

DOI:10.3876/j.issn.1000-1980.2025.01.001

新安江-海河模型参数物理意义分析及应用

李巧玲¹, 李旻喆¹, 李致家¹, 黄鹏年², 郑爱民³

(1. 河海大学水文水资源学院, 江苏 南京 210098; 2. 南京信息工程大学水文与水资源工程学院, 江苏 南京 210044;
3. 河北省水文勘测研究中心, 河北 石家庄 050031)

摘要: 为明确新安江-海河模型参数的物理意义, 提高其模拟精度, 以海河黄壁庄水库以上区间流域为研究区构建了新安江-海河模型, 基于流域下垫面特征及地下水开采情况、水利设施等人类活动影响因素定性分析了新安江-海河模型参数的物理意义, 明晰了参数在产汇流过程中的作用, 提出了基于下渗公式和水量平衡法的流域渗漏量计算公式, 并确定了模型参数。结果表明: 地表拦蓄水库库容可认为是水利设施等人类活动对于地面径流的储存量; 地下拦蓄水库库容受地下水超采等因素影响, 可认为是场次洪水降雨结束后的流域平均缺水量; 渗漏系数是洪水过程在坡地汇流阶段, 渗漏量与流域产流量的比值。基于确定的参数进行洪水模拟, 并与原新安江模型模拟结果进行对比, 发现微水流域的洪水径流深合格率提高了 42.9%, 洪峰流量合格率提高了 28.6%; 平山流域的洪水径流深合格率提高了 33.4%, 洪峰流量合格率提高了 33.3%。

关键词: 新安江-海河模型; 地表拦蓄水库; 地下拦蓄水库; 渗漏系数; 水文预报

中图分类号: TV12 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-1980(2025)01-0001-09

Physical interpretation of parameters of Xin'anjiang-Haihe model and its application

LI Qiaoling¹, LI Minzhe¹, LI Zhijia¹, HUANG Pengnian², ZHENG Aimin³

(1. College of Hydrology and Water Resources, Hohai University, Nanjing 210098, China;
2. School of Hydrology and Water Resources, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China;
3. Hebei Hydrological Survey and Research Center, Shijiazhuang 050031, China)

Abstract: To explore the physical meaning of model parameters in Xin'anjiang-Haihe model and improve the simulation accuracy, by taking a part of Haihe River Basin above the Huangbizhuang reservoir as an example, the Xin'anjiang-Haihe model was established. The physical meaning of model parameters was qualitatively analyzed based on factors such as land surface characteristics, groundwater extraction, and water management facilities to clarify their roles in the runoff generation and flow concentration processes. Formulas for calculating the basin leakage based on the infiltration equation and water balance method were proposed to determine related model parameters. Subsequently, the model with calibrated parameters was used to conduct the flood simulation. The analysis revealed that the surface storage capacity of reservoirs could be considered as the storage capacity for surface runoff, while the subsurface storage capacity, influenced by factors such as groundwater over-extraction, represented the average water deficit in the basin after a storm event. The leakage coefficient represented the ratio between the leakage and the basin runoff during the flow concentration process. The simulation results of the model showed that compared with the original Xin'anjiang model, the proposed method improved the qualification rate of flood runoff depth increased by 42.9% and the qualification rate of peak discharge increased by 28.6% in Weishui basin, and by 33.4% for flood runoff depth and 33.3% for peak discharge in Pingshan basin.

Key words: Xin'anjiang-Haihe model; surface water reservoir; groundwater reservoir; leakage coefficient; hydrological forecast

海河流域地处半湿润半干旱地区^[1], 洪水特征较为复杂^[2], 多数水文模型在该区域的模拟精度不好^[3], 如何提高水文模型在半湿润半干旱地区的模拟精度, 并进一步探究半湿润半干旱地区的产汇流机制和模型

基金项目: 国家自然科学基金项目(52079035); 河北省水利厅科技项目(2022-40)

作者简介: 李巧玲(1982—), 女, 副教授, 博士, 主要从事水文物理规律模拟与水文预报研究。E-mail: liqiaolinghhu@hhu.edu.cn

通信作者: 李旻喆(2000—), 男, 硕士研究生, 主要从事水文物理规律模拟及水文预报研究。E-mail: minzheli@126.com

引用本文: 李巧玲, 李旻喆, 李致家, 等. 新安江-海河模型参数物理意义分析及应用[J]. 河海大学学报(自然科学版), 2025, 53(1): 1-9.

LI Qiaoling, LI Minzhe, LI Zhijia, et al. Physical interpretation of parameters of Xin'anjiang-Haihe model and its application[J]. Journal of Hohai University(Natural Sciences), 2025, 53(1): 1-9.

参数的物理意义,是当前水文界关心的问题^[4-5]。

国外学者提出的 CASC2D 模型^[6]、SCS 模型^[7]等在半湿润半干旱地区的应用取得了一定成果^[8-9],但其描述洪水形成过程的能力有限^[10];国内学者提出了增加超渗的新安江模型^[11-12]、新安江-海河模型以及河北雨洪模型^[13]等。这些模型的参数大多具有明确的物理意义,如 SCS 模型的方程曲线参数 b 被认为与前期降雨、土壤植被等因素有关^[14];新安江模型的汇流参数 CI 、 CG 与流域汇流时间相关^[15]。这些模型中新安江-海河模型已被证实海河流域有着较好模拟精度和普遍适用性^[16-17]。新安江-海河模型发展至今,其相关参数的物理意义及确定方法并没有确切的解释,且一般笼统地认为这些参数主要受人类活动的影响^[18],这些观点比较片面,不利于模型的稳定性^[19-21]。

本文以海河黄壁庄水库以上的两个区间流域为研究区构建新安江-海河模型,从探究新安江-海河模型相关参数的物理意义和影响因素出发,分析模型参数在产汇流过程中的作用,以期提高模型的模拟精度与稳定性,为海河流域的水文模型研究与应用提供参考。

