em: <papers3://publication/uuid/73613368-F884-4F20-B937-5302445B00E5>.

JENSON, S. K.; DOMINGUE, J. O. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 11, p. 1593–1600, 1988.

KANG, K.; MERWADE, V. Development and application of a storage-release based distributed hydrologic model using GIS. **Journal of Hydrology**, v. 403, n. 1–2, p. 1–13, 2011.

KHAKBAZ, B. et al. From lumped to distributed via semi-distributed: Calibration strategies for semi-distributed hydrologic models. **Journal of Hydrology**, v. 418–419, p. 61–77, 2012.

KOUSKY, C. Informing climate adaptation: A review of the economic costs of natural disasters. **Energy Economics**, v. 46, p. 576–592, 2014.

LARENTIS, D. G. et al. Gis-based procedures for hydropower potential spotting. **Energy**, v. 35, n. 10, p. 4237–4243, 2010.

MAIDMENT, D. R. **Developing a spatially distributed unit hydrograph by using GIS Applications of geographic information systems in hydrology and water resources management. Proc. international conference, Vienna, 1993**, 1993.

MAIDMENT, D. R. et al. Unit hydrograph derived from a spatially distributed velocity field. **Hydrological Processes**, v. 10, n. 6, p. 831–844, 1996.

MARTIN, P. H. et al. Interfacing GIS with water resource models: A state-of-the-art review. **Journal of the American Water Resources Association**, v. 41, n. 6, p. 1471–1487, 2005.

MCCUEN, R. H. **Hydrologic Analysis and Design**. 2. ed. Upper Saddle River: Prentice Hall, 1998.

MCCUEN, R. H.; SPIESS, J. M. Assessment of Kinematic Wave Time of Concentration. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 121, n. 3, p. 256–266, mar. 1995.

MELESSE, A. M.; GRAHAM, W. D. Storm runoff prediction based on a spatially distributed travel time method utilizing remote sensing and GIS. **Journal of the American Water Resources Association**, v. 40, n. 4, p. 863–879, 2004.

MENDES, C. A. B.; CIRILO, J. A. **Geoprocessamento em Recursos Hídricos: Princípios, Integração e Aplicação**. 2. ed. Porto Alegre: ABRH, 2013.

MESA-MINGORANCE, J. L.; ARIZA-LÓPEZ, F. J. Accuracy assessment of digital elevation models (DEMs): A critical review of practices of the past three decades. **Remote Sensing**, v. 12, n. 16, p. 1–27, 2020.

MET OFFICE. **UK regional climates**. Disponível em: <<https://www.metoffice.gov.uk/research/climate/maps-and-data/regional-climates/index>>. Acesso em: 20 ago. 2020.

MIAO, Q. Are We Adapting to Floods? Evidence from Global Flooding Fatalities. **Risk Analysis**, v. 39, n. 6, p. 1298–1313, 2019.

MUZYK, I. Flood Modelling With Gis-Derived Distributed Unit Hydrographs. **Hydrological Processes**, v. 10, n. 10, p. 1401–1409, 1996.

NATIONAL SOIL RESOURCES INSTITUTE. **National Soil Map of England and Wales - NATMAP**. Disponível em: <<http://www.landis.org.uk/data/nmvector.cfm>>. Acesso em: 21 ago. 2020.

NAVRATIL, O. et al. Determination of bankfull discharge magnitude and frequency: comparison of methods on 16 gravel-bed river reaches. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 31, n. 11, p. 1345–1363, out. 2006.

NOBRE, A. D. et al. HAND contour: A new proxy predictor of inundation extent. **Hydrological Processes**, v. 30, n. 2, p. 320–333, 2016.

NOVOA, J. et al. Evaluation dans une perspective hydrologique de la qualité d'un modèle numérique de terrain provenant de données télédétectées par WorldView-2. **Hydrological Sciences Journal**, v. 60, n. 2, p. 218–233, 2015.

NRCS. **National Engineering Handbook**. Disponível em: <<https://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detailfull/national/water/manage/hydrology/?cid=STELPRDB1043063>>. Acesso em: 12 set. 2020.

ORDNANCE SURVEY. **Land-Form PROFILE™ User guide**. Southampton: [s.n.]. Disponível em: <www.ordnancesurvey.co.uk>. Acesso em: 20 ago. 2020.

PAN, F. et al. Application of the inundation area-lake level rating curves constructed from the SRTM DEM to retrieving lake levels from satellite measured inundation areas. **Computers and Geosciences**, v. 52, p. 168–176, 2013.

PAPAIIOANNOU, G. et al. An operational method for Flood Directive implementation in ungauged urban areas. **Hydrology**, v. 5, n. 2, p. 1–23, 2018.

PAZ, A. R.; COLLISCHONN, W. Derivação de rede de drenagem a partir de dados do SRTM. **Revista Geográfica Acadêmica**, v. 2, p. 84–95, 2008.

PAZ, A. et al. **Discretização de modelos hidrológicos de grande escala: grade regular x mini-bacias**. 2011

PETERS, J. C.; EASTON, D. J. Runoff simulation using radar rainfall data. **Water Resources Bulletin**, v. 32, n. 4, p. 753–760, 1996.

