

DOI:10.3876/j.issn.1000-1980.2021.04.003

计算单元边长对分布式流域水文模型模拟结果的影响

孔祥意¹, 刘志雨^{1,2}, 周国良¹, 李致家²

(1. 水利部信息中心(水利部水文水资源监测预报中心), 北京 100053; 2. 河海大学水文水资源学院, 江苏 南京 210098)

摘要: 具有物理基础的分布式流域水文模型通常采用 DEM 栅格作为计算单元, 对地形信息具有均化作用, 使得提取的坡度为非真值, 且不同尺度栅格对应的该非真值差别明显, 导致基于不同计算单元边长分布式流域水文模型的模拟结果具有显著差异。为了解决不同分辨率 DEM 模型对于模拟结果的影响, 提出了一种栅格尺度与提取的流域坡度之间关系的归一化表示方法及对应的坡度矫正方法, 该矫正方法中引入了可用于模型流速计算公式的坡度矫正系数。研究结果表明, 计算单元边长对模拟结果的影响规律与对提取的流域坡度的影响规律完全一致, 且提出的方法可以有效消除栅格均化作用对分布式流域水文模型模拟结果的影响。

关键词: 分布式流域水文模型; 计算单元; DEM; 坡度; 流域水文模拟

中图分类号: P338 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-1980(2021)04-0309-07

Influence of calculation unit size on simulation results of distributed watershed hydrological model

KONG Xiangyi¹, LIU Zhiyu^{1,2}, ZHOU Guoliang¹, LI Zhijia²

(1. Information Center (Hydrology Monitor and Forecast Center), Ministry of Water Resources, Beijing 100053, China;
2. College of Hydrology and Water Resources, Hohai University, Nanjing 210098, China)

Abstract: Distributed Watershed Hydrological Models with physical basis usually use the DEM grid as the calculation unit, which can homogenize the terrain information so that the extracted slope is non true value, and the non true value corresponding to different scale grids is significantly different, which leads to significant differences in simulation results based on different scale distributed models. In view of the influence of different resolutions on the simulation results, a normalized expression method of the relationship between grid scale and the extracted watershed slope and the corresponding slope correction method are proposed. The slope correction coefficient which can be used in the calculation formula of model velocity is introduced in the correction method. The results show that the influence of cell size on the simulation results is consistent with that on the extracted watershed slope, and the proposed method can effectively eliminate the influence of grid equalization on the simulation results of distributed hydrological model.

Key words: distributed watershed hydrological model; calculation unit; DEM; slope; watershed hydrological simulation

流域内的水文过程具有四维性, 即三维空间和时间属性, 具有物理基础的分布式流域水文模型^[1]正是为描述水文过程的四维性而提出的。该类模型的根本特点为模型的输入(包括参数、初始条件、边界条件等)和输出均具有空间分布性^[2-3]。目前, 具有物理基础的分布式流域水文模型大都以 DEM 栅格作为模型的计算单元^[4-5]。该类模型认为, 在每一个计算单元网格内的气象、下垫面及地形特征分布均匀^[6]。

计算单元网格越小, 越能表征流域的地形地貌特征, 保留更多的流域地形地貌信息, 真实体现流域的水文响应特性。但在流域面积一定的情况下, 采用小尺度网格离散流域会使计算单元网格数量急剧增加, 随之而来的是繁重的计算量, 影响分布式流域水文模型在实际应用中参数的率定和实时计算的时效性。因此, 在较大流域中, 大都采用较低分辨率 DEM(如 1000 m × 1000 m)构建具有物理基础的分布式流域水文模型^[7-8]。

目前普遍认为, 具有物理基础的分布式流域水文模型的最显著优势是: 其中的参数可以根据下垫面条件及相关文献资料(如公开出版发行的手册等, 下同)中提供的参数值与下垫面条件对照关系直接获得, 不需

基金项目: 国家重点研发计划(2018YFC1508103)

作者简介: 孔祥意(1990—), 男, 工程师, 博士, 主要从事水文模型与水文预报研究。E-mail: kongxiangyi@mw. gov. cn

引用本文: 孔祥意, 刘志雨, 周国良, 等. 计算单元边长对分布式流域水文模型模拟结果的影响[J]. 河海大学学报(自然科学版), 2021, 49(4): 309-315.