1 研究区概况与数据

1.1 自然地理

研究区为黄壁庄水库以上的两个区间流域,冶河为区间主要河流,发源于山西省和顺县与寿阳县境内(图1)。张河湾-地都-微水区间流域(以下简称微水流域)控制面积为 $1\,069\text{ km}^2$,微水-平山区间流域(以下简称平山流域)控制面积为 851 km^2 。流域多年平均降水量 520 mm ,流域内多浅山丘陵,植被差,岩石裸露,石灰岩分布较广,有丰富的岩溶裂隙水,并分布着泉群。由于人类活动影响加剧,近年来,河北省入境水量明显减少。

1.2 研究数据

本文降水量来自河北省水文勘测研究中心的1990—2020年辛庄等雨量站的降水量摘录表,蒸发数数据来自黄壁庄蒸发站1990—2020年逐日水面蒸发表,实测日流量资料来自地都、微水、平山水文站1990—2020年逐日平均流量表,时段流量资料来自地都、微水、平山水文站1990—2020年洪水水文要素摘录表,张河湾水库有实测出流数据始于2006年。下垫面数据来自中国科学院地理科学与资源研究所的土壤数据,即 $1\text{ km}\times 1\text{ km}$ 的土壤类型分布栅格数据、 $1\text{ km}\times 1\text{ km}$ 的土地利用类型空间分布栅格数据、SMAP 等卫星遥感土壤湿度数据。

2 模型简介

新安江模型作为适用于湿润地区的概念性水文模型,自20世纪70年代提出以来,便不断被水文学者进行改进,产生了不同版本的新安江模型结构、模型参数等^[22],如四水源新安江、网格新安江^[23]等都是融合当地气候、下垫面等不同水文特征进行改进的结果。新安江-海河模型便是为适应海河流域等有人类活动影响的流域提出的^[24]。

新安江-海河模型依然继承了新安江模型的诸多算法,蒸发模块使用3层蒸散发模式,产流模块为蓄满产流模式,分水源为三水源划分方法。相较于其他版本的新安江模型,新安江-海河模型在汇流结构部分做了较大改动,在坡地汇流阶段,不仅采用了线性水库,还并联了地表拦蓄水库和地下拦蓄水库,模型流程如图2所示。图2中 E 为流域总蒸散发量; E_u 、 E_l 、 E_d 分别为上层、下层、深层蒸散发量; P 为流域实测降水量; E_m 为流域实测水面蒸发量; B 为张力水蓄水容量分布曲线指数; K_e 为蒸散发折算系数; W_m 为流域平均张力水蓄水容量; I_m 为不透水面积比例; R 为透水面积产流; R_b 为不透水面积产流; F_r 为产流面积比例; W 为张力