PLANCHON, O.; DARBOUX, F. **A fast, simple and versatile algorithm to fill the depressions of digital elevation models**. Catena. **Anais...**3 jan. 2002

POKHREL, P.; GUPTA, H. V. On the ability to infer spatial catchment variability using streamflow hydrographs. **Water Resources Research**, v. 47, n. 8, 2011.

REED, S. et al. Overall distributed model intercomparison project results. **Journal of Hydrology**, v. 298, n. 1–4, p. 27–60, out. 2004.

RENNÓ, C. D. et al. HAND, a new terrain descriptor using SRTM-DEM: Mapping terra-firme rainforest environments in Amazonia. **Remote Sensing of Environment**, v. 112, n. 9, p. 3469–3481, 2008.

ROBINSON, N.; REGETZ, J.; GURALNICK, R. P. EarthEnv-DEM90: A nearly-global, void-free, multi-scale smoothed, 90m digital elevation model from fused ASTER and SRTM data. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, v. 87, p. 57–67, 2014.

SAGHAFIAN, B.; JULIEN, P. Y.; RAJAIE, H. Runoff hydrograph simulation based on time variable isochrone technique. **Journal of Hydrology**, v. 261, n. 1–4, p. 193–203, 2002.

SILVEIRA, A.; DESBORDES, M. Modelo Hidrológico Distribuído Urbano Com Poucos Parâmetros. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 4, n. 1, p. 35–48, 1999.

SINGH, V. P. Effect of spatial and temporal variability in rainfall and watershed characteristics on stream flow hydrograph. **Hydrological Processes**, v. 11, n. 12, p. 1649–1669, 1997.

SMITH, M. B. et al. The distributed model intercomparison project - Phase 2: Motivation and design of the Oklahoma experiments. **Journal of Hydrology**, v. 418–419, p. 3–16, 2012.

SOIL CONSERVATION SERVICE ENGINEERING DIVISION. Section 4: Hydrology. In:

National Engineering Handbook. Washington, DC: [s.n.]. p. 10-1-10–22.

SU, B. et al. Impacts of climate change on streamflow in the upper Yangtze River basin. **Climatic Change**, v. 141, n. 3, p. 533–546, 2017.

TACHIKAWA, T. et al. CHARACTERISTICS OF ASTER GDEM VERSION 2 1 Earth Remote Sensing Data Analysis Center (ERSDAC), 2 Mitsubishi Material Techno Corp . 3 University of Tokyo. **Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2011 IEEE International**, n. 90 m, p. 3657–3660, 2011.

TADONO, T. et al. Status of “ALOS World 3D (AW3D)” global DSM generation. **International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)**, v. 2015- Novem, p. 3822–3825, 2015.

TAKAKU, J. et al. Validation of “Aw3D” Global Dsm Generated From Alos Prism. **ISPRS Annals of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences**, v. III–4, n. July, p. 25–31, 2016.

THORND AHL, S. et al. Weather radar rainfall data in urban hydrology. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 21, n. 3, p. 1359–1380, 2017.

TRAN, Q. Q.; DE NIEL, J.; WILLEMS, P. Spatially Distributed Conceptual Hydrological Model Building: A Generic Top-Down Approach Starting From Lumped Models. **Water Resources Research**, v. 54, n. 10, p. 8064–8085, 2018.

TUCCI, C. Parâmetros do Hidrograma Unitário para Bacias Urbanas Brasileiras. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 8, n. 2, p. 195–199, 2003.

TUCCI, C. E. M. **Modelos Hidrológicos**. 2. ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS, 2005.
UK LAKES PORTAL. **Weir Wood Reservoir: Water Body ID 44310**. Disponível em: <<https://eip.ceh.ac.uk/apps/lakes/detail.html#wbid=44310>>.

UK NATIONAL RIVER FLOW ARCHIVE. **40007 - Medway at Chafford / Colliers Land Bridge**. Disponível em: <<https://nrfa.ceh.ac.uk/data/station/info/40007>>.

VANSTEENKISTE, T. et al. Intercomparison of five lumped and distributed models for catchment runoff and extreme flow simulation. **Journal of Hydrology**, v. 511, p. 335–349, 2014.

VEECK, S. et al. Scale dynamics of the HIDROPIXEL high-resolution DEM-based distributed hydrologic modeling approach. **Environmental Modelling and Software**, v. 127, n. July 2019, p. 104695, 2020.

WOODROW, K.; LINDSAY, J. B.; BERG, A. A. Evaluating DEM conditioning techniques, elevation source data, and grid resolution for field-scale hydrological parameter extraction. **Journal of Hydrology**, v. 540, p. 1022–1029, 2016.

YADUVANSHI, A. et al. Rainfall–runoff simulations of extreme monsoon rainfall events in a tropical river basin of India. **Natural Hazards**, v. 90, n. 2, p. 843–861, 2018.

YAMAZAKI, D. et al. A high-accuracy map of global terrain elevations. **Geophysical Research Letters**, v. 44, n. 11, p. 5844–5853, 2017.