KONG Xiangyi, LIU Zhiyu, ZHOU Guoliang, et al. Influence of calculation unit size on simulation results of distributed watershed hydrological model[J]. Journal of Hohai University(Natural Sciences), 2021, 49(4): 309-315.

要利用实测水文资料率定,使得该类模型可以用于无资料流域。在有资料流域的应用结果表明,绝大多数情况下直接采用文献资料中的参数,尤其是糙率(流速参数),模型的模拟效果不好。要想得到理想的模拟结果,必须重新率定,且不同大小计算单元的模型率定后其糙率值差别明显^[9-10]。分析认为,文献中列出的参数与下垫面条件的对应关系,是基于真实的地形特征获得的;而分布式水文模型采用DEM栅格为计算单元,对流域地表进行了离散处理,每一个栅格内的地形特征(如坡度)被均化,已非真实地表特征。计算单元大小不同,对地表特征均化程度不同。因此,在具有物理基础的分布式流域水文模型的实际应用过程中,必须对由采用栅格作为计算单元导致的均化作用进行矫正。

目前的矫正方法主要分为两类:第一类为依据网格尺度直接矫正流速(或水流传播时间)^[11],第二类为矫正地表糙率或矫正地形坡度^[12]。目前,在有实测资料流域采用各种优化方法由水文气象资料率定模型参数,其实就是基于提取的非真实地形坡度对地表糙率进行矫正。王晓燕等^[13]建立了流域平均坡度与DEM分辨率间的相关关系,并得到线性回归方程,用以矫正地形坡度,但所用DEM栅格尺度小于100 m,研究结论是否适用于更低分辨率的DEM有待验证。

本文所用模型为TOKASIDE(topographic kinematic approximation and saturation-infiltration double excess grid-based distributed model)^[14],是根据Todini等^[15-16]提出的利用非线性水库方法模拟水文过程的理论构建的基于地形、运动波方法以及蓄满超渗双产流机制的网格化分布式模型。该模型为具有物理基础的分布式流域水文模型,以DEM栅格为计算单元,采用非线性运动波方程模拟水流运动^[17-18]。模型将每一个计算单元中的水文过程概化为4个结构上相似的非线性水库方程,分别描述浅层土壤与深层土壤中的排水以及坡地地表径流和河道径流。模型采用了饱和及超渗产流机制,在整个降雨过程中,随着土壤含水量与降雨强度的变化,超渗与蓄满产流机制可能在每一个计算单元网格内交替发生^[16]。

本文基于TOKASIDE模型,从固定参数下计算单元边长对模拟结果的影响机理及不同计算单元边长模型间参数移用误差矫正方法两个方面进行研究。

1 研究区概况

以淮河流域息县水文站以上部分(简称淮河流域)为研究区,地形情况如图1所示。所用DEM数据来源于地理空间数据云(<http://www.gscloud.cn>)提供的ASTER GDEM数据,栅格分辨率为30 m×30 m,所用其他分辨率DEM均为由ARCGIS工具再采样生成得到。由30 m×30 m分辨率DEM提取的流域面积为10050 km²。为研究需要进行了子流域划分,划分结果如图2所示,子流域1~8的面积分别为2166 km²、1934 km²、694 km²、604 km²、268 km²、791 km²、2012 km²和1579 km²。

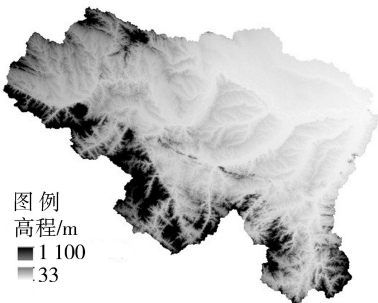


图1 淮河流域地形

Fig.1 Topography of Huaihe River Basin

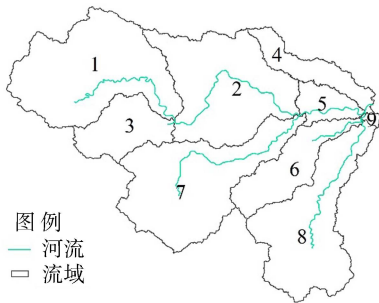


图2 子流域划分结果

Fig.2 Sub watershed Division result

2 计算单元边长对 TOKASIDE 模拟结果的影响

2.1 对模拟径流过程的影响

由于研究流域面积较大,如果采用高分辨率DEM构建模型,则参数率定及洪水模拟的时间均会很长,因此采用基于2000 m×2000 m分辨率DEM的模型进行参数率定。另外又构建了基于300 m×300 m、500 m×500 m、800 m×800 m、1000 m×1000 m以及1500 m×1500 m分辨率DEM的5个模型,将率定的模型参数直接用于该5个模型,对201602号洪水的模拟结果如图3所示。由图3可以看出:(a)随着计算单元边长的减小,洪峰