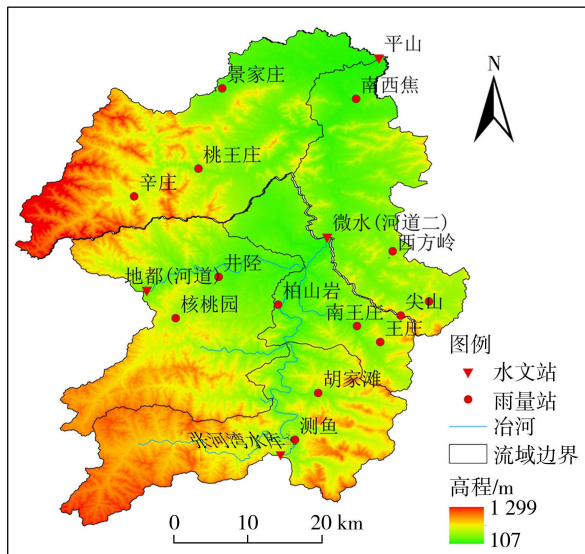


图1 研究流域水系站网分布

Fig. 1 Stream networks and hydro-meteorological stations in the study basin

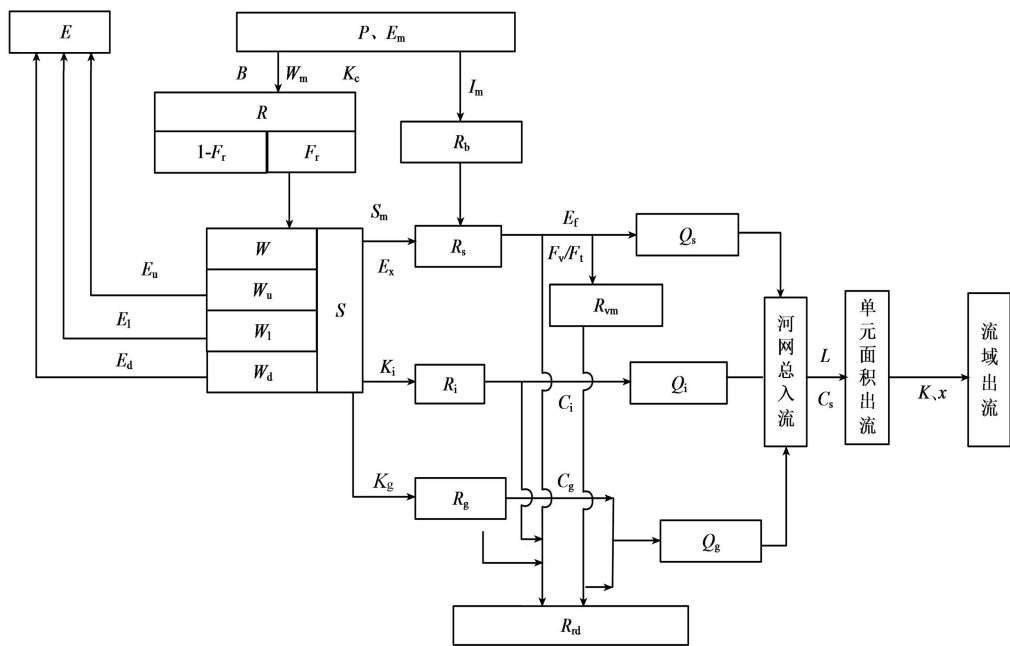


图 2 新安江-海河模型流程
Fig. 2 Flow chart of Xin'anjiang-Haihe model

水含水量, W_u 、 W_l 、 W_d 分别为上层、下层、深层土壤张力水含水量, S 为自由水蓄量, S_m 为自由水蓄水容量, E_x 为自由水蓄水容量分布曲线指数, R_s 、 R_l 、 R_g 分别为地表径流、壤中流、地下径流量, K_l 、 K_g 为壤中流出流系数和地下水出流系数, R_{vm} 为地表拦蓄水库库容, R_{rd} 为地下拦蓄水库库容, E_f 为渗漏系数, F_v 、 F_t 分别为模拟单元内各项水利设施控制面积及模拟单元总面积, C_l 、 C_g 分别为壤中流消退系数和地下水消退系数, Q_s 、 Q_l 、 Q_g 分别为地面总入流、壤中总入流、地下总入流, C_s 为河网水流消退系数, L 为河网汇流滞时, K 、 x 为马斯京根法参数。在河道流量演算阶段, 仍采用分段马斯京根流量算法。

3 参数物理意义

3.1 地表拦蓄水库库容

地表拦蓄水库库容主要描述小型水库、塘、坝等各项水利设施对地表的拦蓄作用, 当坡地汇流进行时, 地表拦蓄工程会对水量进行存储, 从而减少流入河道的径流量。其确定方法为先对研究区的各项水利设施的蓄量进行实地勘察, 进而得到初始值, 再进行率定:

$$R_{vm} = \min(R_{vm} - R_0, R_{s0} F_v / F_t) \tag{1}$$

式中: R_0 为初始填注量; R_{s0} 为新安江模型计算的地表径流深。

值得注意的是, 地表拦蓄水库为阈值函数, 并不是实际意义上的具有蓄泄关系的现实意义上的水库, 当地表拦蓄水库蓄满之后, 流域径流将直接沿坡地流入河道, 不再受到地表拦蓄的影响。

3.2 地下拦蓄水库库容

海河流域平原区地下水埋深在这几十年有较大的变动。20 世纪 50 年代中期地下水深仅 1~3 m, 但 2005 年山前平原大部分地区地下水深已超过 20 m, 部分地区达到 30~40 m, 虽然经过近十几年的集中治理, 地下水埋深回涨至 10~20 m, 但是本质上的产汇流条件已经发生改变^[25]。地下拦蓄水库库容考虑地下水开采对流域汇流的影响, 其影响因素主要包括地下水开采量、降雨中心分布。

3.2.1 地下水开采量

海河流域多山地丘陵, 地下水开采量最直接的影响就是土壤水分亏损量的增加。包气带含水量降低甚至趋近于零意味着包气带潜在的渗漏量大^[26], 在坡地汇流过程中可下渗的径流量越多, 地下拦蓄水库库容越大。

3.2.2 降雨中心分布

降雨中心距流域出口断面的距离不同, 降雨覆盖面积以及真实汇流面积就不同, 因此在实际的汇流过程

中,地下拦蓄水库库容会随着不同场次洪水的降雨空间分布不同而不同。以 2012 年和 2013 年发生的两场洪水为例,运用新安江-海河模型计算的径流深与实测径流深结果见表 1,降雨分布如图 3 所示。由图 3 可知,2012073001 场次洪水降雨中心分布在流域的中下游,2013080708 场次洪水的降雨中心主要分布在流域上游,这两场洪水前期土壤含水量接近,降水量接近,而实测径流深和模型计算径流深之比分别为 0.58 和 0.35。因此,降雨中心距离出口断面越远,汇流过程越久,渗漏量越大,因此降雨中心的分布情况是影响地下拦蓄水库库容的重要因素之一。

表 1 实测径流深与模型计算径流深

Table 1 Comparison of observed runoff depth with the model-calculated runoff depth				
洪号	总降水量/mm	前期土壤含水量/mm	模型计算径流深/mm	实测径流深/mm
2012073001	37.6	148	20.6	11.9
2013080708	36.2	141	25.3	8.9

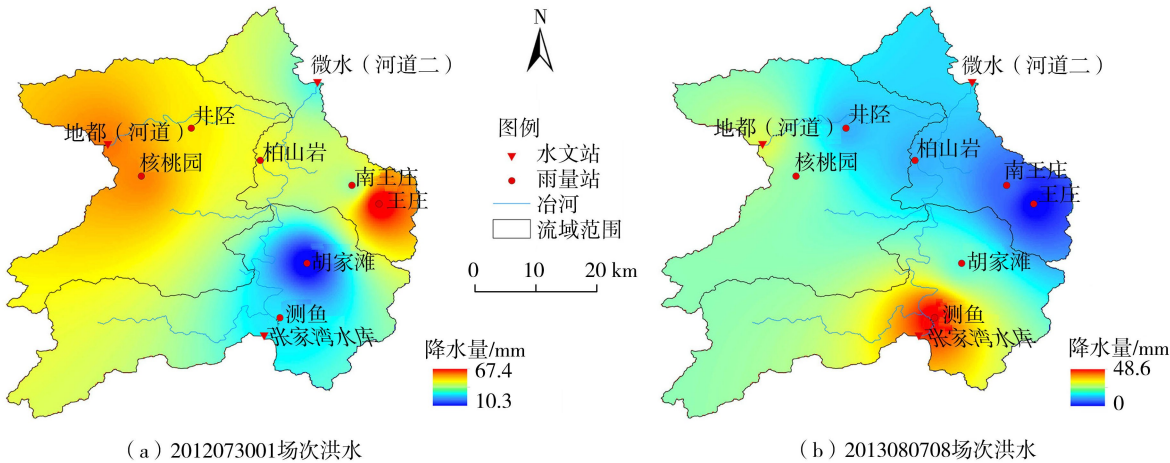


图 3 2012073001 和 2013080708 场次洪水的降雨分布

Fig. 3 Rainfall distribution during the flood events of 2012073001 and 2013080708