YANG, M. S.; KULL, W.; FELDMAN, A. D. Evolution of clark's unit graph method to spatially distributed runoff. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 4, n. 1, p. 89–90, 1999.

YANG, P. et al. What is the effect of LiDAR-derived DEM resolution on large-scale watershed model results? **Environmental Modelling and Software**, v. 58, p. 48–57, 2014.

ZHENG, X. et al. GeoFlood: Large-Scale Flood Inundation Mapping Based on High-Resolution Terrain Analysis. **Water Resources Research**, v. 54, n. 12, p. 10,013-10,033, 2018a.

ZHENG, X. et al. River Channel Geometry and Rating Curve Estimation Using Height above the Nearest Drainage. **Journal of the American Water Resources Association**, v. 54, n. 4, p. 785–806, 2018b.

ZHU, D.; XUAN, Y.; CLUCKIE, I. Hydrological appraisal of operational weather radar rainfall estimates in the context of different modelling structures. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 18, n. 1, p. 257–272, 21 jan. 2014.

ÂPENDICE A – DADOS DE ENTRADA E SAÍDA DO HIDROPIXEL

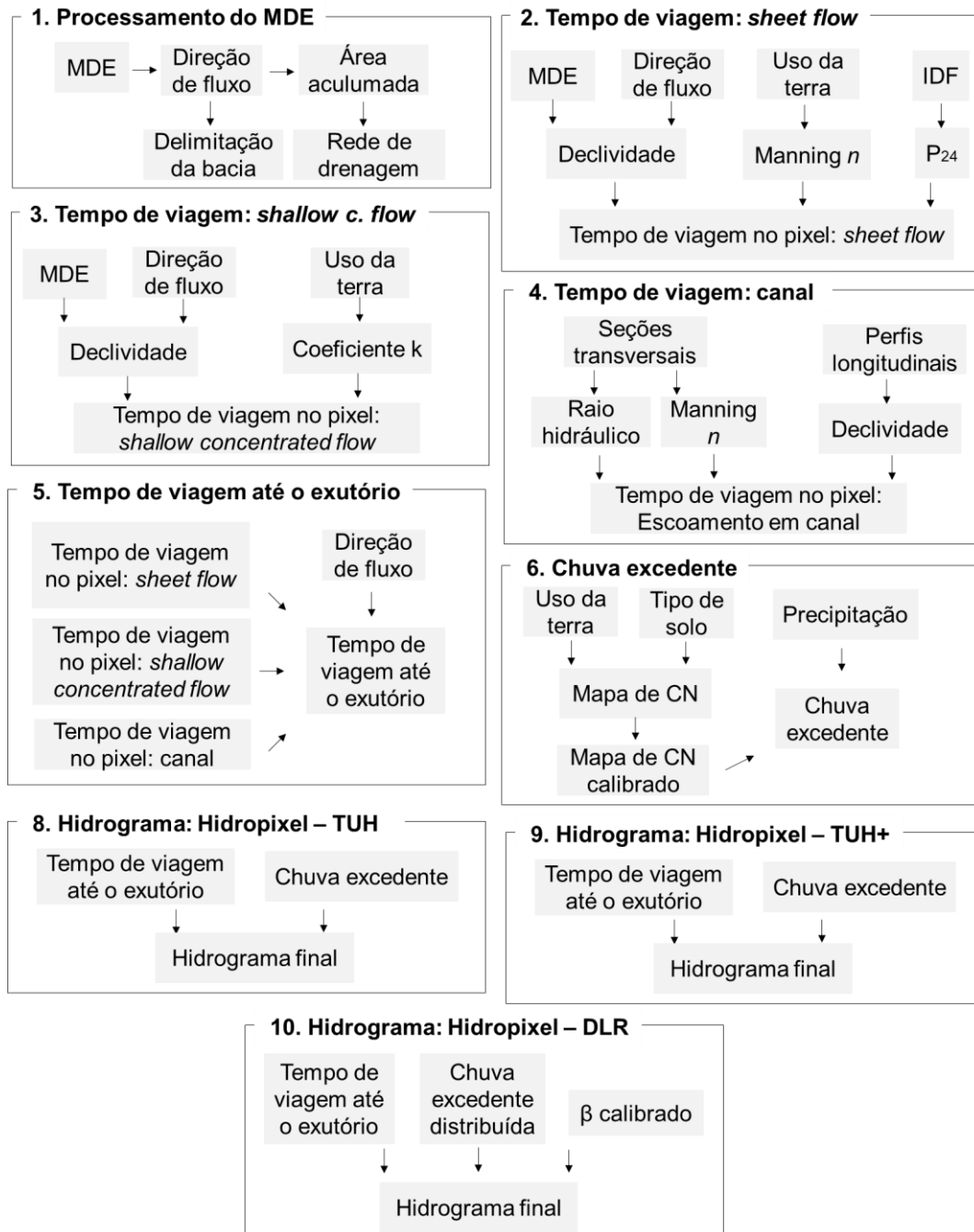


Figura 62 - Principais informações de entrada e saída em cada uma das etapas metodológicas do Hidropixel