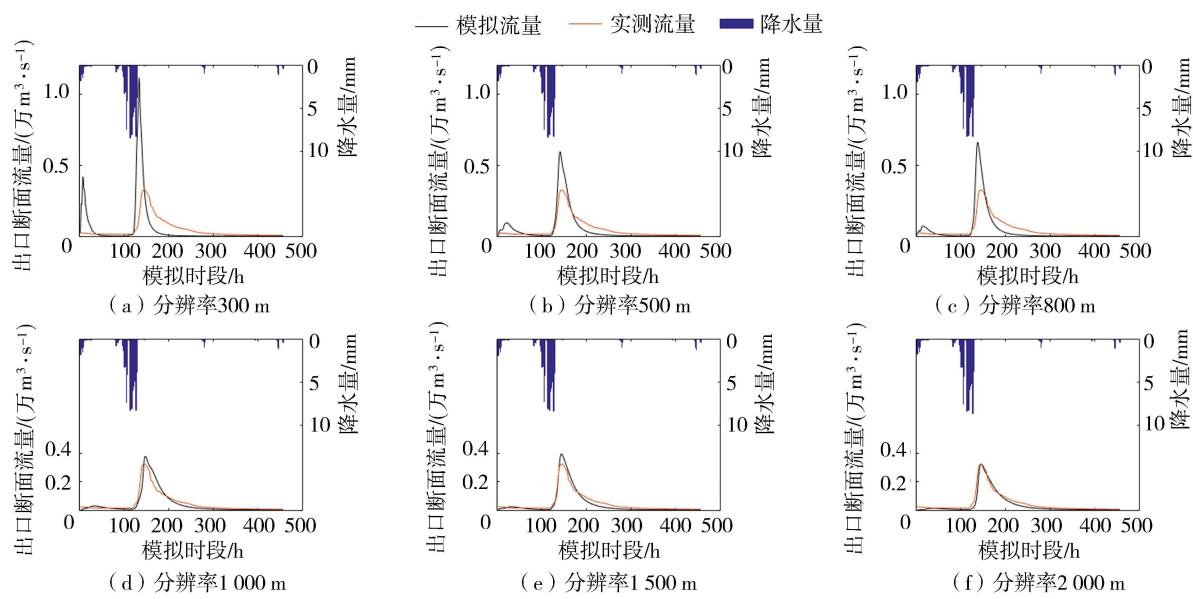


图 3 不同计算单元边长模型的模拟结果

Fig.3 Simulation results of different cell scale models

值逐渐增大,峰现时间逐渐提前;(b)洪峰值及峰现时间随单元尺度呈非均匀变化,分别在 300 m 和800 m处出现突变;(c)在某一单元尺度范围(如 500 ~ 800 m,1 000 ~ 1 500 m),模拟结果相近。

2.2 对水量平衡要素的影响

选择模拟的流量过程退水段同时刻为结束点,基于不同计算单元边长模型模拟出的 201602 号洪水径流成分变化统计结果见表 1。由表 1 可以看出:随着计算单元边长的增大,流域内的土壤含水量增量、地表水增量以及河道内水量(由于在模拟初期设定了 15 m³/s 的河道基流,表中负值代表洪水模拟结束后河道内总水量减少)呈增加趋势,而流出流域出口的径流量明显减少。这些变化均是由于坡地及河道内坡度或比降的减小所致。