3.2.3 地下拦蓄水库库容的估计方法

渗漏现象一般发生在降水结束后,初期降水通常用来补充土壤水分,初期的渗漏现象可忽略。海河流域降雨特点为空间分布不均,局部雨量大其余部分少雨甚至无雨,且包气带厚度在空间上有较大差异,因此降水后便会存在未蓄满即缺水的部分。基于卫星遥感数据,采用场次洪水降雨结束后的遥感实测数据和土壤田间持水量的差值作为流域平均缺水量 D_k ,且这个差值可认为是地下拦蓄水库的库容。不同场次洪水降水结束后,流域平均缺水量各异,统计最大值($D_{k,max}$)和最小值($D_{k,min}$),得到地下拦蓄水库库容的范围,作为其初始值。

3.3 渗漏系数

渗漏系数 E_f 也称地下拦蓄水库补给比例系数,是反映流域渗漏程度的关键性参数,其涉及的公式主要为

$$R_s = R_{s0}(1 - E_f) - R_v \tag{2}$$

$$R_i = SK_i F_r (1 - E_f) \tag{3}$$

$$R_g = SK_g F_r (1 - E_f) \tag{4}$$

式中 R_v 为地表拦蓄水库实际拦蓄量。

3.3.1 流域下垫面的影响

研究^[27]表明,坡地汇流时间随着坡度增大而呈指数级下降,主要是因为坡度减小会增加流域对洪水的调蓄作用,增加水流的下渗时间,因此流域坡度主要通过改变流域渗漏时间而影响渗漏量。在进行模拟前,对整个流域的土壤质地以及土地利用情况进行研究,本质上是从小下垫面性质的角度出发,分析流域的土壤导水率,导水率越大,越有利于汇流过程中水的渗漏。

3.3.2 渗漏系数估计方法

3.3.2.1 下渗公式法

坡面汇流过程中渗漏到地下拦蓄水库的水量采用黄良誉等^[28]改进的 Green-Ampt 公式进行估计,该公式具有较强的物理基础,将饱和层与传导层统一视为饱和区,将湿润锋处视作非饱和区:

$$T_k = \frac{I_k}{K_s} - \frac{(4 + m\pi)(\theta_s - \theta_0)(h + s_f)}{4K_s} \ln \left[1 + \frac{4I_k}{(4 + m\pi)(\theta_s - \theta_0)(h + s_f)} \right] \tag{5}$$

式中: T_k 为第 k 场洪水的汇流时间; I_k 为第 k 场洪水的累计入渗量; K_s 为土壤饱和导水率; m 为与土壤质地相关的参数; θ_s 、 θ_0 分别为土壤饱和含水率与初始含水率; s_f 为湿润锋平均基质吸力; h 为地表积水深度。

汇流时间一般为降雨形心对应的时间到洪水流量过程线形心对应的时间差值。对本文所选场次洪水的坡地汇流时间进行计算,从而得到每场洪水的 T_k 。将 T_k 代入式(5)中,可得不考虑坡度的坡地汇流过程中的渗漏量 I_k 。考虑坡度影响时,认为土壤下渗时受到沿坡面的垂向分力,则第 k 场洪水由坡地渗漏进土壤的径流量 R_k 为

$$R_k = I_k \cos \beta \tag{6}$$

式中 β 为流域平均坡度。

因此, E_t 为

$$E_t = R_k / R \tag{7}$$

式中 R 为新安江-海河模型计算的产流量。

3.3.2.2 水量平衡法

利用 SMAP 遥感数据对降雨前后的土壤含水率进行对比,发现土壤含水率在整个洪水过程中存在较大的变化,在雨前-雨中-雨后 3 个阶段呈现不同的时空分布特征,以微水区间流域 2016071901 场次洪水为例,土壤含水率呈现“增加—减少—相对稳定”的过程(图 4)。

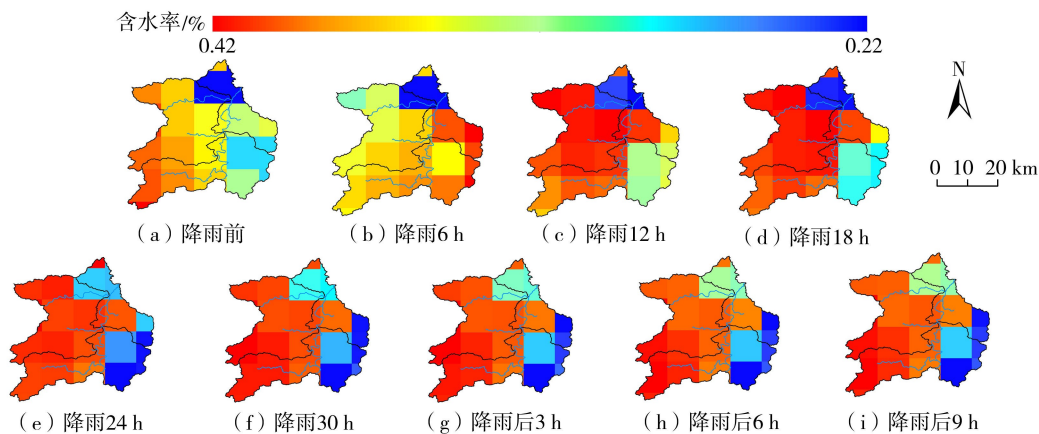


图 4 2016071901 场次洪水期间微水流域土壤含水率变化

Fig. 4 Dynamic soil moisture variation of Weishui Basin during the flood event of 2016071901