表 1 201602 号洪水径流成分统计

Table 1 Statistical table of flood runoff composition of flood 201602

计算单元 边长/m	流域面积/ km ²	降水量/mm	土壤含水量 增量/mm	流出径流量/mm	流域内地表水量 变化/mm	流域内河道水量 变化/mm
300	10 237	145.07	63.15	82.47	0.62	-8.50
500	10 278	145.30	64.07	74.53	0.74	-5.01
800	10 099	146.32	65.00	70.61	0.76	-3.08
1 000	10 206	145.73	65.50	67.95	0.90	-2.31
1 500	9 862	147.49	66.87	66.97	0.94	-1.73
2 000	9 704	142.70	67.46	61.02	1.07	-1.26

3 计算单元边长对模拟结果影响机理分析

3.1 对提取的流域坡度的影响机理

利用 ARCGIS 工具提取 13 个分辨率 DEM 对应的各子流域及全流域的平均坡度,如表 2 和图 4 所示。由表 2 和图 4 可以看出:(a)山区性子流域,随着网格尺度的增大,平均坡度减小明显,且坡度减小的梯度逐渐减小;(b)处于平原内的子流域(如 4 号和 5 号),DEM 栅格大小对坡度提取结果影响很小。为了进一步研究流域坡度受 DEM 分辨率影响的变化规律,对表 2 进行归一化处理,即以 30 m×30 m 分辨率 DEM 对应的坡度为基数,用其他分辨率 DEM 对应的坡度与该基数之比,表示 DEM 分辨率降低后形成的流域坡度是 30 m×30 m 分辨率 DEM 对应坡度(认为是流域的真实坡度)的多少倍,即归一化处理后得到的结果为坡度变化与 DEM 栅格尺度之间的关系。归一化处理后的结果见表 3 和图 5。由表 3 和图 5 可以看出,归一化处理后不同子流域(含总流域)间坡度随 DEM 栅格尺度的变化规律高度相似,可以取平均线作为共同的变化趋势或变化规律,同时也说明不同流域间可以采用统一的表示方法,

表2 由不同分辨率 DEM 提取的流域坡度

Table 2 Watershed slope extracted from DEM with different resolutions

栅格尺度/m	子流域平均坡度/%								全流域平均坡度/%
	1号	2号	3号	4号	5号	6号	7号	8号	
30	16.27	3.85	20.16	0.6	0.66	8.5	20.57	16.55	13.08
100	10.48	2.52	12.18	0.41	0.52	5.23	13.61	10.13	8.43
200	7.31	1.79	8.73	0.28	0.43	3.67	9.92	7.17	6.00
300	5.89	1.44	7.16	0.26	0.38	2.94	8.14	5.84	4.74
400	5.05	1.24	6.22	0.24	0.37	2.53	6.65	4.97	3.94
500	4.38	1.12	5.42	0.28	0.31	2.25	6.19	4.36	3.65
600	4.00	0.97	4.96	0.24	0.24	1.95	5.60	3.97	3.31
700	3.74	0.95	4.61	0.22	0.22	1.82	5.06	3.54	3.05
800	3.32	0.84	4.35	0.19	0.27	1.44	4.71	3.27	2.71
900	3.22	0.83	3.85	0.19	0.23	1.61	3.64	2.89	2.39
1000	3.07	0.78	3.9	0.18	0.23	1.55	3.4	2.75	2.24
1500	2.46	0.57	3.06	0.15	0.22	1.2	2.82	1.92	1.81
2000	1.87	0.50	2.53	0.14	0.20	0.86	2.16	1.97	1.47

表3 不同分辨率 DEM 的流域坡度变化值

Table 3 Variation of watershed slope from DEM with different resolutions

栅格尺度/m	子流域坡度变化						全流域坡度变化
	1号	2号	3号	6号	7号	8号	
30	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
100	0.64	0.65	0.60	0.62	0.66	0.61	0.64
200	0.45	0.46	0.43	0.43	0.48	0.43	0.46
300	0.36	0.37	0.36	0.35	0.40	0.35	0.36
400	0.31	0.32	0.31	0.30	0.32	0.30	0.30
500	0.27	0.29	0.27	0.26	0.30	0.26	0.28
600	0.25	0.25	0.25	0.23	0.27	0.24	0.25
700	0.23	0.25	0.23	0.21	0.25	0.21	0.23
800	0.20	0.22	0.22	0.17	0.23	0.20	0.21
900	0.20	0.22	0.19	0.19	0.18	0.17	0.18
1000	0.19	0.20	0.17	0.18	0.17	0.17	0.17
1500	0.15	0.15	0.15	0.14	0.14	0.12	0.14
2000	0.11	0.13	0.13	0.10	0.10	0.12	0.11

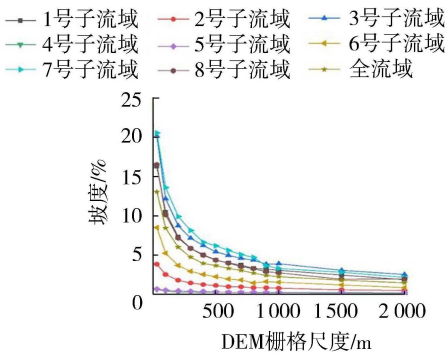


图4 流域坡度与 DEM 栅格尺度的关系

Fig.4 Relationship between watershed slope and DEM grid scale

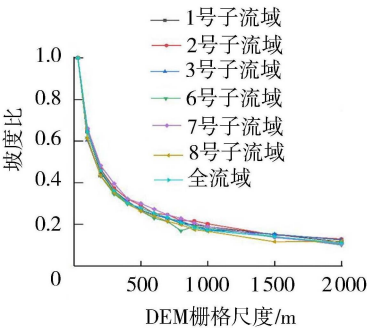


图5 流域坡度比与 DEM 栅格尺度的关系

Fig.5 Relationship between watershed slope ratio and DEM grid scale

便于向无高分辨率 DEM 流域移用。从图 5 可见,提取的淮河流域平均坡度随 DEM 栅格尺度的增大呈非均匀减小时,在 400 m 和 900 m 处分别出现一次突变。

3.2 对提取的河段特征的影响机理

图 6 为由 30 m×30 m 分辨率 DEM 提取的淮河流域水系(采用 500 km²面积阈值),图 7 为 4 号、5 号和

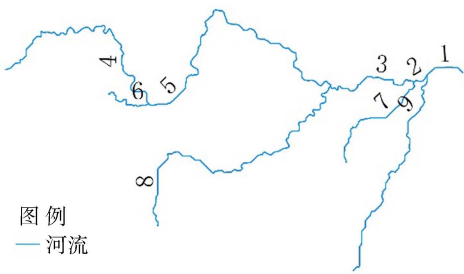


图 6 河段及编码

Fig. 6 River reach and code

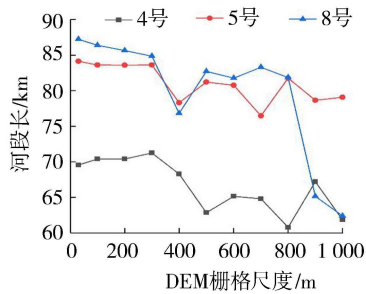


图 7 河段长度随 DEM 栅格尺度的变化

Fig. 7 Variation of river reach scale with DEM grid scale

8 号 3 个河段河长度随 DEM 栅格尺度的变化。由图 7 可以看到河段长度整体呈现随栅格尺度增大而减小的变化趋势。分析认为,DEM 分辨率对不同类型河段(内链和外链)的影响不同。对外链河段的影响主要表现在 3 个方面:(a)下游节点位置的变化;(b)由于分水线的变化,在同样集水面积阈值情况下,上游节点位置的变化(如 8 号子流域在 DEM 栅格边长大于 800 m 以后);(c)河段弯曲程度的变化。对内链河段的影响主要表现在两个方面:(a)上、下节点位置的变化;(b)河段弯曲程度的变化。

3.3 计算单元边长的影响分析

根据对提取的流域特征受 DEM 分辨率影响的分析可以看出,由于 DEM 栅格尺度的增大对地面点的高程具有均化作用,造成绝大部分栅格的坡度减小,进而减小了流域的平均坡度。尽管各子流域平均坡度可能相差很大,但平均坡度随着 DEM 栅格尺度的变化规律(相对变化)却非常一致。随着 DEM 栅格尺度的增大,流域坡度并非以均匀的梯度减小,最大减小梯度发生在 200 m 范围内。

栅格尺度的增大,改变了栅格的高程,从而改变了相邻网格间径流输入与输出关系,影响到每一个栅格内径流向流域出口汇集的路径,最终影响了整个流域的排水网络空间分布结构,表现为各河段的走势、长短的变化。DEM 栅格尺度增大对排水网络的影响,主要表现在减小了河段长度,对比降影响不明显。