针对土壤含水率的变化特征,本文提出了基于土壤含水率与水量平衡的渗漏量估计方法,通过计算雨前和雨后 2 个阶段的土壤含水率差值计算 R_k :

$$R_k = R - \left[P - E - \sum_{i=1}^n h_1 A_i (\theta_{i2} - \theta_{i1}) / A \right] \tag{8}$$

式中: θ_{i1} 、 θ_{i2} 分别为栅格 i 的雨前、雨后洪水退水结束土壤含水率; h_1 为土壤深度; A_i 为栅格 i 的面积; A 为流域总面积; n 为栅格总数。

4 结果与分析

4.1 参数的率定及验证

4.1.1 参数初始值的确定

基于实地查勘与信息搜集,估算流域不同场次洪水的地表拦蓄水库库容,得到微水流域、平山流域的地表拦蓄水库库容范围为 5~20 mm。基于 SMAP 遥感数据与土壤水分常数,分析各场洪水降雨结束后的流域土壤缺水量,得到微水流域、平山流域的地下拦蓄水库库容的范围分别为 15~30、8~18 mm。

基于 ArcGIS 计算得到微水流域、平山流域的平均坡度分别为 20°、22°,因此由式(5)~(7)可得考虑坡度影响的每场洪水的渗漏系数初始值:微水流域、平山流域渗漏系数范围分别为 0.23~0.42、0.36~0.53。

基于 SMAP 遥感数据,采用水量平衡法计算的微水流域、平山流域渗漏系数范围分别为 0.25~0.48、0.42~0.60。采用下渗公式法与采用水量平衡法得到的参数范围基本一致,说明该参数范围是可靠的。

4.1.2 参数率定与验证

首先,基于 1990—2020 年逐日降雨、流量、蒸发数据率定新安江-海河日模型参数,为次洪模型提供参数初始值及初始土壤状态。其次,采用 SOBOL 全局敏感性分析法^[29]对新安江-海河模型独有 3 个参数 R_{vm} 、 R_{rd} 、 E_f 进行敏感性分析。使用一介影响指数 S_1 和全局影响指数 S_T 作为评价指标, R_{vm} 、 R_{rd} 、 E_f 的 S_1 分别为 0.215、0.468、0.966, S_T 分别为 0.245、0.460、0.930。因此, E_f 对于新安江-海河模型而言是一个敏感参数。基于微水流域 7 场洪水,平山流域 12 场洪水,结合第 4.1.1 节计算的参数初始值范围,在次洪模型中率定 R_{vm} 、 R_{rd} 、 E_f ,结果见表 2。以 2023072806 场次洪水作为验证洪水,检验参数率定的效果(表 3)。可以看出,微水流域、平山流域的径流深误差均在误差许可范围内,平山流域洪峰流量误差也在误差允许范围,参数值可靠。

表 2 模型参数与率定期模拟精度

Table 2 Model parameters and simulation accuracy during the calibration period

流域	R_{vm}/mm	R_{rd}/mm	E_f	径流深合格率/%	洪峰合格率/%	平均确定性系数
微水	10	18	0.40	85.7	71.4	0.73
平山	12	12	0.51	91.6	75.0	0.68

表 3 2023072806 场次洪水验证结果

Table 3 Validation results for the flood event of 2023072806

流域	径流深			洪峰流量		
	实测/mm	模拟/mm	相对误差/%	实测/(m^3/s)	模拟/(m^3/s)	相对误差/%
微水	495.5	449.8	9.2	5760	4328	24.8
平山	572.6	628.7	-9.8	7010	6300	10.1

4.2 上下游实测流量分析

海河流域渗漏现象的主要存在形式为河道渗漏与蓄滞洪区渗漏,如 2012 年 7 月大清河北支发生较大洪水,其中南拒马河洪水从上游的落宝滩站流至下游仅 48 km 的北河店,洪峰流量从 $1430 m^3/s$ 降至 $118 m^3/s$,衰减 92%;洪水径流量从 7952 万 m^3 降至 1260 万 m^3 ,损失 84%,说明该河道渗漏量很大^[30];预报方案如果不考虑河道与蓄滞洪渗漏,将无法得出合理的预报结果。因此,本文对流域上游入流和下游出流的流量进行分析对比。

以微水流域和平山流域 2012 年汛期无洪水发生时期(20120731T000000—20120801T200000)为例,论证河道渗漏与蓄滞洪区渗漏是否对流域产汇流产生影响,相关结果见表 4。微水流域上游入流包括地都水文站入流、张河湾水库出流,平山流域的上游入流是微水水文站入流。由表 4 可知,汛期平山流域入流洪峰流量要略微高于出流洪峰流量,说明河道渗漏现象可能存在但并不明显,这可能是因为汛期泉水补给充足,基流不会严重损失,微水流域和平山流域的洪水并没有明显的河道渗漏和蓄滞洪区渗漏现象。

表 4 上下游实测径流深和流量

Table 4 Observed runoff depth and discharge for the upstream and downstream

流域	径流深			洪峰流量		
	上游/mm	下游/mm	衰减比例/%	上游/(m^3/s)	下游/(m^3/s)	衰减比例/%
微水	4.4	11.6	0	146	154	0
平山	11.6	28.6	0	154	142	7.7