在其他条件完全相同的情况下,河段长度的减小,将缩短流域内各点向流域出口汇流的时间,导致模拟的洪峰出现时间提前,峰值增大。DEM 栅格坡度及流域平均坡度的减小,又会增大流域各点的汇流时间,导致峰现时间推迟,峰值减小。可见,河段长度变化与坡度变化对径流过程的影响有相互抵消作用,可认为该抵消作用导致了图 3 中计算单元边长为 500 m 和 800 m 以及 1 000 m 和 1 500 m 的模拟结果相似。根据计算单元边长对模拟过程的影响结果(图 3)可以看出,基于不同分辨率 DEM 模型的模拟结果之间之所以存在差异,主控因素为栅格坡度的不同(外部直接表现为提取的流域平均坡度的不同)。图 3 模拟的洪水过程分别在计算单元边长为 300 ~ 500 m 之间和 800 ~ 1 000 m 出现的突变与图 5(b)中坡度随 DEM 栅格尺度变化的两个突变点完全吻合,证明了坡度对模拟结果影响的主控作用。

从模型结构及计算方法来看,计算单元坡度变化通过影响模型中计算的流速,进而影响单元间径流的转换强度,最终影响了流域出口的流量过程。

4 计算单元边长对模型影响的矫正方法

4.1 矫正方法

国内外广泛采用的坡面及河道流速计算公式中的下垫面糙率都是针对坡地与河道的真实坡度或比降(对应高分辨率 DEM),因此,对于基于某一低分辨率 DEM 的模型,在直接采用提取的坡度或比降值计算坡面或河道内流速时,必须增加一个反映坡度影响的矫正因子,对非真实坡度或比降进行矫正,计算公式为

$$\frac{dV_c}{dt} = a - bV_c$$

(1)

其中

$$a = r_c + Q_c \qquad b = \frac{\sqrt{Js_0} (\sin\gamma)^{\frac{2}{3}}}{n_c (\tan\gamma)^{\frac{1}{3}} X^{\frac{4}{3}}} \qquad c = \frac{4}{3}$$

式中: V_c ——计算单元内水体积; r_c ——计算单元内时段降水量; Q_c ——计算步长内计算单元的周边来水; s_0 ——计算单元地表坡度; γ ——边坡角度; n_c ——计算单元地表曼宁糙率系数; X ——计算单元边长; J ——

坡度修正系数,用以矫正因 DEM 空间分辨率变化引起的坡度提取误差, J 的大小与流域平均坡度提取误差(用基于两个 DEM 提取的流域坡度的相对比值表示)有关。在实际应用时,必须有 J 与流域坡度比值间的关系曲线,该曲线需要由实测水气象资料的流域分析得到。分析过程为:首先率定基于不同分辨率 DEM 的水文模型的 J ,然后由 DEM 分辨率根据归一化的流域坡度与 DEM 栅格尺度间的关系线得到流域坡度比,最后得到 J 值与流域坡度比之间的关系曲线。

可以看出,使用提出的矫正方法时需要两条关系曲线,第一条曲线是归一化的流域坡度与 DEM 栅格尺度间的关系线,第二条曲线是矫正系数与流域坡度比之间的关系线。

4.2 实例验证

将由计算单元边长为 2 000 m 模型率定的参数经过矫正后用于计算单元边长为 400 m 模型,以检验本文提出的矫正方法的有效性。采用 4 场洪水过程来分析 J 与流域坡度比值间的关系。由于率定参数时使用的是计算单元边长为 2 000 m 的模型,所以分析出的是相对单元尺度为 2 000 m 模型的矫正系数。计算结果如表 4 和图 8 所示。由表 4 和图 8 可以看出,不同大小计算单元的模型之间的矫正系数差别明显。

由图 5 可得 400 m 分辨率与 30 m 分辨率的平均坡度间的比值为 0.30,2 000 m 分辨率与 30 m 分辨率的平均坡度间的比值为 0.11,则 400 m 分辨率与 2 000 m 分辨率的平均坡度间的比值为 2.7。根据图 8 可得计算单元边长为 400 m 的模型对于计算单元边长为 2 000 m 模型的坡度矫正系数为 0.222。