4.3 新安江-海河模型与新安江模型对比

4.3.1 微水流域与平山流域模拟结果及分析

微水流域、平山流域的洪水模拟情况见表 5、表 6。就洪水径流深、洪峰流量而言,新安江模型计算结果均存在系统性偏大的问题,相对误差均为正值,且较大。主要原因:新安江模型没有考虑人类活动对流域汇流的影响,产流量全部流进河网,造成逐时段径流深偏大,进而使得洪峰流量偏大;微水流域径流深合格率为 42.8%,洪峰流量合格率为 42.8%,平山流域径流深合格率为 58.3%,洪峰流量合格率为 41.7%。新安江-海河模型计算的径流深、洪峰流量更接近实测数值,误差有正有负,微水流域径流深合格率达到 85.7%,洪峰流量合格率达到 71.4%,平山流域径流深合格率达到 91.7%,洪峰流量合格率 75.0%,较新安江模型有明显提升。就确定性系数而言,微水流域由 0.25 提高至 0.73,平山流域由 0.47 提高至 0.68,说明新安江-海河模型能较好地模拟整个洪水过程。

表 5 微水流域洪水模拟结果

Table 5 Flood simulation results in Weishui Basin

洪号	实测 径流深/mm	实测洪 峰流量 /(m ³ /s)	新安江模型				新安江-海河模型			
			径流深相 对误差/%	洪峰相对 误差/%	峰现时间 误差/h	确定性 系数	径流深相 对误差/%	洪峰相对 误差/%	峰现时间 误差/h	确定性 系数
2006083008	16.8	218	14.0	14.2	403	-1.30	-17.7	-3.0	-7	0.7
2011070217	6.5	135	50.9	38.0	2	0.54	34.7	-33.6	1	0.51
2012073020	11.6	154	8.2	8.9	3	0.56	16.6	-19.5	0	0.68
2013070908	22.1	135	22.2	30.5	4	0.48	-9.4	-15.8	-1	0.85
2013080711	8.9	132	20.4	16.9	3	0.53	-4.2	19.8	0	0.93
2016071914	538.2	8470	12.6	28.8	3	0.52	0.0	45.0	-5	0.76
2020081508	32.1	415	91.4	42.8	7	0.45	-8.7	17.8	-3	0.69

表 6 平山流域洪水模拟结果

Table 6 Flood simulation results in Pingshan Basin

洪号	实测 径流深/mm	实测洪 峰流量 /(m ³ /s)	新安江模型				新安江-海河模型			
			径流深相 对误差/%	洪峰相对 误差/%	峰现时间 误差/h	确定性 系数	径流深相 对误差/%	洪峰相对 误差/%	峰现时间 误差/h	确定性 系数
1990071112	11.2	717	10.3	54.4	4	0.56	-9.2	-20.9	1	0.81
1995080520	71.2	429	13.9	1.2	1	0.49	-2.8	-5.0	6	0.58
1995083112	33.4	281	0.8	16.7	86	0.14	4.4	-1.2	0	0.97
1996080301	1012.9	12500	17.2	9.3	1	0.91	-1.9	7.0	-3	0.76
1999081806	33.9	146	6.0	65.6	0	0.45	-6.7	-39.0	17	0.59
2000070515	166.8	2630	12.3	15.4	1	0.85	5.9	18.9	-3	0.64
2004081110	103.7	1160	6.9	22.0	1	0.49	7.8	14.2	-1	0.93
2006082516	72.1	265	25.2	5.1	747	0.33	-3.7	15.8	0	0.91
2012073012	28.6	142	51.2	57.8	181	0.15	-42.5	-15.2	4	0.16
2013070907	22.4	122	92.2	34.2	202	0.24	-4.7	-14.8	4	0.35
2016071915	755.8	8670	33.7	27.6	1	0.46	2.8	-2.3	-2	0.72
2021072112	69.3	545	56.2	102.5	1	0.58	3.8	36.1	-1	0.79

新安江-海河模型在洪峰流量、径流深及洪水过程模拟方面均有较好表现,是因为新安江-海河模型考虑了人类活动,诸如地下水超采等影响,设置了相关汇流参数,在坡地汇流中考虑了地表与地下的双拦蓄作用以及渗漏现象,使得模型模拟的产汇流过程更加符合流域实际;根据参数的物理意义确定了参数的初始值范围,为科学确定参数提供了依据。

4.3.2 微水流域与平山流域典型洪水分析

从微水流域、平山流域中分别挑选一场洪水作为典型洪水进行分析,微水流域选择 2020081508 场次洪水(小洪水),平山流域选择 1996080301 场次洪水(大洪水)。新安江模型和新安江-海河模型的模拟结果如图 5 所示。

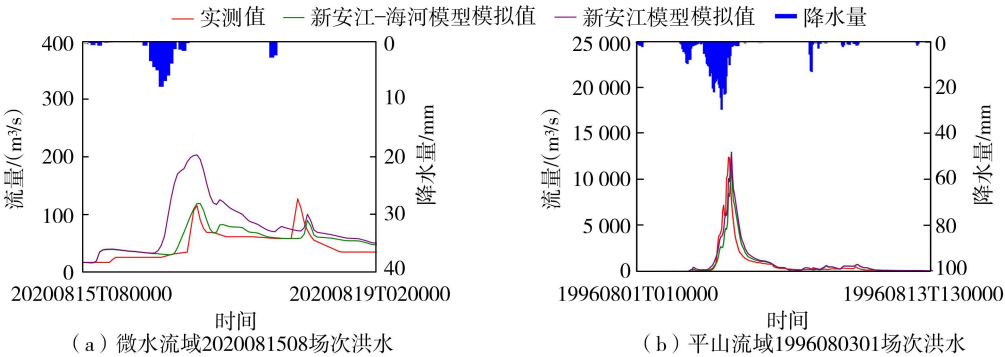


图 5 洪水流量过程线

Fig. 5 Flood hydrographs

微水流域的 2020081508 号洪水中,与实测洪水过程相比,洪水起涨阶段新安江模型模拟的径流深较大,洪水迅速上涨;实际上这一阶段,地表、地下拦蓄作用明显,因其未考虑这些人类活动的影响,造成了径流深

计算结果严重偏大。在洪水形成与发展的过程中,逐渐有水渗漏到地下拦蓄水库,并最终储存在土壤中,这部分水量不再参与后续的汇流过程;新安江模型并未考虑到这个过程,因此计算的径流深及洪峰流量均偏大,模拟的洪水过程线呈现“高胖”形,与实测的“矮胖”形不符。在场次洪水过程的不同阶段,新安江-海河模型通过地表、地下拦蓄水库结构模拟地表拦蓄、地下拦蓄作用,并逐时段计算渗漏量,因此计算的洪峰流量、径流深与实测值接近,误差均在合格范围内,最终计算的洪水过程与实测洪水过程较为吻合,确定性系数提升至0.69。

平山流域的1996080301号洪水中,新安江模型和新安江-海河模型的洪峰误差、径流深误差均在要求范围之内,且两个模型的模拟精度均较高。这是因为这场洪水的降水历时长、降水量大,持续不断的降水会补充土壤,土壤缺水量不大,进而使得坡地汇流阶段的渗漏量减少。新安江-海河模型的模拟精度略优于新安江模型。

综上,新安江-海河模型通过设置合理的模型结构与参数值,能很好地体现人类活动对洪水过程的实际影响。对于小洪水而言,人类活动对洪水过程影响显著,新安江-海河模型模拟精度较新安江模型提升明显。

5 结 论

a. 地表拦蓄水库库容反映目标流域的小型水库、塘、坝等各项水利设施对地表拦蓄的作用;地下拦蓄水库库容的主要影响因素包括地下水开采、暴雨中心分布等,认为降雨结束后的土壤含水量和土壤田间持水量的差值是地下拦蓄水库的库容,其随不同场次洪水发生变化;渗漏系数主要受到流域下垫面性质和人类活动的影响,采用下渗公式法和水量平衡法得到参数初值范围基本一致。

b. 新安江-海河模型结构更符合流域实际,根据参数物理意义确定的参数范围更为科学,在洪峰流量、径流深及洪水过程模拟方面均有较大提升。微水流域的径流深合格率提高了42.9%,洪峰流量合格率提高了28.6%;平山流域的径流深合格率提高了33.4%,洪峰流量合格率提高了33.3%。

参考文献:

[1] 石朋,陆美霞,吴洪石,等. 不同优化算法在新安江模型参数率定中的效果评估[J]. 水资源保护,2023,39(4):19-25. (SHI Peng, LU Meixia, WU Hongshi, et al. Evaluation of different optimization algorithms in parameter calibration of Xin'anjiang model[J] Water Resources Protection,2023,39(4):19-25. (in Chinese))

[2] 何涯舟,张珂,晁丽君,等. 基于多源遥感土壤湿度与模型数据同化的流域径流模拟[J]. 水资源保护,2023,39(2):145-151. (HE Yazhou, ZHANG Ke, CHAO Lijun, et al. Watershed runoff simulation based on multi-source remotely sensed soil moisture and data assimilation[J]. Water Resources Protection,2023,39(2):145-151. (in Chinese))

[3] 沙永兵,黄迎春,石彬,等. 五强溪水库近坝区洪水预报方法研究[J]. 河海大学学报(自然科学版),2022,50(4):58-65. (SHA Yongbing, HUANG Yingchun, SHI Bin, et al. Study on flood forecasting method in the near-dam area of Wuqiangxi Reservoir[J] Journal of Hohai University (Natural Sciences),2022,50(4):58-65. (in Chinese))

[4] MITCHELL S K, DEWALLE D R. Application of the snowmelt runoff model using multiple-parameter landscape zones on the Towanda Creek Basin, Pennsylvania[J]. Journal of the America Water Resources Association,1998,34(2):335-346.

[5] LI J, WANG Z, LIU C. A combined rainfall infiltration model based on Green-Ampt and SCS-curve number[J]. Hydrological Processes,2015,29(11):2628-2634.

[6] 李致家,胡伟升,丁杰,等. 基于物理基础与基于栅格的分布式水文模型研究[J]. 水力发电学报,2012,31(2):5-13. (LI Zhijia, HU Weisheng, DING Jie, et al. Study on distributed hydrological model of solving physical equation on grids[J]. Journal of Hydroelectric Engineering,2012,31(2):5-13. (in Chinese))

[7] WILLIAMS J R, LASEUR W V. Water yield model using SCS curve numbers[J]. Journal of the Hydraulics Division,1976,102(9):1241-1253.

[8] BUYTAERT W, BEVEN K. Models as multiple working hypotheses: hydrological simulation of tropical alpine wetlands[J]. Hydrological Processes,2011,25(11):1784-1799.

[9] CLARK M P, SLATER A G, RUPP D E, et al. Framework for understanding structural errors (FUSE): a modular framework to diagnose differences between hydrological models[J]. Water Resources Research,2008,44:W00B02.

[10] 杜若愚,姚成,刘玉环,等. 基于蓄满超渗时空动态组合的网格新安江模型[J]. 河海大学学报(自然科学版),2022,50(6):25-32. (DU Ruoyu, YAO Cheng, LIU Yuhuan, et al. Grid-Xin'anjiang model based on spatio-temporal dynamic combination of saturation-excess and infiltration-excess runoff[J]. Journal of Hohai University (Natural Sciences),2022,50(6):25-32. (in Chinese))

[11] 李致家,黄鹏年,张永平,等. 半湿润流域蓄满超渗空间组合模型研究[J]. 人民黄河,2015,37(10):1-6. (LI Zhijia,

HUANG Pengnian, ZHANG Yongping, et al. Study on spatial combination model of infiltration-excess and saturation-excess runoff in semi-humid watersheds[J]. Yellow River,2015,37(10):1-6. (in Chinese))

[12] 李致家,孔祥光,张初旺. 对新安江模型的改进[J]. 水文,1998,18(4): 20-24. (LI Zhijia, KONG Xiangguang, ZHANG Chuwang. Improving Xin’ anjiang Model[J]. Journal of China Hydrology,1998,18(4): 20-24. (in Chinese))

[13] 黄鹏年,李致家,姚成,等. 半干旱半湿润流域水文模型应用与比较[J]. 水力发电学报,2013,32(4): 4-9. (HUANG Pengnian, LI Zhijia, YAO Cheng, et al. Application and comparison of hydrologicalmodels for semi-arid and semi-humid regions [J]. Journalof Hydroelectric Engineering,2013,32(4): 4-9. (in Chinese))

[14] MISHRA S K, SINGEH V P. Aonther look at SCS-CN method[J]. ASCE Journal of Hydrology Engineering,1998,4(2): 257-264.