将由计算单元边长为 2 000 m 的模型率定所得参数以及矫正系数 0.222 用于计算单元边长为 400 m 的模型,模拟结果如图 9 所示。由图 9 可以看出,矫正后的模拟

表 4 矫正系数与计算单元边长及流域坡度比值关系
Table 4 Relationship between correction coefficient, calculation unit scale and watershed slope ratio

计算单元 边长/m	矫正系数					流域 坡度比
	200803 号	200901 号	201602 号	201703 号	平均值	
300	0.09	0.09	0.10	0.09	0.09	3.00
500	0.38	0.57	0.40	0.40	0.44	2.33
800	0.25	0.32	0.22	0.28	0.27	1.75
1 000	0.50	0.55	0.72	0.66	0.61	1.50
1 500	0.76	0.73	0.86	0.83	0.80	1.17
2 000	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00

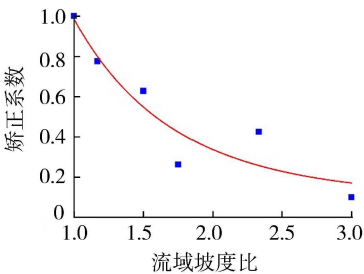


图 8 2 000 m 基准流域坡度比与矫正系数关系

Fig. 8 Relationship between slope ratio and correction coefficient in 2 000 m watershed

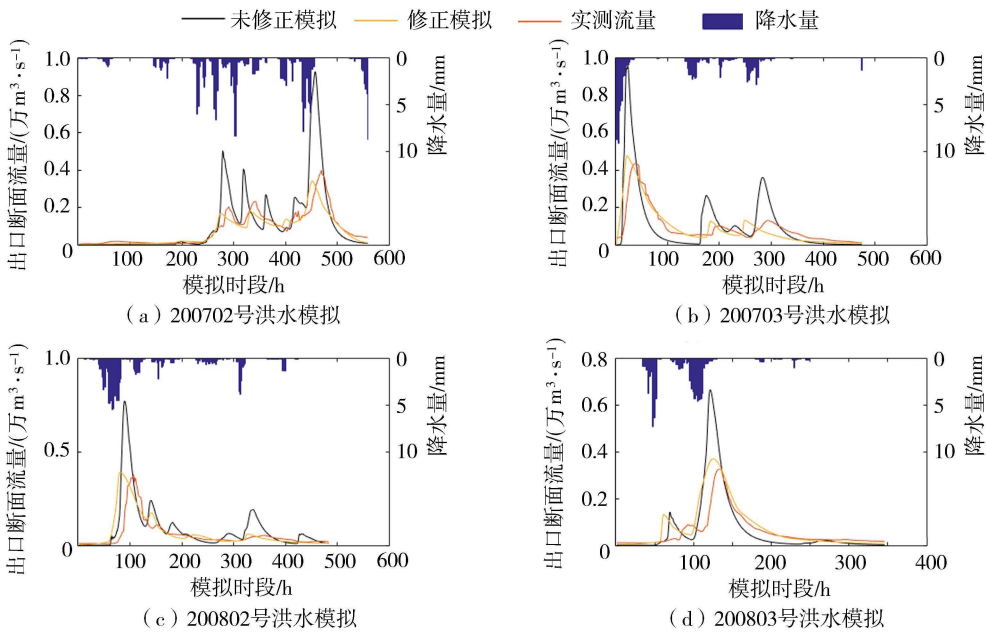


图 9 矫正前后模拟洪水过程对比

Fig. 9 Comparison of simulated flood process before and after correction

结果无论是流量过程线、洪峰流量还是峰现时间,均更加接近实测值,显著改善了模型的模拟效果。

4.3 矫正方法的使用

- 基于提出的矫正方法,在无资料大流域中可以按照以下步骤构建分布式流域水文模型:
- a. 目前较高分辨率 DEM(如 30 m×30 m)可以免费获得,更高分辨率的 DEM 也可以得到。借助 GIS 工具,经过再采样可以得到不同分辨率情况下的研究流域,进而得到归一化的流域坡度与 DEM 栅格尺度之间的关系曲线。
 - b. 假定高分辨率 DEM(如 30 m×30 m 或更小尺度)代表流域真实的地表特征,对应的分布式流域水文模型的糙率可直接取用相关文献中的数值。
 - c. 借用有实测水文资料的流域,分析计算单元边长为 30 m 模型的矫正系数与坡度比值之间的关系曲线。
 - d. 为减少计算量,增加模型运行的时效性,选择较低分辨率 DEM 构建分布式流域水文模型,根据模型计算单元边长确定矫正系数值,同时根据流域的下垫面条件从相关文献中查出对应的糙率及其他参数值,最后将矫正系数及参数值代入模型中,完成具有物理基础的分布式流域水文模型的构建。