[15] 包为民. 模型参数估计研究[D]. 南京:河海大学,1986.

[16] 钟栗,姚成,李致家,等. 应用新安江-海河模型研究下垫面变化对设计洪水的影响[J]. 湖泊科学,2015,27(5):975-982. (ZHONG Li , YAO Cheng, LI Zhijia, et al. Effect of land surface changes on design flood using Xin’ anjiang-Haihe Model[J]. Journal of Lake Science,2015,27(5): 975-982. (in Chinese))

[17] 刘玉环,李致家,刘志雨,等. 半湿润半干旱流域空间组合模型研究[J]. 湖泊科学,2020,32(3):826-839. (LIU Yuhuan, LI Zhijia, LIU Zhiyu, et al. Spatial combination model for semi-humid and semi-arid watersheds[J]. Journal of Lake Science, 2020,32(3): 826-839. (in Chinese))

[18] 晁丽君,张珂,陈新宇,等. 基于多源降水融合驱动的 WRF-Hydro 模型在中小河流洪水预报中的适用性[J]. 河海大学学报(自然科学版),2022,50(3): 55-64. (CHAO Lijun, ZHANG Ke, CHEN Xinyu, et al. Applicability of WRF-Hydro model based by multi-source precipitation merging in flood forecasting for small and medium-sized watersheds[J]. Journal of Hohai University (Natural Sciences),2022,50(3): 55-64. (in Chinese))

[19] 郭晨煜,吕海深,朱永华,等. WRF-Hydro 模型参数在河西内陆河流域的敏感性分析[J]. 水利水电科技进展,2023,43(6): 120-127. (GUO Chenyu, LYU Haishen, ZHU Yonghua, et al. Sensitivity analysis of WRF-Hydro model parameters in Hexi Inland River Basin[J]. Advances in Science and Technology of Water Resources,2023,43(6): 120-127. (in Chinese))

[20] 张旭旻,瞿思敏,李倩,等. 基于协整理论的淮河流域上游洪水预报实时校正方法[J]. 水资源保护,2022,38(6): 88-95. (ZHANG Xumin, QU Simin, LI Qian, et al. Real-time correction method of flood forecasting for the upper Huaihe River Basin based on cointegration theory[J]. Water Resources Protection,2022,38(6): 88-95. (in Chinese))

[21] HALL J, ARHEIMER B, BORGA M, et al. Understanding flood regime changes in Europe: a state of the assessment[J]. Hydrology and Earth System Sciences,2014,18(7): 2735-2772.

[22] VENJIE H H G. HESS opinions: “Topography driven conceptual modelling (FLEX-Topo) ” [J]. Hydrology & Earth System Sciences Discussions,2010,7(4): 2681-2692.

[23] 李致家,姚成,汪中华. 基于栅格的新安江模型的构建和应用[J]. 河海大学学报(自然科学版),2007,35(2): 131-134. (LI Zhijia, YAO Cheng, WANG Zhonghua. Development and application of grid-based Xin’ anjiang model[J]. Journal of Hohai University (Natural Sciences),2007,35(2): 131-134. (in Chinese))

[24] 姚成,李致家,张珂,等. 基于栅格型新安江模型的中小河流精细化洪水预报[J]. 河海大学学报(自然科学版),2021,49(1): 19-25. (YAO Cheng, LI Zhijia, ZHANG Ke, et al. Fine-scale flood forecasting for small and medium-sized rivers based on Grid-Xin’ anjiang model[J]. Journal of Hohai University (Natural Sciences),2021,49(1): 19-25. (in Chinese))

[25] 水利部海河水利委员会. 海河流域综合规划专题报告:海河流域下垫面变化对预报的影响[R]. 天津:水利部海河水利委员会,2010.

[26] 韩瑞光,丁志宏,冯平. 人类活动对海河流域地表径流量影响的研究[J]水利水电技术 2009,40(3): 4-7. (HAN Ruiguang, DING Zhiwei, FENG Ping. Study on influence of human activity on surface runoff in Haihe River Basin[J]. Water Resources and Hydropower Engineering,2009,40(3): 4-7. (in Chinese))

[27] ANDERSON R M, KORRN V I, REED S M. Using SSURGO data to improve Sacramento Model a priori parameter estimates [J]. Journal of Hydrology,2006,320(1/2): 103-116.

[28] 黄良誉,何廷全,周成,等. 边坡植被恢复中植被水泥土 Green-Ampt 入渗模型的改进与应用[J]. 岩土工程学报,2022,44(增刊 1): 183-188. (HUANG Liangyu, HE Tingquan, ZHOU Cheng, et al. Improvement and application of Green-Ampt infiltration model for vegetated cement soil in vegetation restoration of slopes[J]. Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 2022,44(Sup1): 183-188. (in Chinese))

[29] 雷桂媛. 关于蒙特卡罗及拟蒙特卡罗方法的若干研究[D]. 杭州:浙江大学,2003.

[30] 只德国. 海河流域洪水预报工作探索[J]. 海河水利,2015(6): 26-27. (ZHI Deguo. Exploration of flood forecasting in the Haihe River Basin[J]. Haihe Water Resources,2015(6): 26-27. (in Chinese))