5 结 语

本文研究了相同参数情况下计算单元边长对具有物理基础的分布式流域水文模型模拟结果的影响,根据 DEM 分辨率与提取的流域特征之间关系,分析了计算单元边长对模拟结果的影响机理。由于不同流域的真实地形坡度不同,使得随着 DEM 分辨率的变化,提取的流域坡度变化绝对值差异明显,但经过本文提出的归一化处理后,由 DEM 提取的流域坡度随 DEM 分辨率变化的相对值非常接近。可见,不同流域间流域坡度受 DEM 分辨率的影响具有极强的规律性。对于同一流域,相同地面糙率时分布式流域水文模型的模拟效果受计算单元边长大小的影响明显,主要是由计算单元对流域地形坡度均化作用的不同引起,且通常情况下不同计算单元边长的分布式流域水文模型之间糙率系数不宜直接移用。。

在对流域坡度与 DEM 分辨率关系研究的基础上,提出了可以消除计算单元边长对分布式流域水文模型影响的矫正方法,该方法可以在很大程度上消除由栅格均化作用导致的分布式流域水文模型的模拟误差,因此,能够有效地解决具有物理基础的分布式流域水文模型在无资料流域的应用问题。

参考文献:

[1] FREEZE A R, HARLAN L R. Blueprint for a physically-based, digitally-simulated hydrologic response model[J]. Journal of Hydrology,1969,9(3):237-258.

[2] 包红军. 基于分布式水文模型的小流域山洪预报方法与应用[J]. 暴雨灾害,2017,36(2):156-163. (BAO Hongjun. Forecasting method and application of mountain torrents in small watershed based on distributed hydrological model[J]. Rainstorm Disasters,2017,36(2):156-163. (in Chinese))

[3] 郭生练,熊立华,杨井,等. 基于 DEM 的分布式流域水文物理模型[J]. 武汉水利电力大学学报,2000,33(6):1-5. (GUO Shenglian,XIONG Lihua,YANG Jing,et al. Distributed watershed hydrological physical model based on DEM[J]. Journal of Wuhan University of Water Resources and Electric Power,2000,33(6):1-5. (in Chinese))

[4] 邢坤,雷晓云,雷晓辉. 分布式水文模型 EasyDHM 在玛纳斯河流域径流模拟中的应用[J]. 水资源与水工程学报,2014,25(4):20-23. (XING Kun, LEI Xiaoyun, LEI Xiaohui. Application of distributed hydrological model EasyDHM in runoff simulation of Manas River Basin[J]. Journal of Water Resources and Water Engineering,2014,25(4):20-23. (in Chinese))

[5] 赵娜娜,王贺年,张贝贝,等. 若尔盖湿地流域径流变化及其对气候变化的响应[J]. 水资源保护,2019,35(5):40-47. (ZHAO Nana,WANG Henian,ZHANG Beibei,et al. Runoff variation in Zoige Wetland Basin and its response to climate change [J]. Water Resources Protection,2019,35(5):40-47. (in Chinese))

[6] 赵君,张晓民. 改进的 TOPKAPI 模型及其在洪水预报中的应用[J]. 河海大学学报(自然科学版),2011,39(2):131-136. (ZHAO Jun,ZHANG Xiaomin. Improved Topkapi model and its application in flood forecasting[J]. Journal of Hohai University (Nature Science Edition),2011,39(2):131-136. (in Chinese))

[7] 田开迪,沈冰,贾宪. MIKESHE 模型在灞河径流模拟中的应用研究[J]. 水资源与水工程学报,2016,27(1):91-95. (TIAN Kaidi,SHEN Bing, JIA Xian. Application of MIKE-SHE model in runoff simulation of Bahe River[J]. Journal of Water Resources and Water Engineering,2016,27(1):91-95. (in Chinese))