

云南省渔洞水库山区流域降雨径流过程模拟

李姣姣,种丹,李浩杰,范硕,张世强*

西北大学 城市与环境学院, 陕西 西安 710127

摘要: 山区降水和蒸散发的准确估计对于理解降雨径流过程至关重要,同时也是径流模拟和预估的难点所在。本研究以云南省渔洞水库山区流域为例,对比了三种潜在蒸发量计算方案及三种降水修正方案对径流模拟的影响。结果表明:单独采用不同降水修正方案和蒸发高程修正方案,模拟的结果均比未修正的精度高,将任一降水修正方案与蒸发高程修正方案的组合,都能取得更好的径流模拟效果;P-M和Allen蒸发计算方案对于山区流域具有适应性,但模拟结果低于20cm观测方案,说明观测蒸发数据的重要性;观测的降水量低于修正后的降水量,反映出采用降水校正对认识流域径流过程中各组分实际构成具有一定的作用。

关键词: 山区流域;降水修正;蒸发修正;影响

中图分类号: K928

文献标识码: A

文章编号: 1000-2324(2017)01-0056-08

Simulation of Rainfall Runoff Process in Mountainous Areas of Yudong Reservoir Yunnan Province

LI Jiao-jiao, CHONG Dan, LI Hao-jie, FAN Shuo, ZHANG Shi-qiang*

College of Urban and Environmental Science/Northwest University, Xi'an 710127, China

Abstract: Precise estimation on precipitation and evapotranspiration in mountain areas is essential for understanding rainfall-runoff processes and at the same time also a difficult problem in runoff simulation and prediction. This paper studied the influence of three potential evapotranspiration schemes and three precipitation correction schemes compared with the Yudong Reservoir mountainous areas in the basin of Yunnan Province. The results showed that the accuracy of the simulation was higher than that of the unadjusted ones by using different precipitation correction schemes and evaporation elevation correction schemes separately, besides, the combination of any precipitation correction schemes and the evaporation elevation correction schemes could achieve better runoff simulation results; it demonstrated that the P-M and Allen schemes had some adaptability to the mountainous watersheds, however, the P-M and Allen schemes simulation results were still lower than the 20 cm observation scheme which demonstrated the importance of observational evaporation data; the observed precipitation data were lower than the modified rainfall which indicated that the adoption of precipitation correction had a certain effect on the actual composition of each component in the runoff process.

Keywords: Mountainous watershed; precipitation correction; evaporation correction; influences

降水和蒸发是全球水循环和气候变化研究的基础资料。在水文模型和水资源评价中降水和蒸发也是必不可少的参数,降水数据的准确性直接影响了流域尺度的水文过程的模拟和预估^[1-5]。降水在观测时由于受到雨量器的湿润作用、风速和水汽蒸发等各种因素影响使得观测的降水数据存在误差。国际上19世纪70年代开始对各种雨量器进行对比观测,完成了观测降水的误差分析及其修正方法^[6-8]。我国对降水观测误差的组成及其影响的系统评价表明在大部分地区由风速作用引起的动力损失是主要的误差来源,但在降水较少的地区湿润和微量降水观测损失也起着重要作用^[3]。诸多研究^[9-12]表明,误差订正后的降水量较原有实际观测的降水量都有显著的提高,在北极等高纬度固态降水比例较大的地区提高的程度更大。

蒸散发是流域水量平衡计算中重要组成部分^[13],实际蒸散发难以直接观测,常通过潜在蒸散发计算。对于潜在蒸散发的计算也有很多研究^[14-20]。常用的方法包括水面蒸发法、温度法、辐射和综合法四大类方法^[21],山区由于观测站点少,且观测站点常在海拔较低的山谷,在山区直接引用站点计算的蒸散发是否合理尚有疑问。综合考虑降水误差和不同蒸发估算方案及其组合对于山区降雨径流过程模拟的影响研究还十分有限。因此,本研究以云南渔洞水库山区流域为例,运用和对比具有一

收稿日期: 2016-07-20

修回日期: 2016-12-26

基金项目: 水利部公益性行业科研专项:云南高原湖泊水资源地面-遥感监测技术研究(201401026)

作者简介: 李姣姣(1990-),女,硕士研究生,主要从事于水文模型与水资源。E-mail:1576327580@qq.com

***通讯作者:** Author for correspondence. E-mail:zhangsq@lzb.ac.cn

定物理基础且在湿润区和干旱区具有广泛适用性的 P-M 公式^[22]、在美国湿润区资料得到的 Allen 经验公式来计算潜在蒸发以及 20 cm 观测蒸发数据,对比分析了不同降水修正、蒸发校正方案的对径流模拟的影响,降雨径流模拟采用 MIKE11 模型。MIKE11 从上世纪 60 年代起被广泛应用到世界各地不同的气象水文条件下,经过大量工程实践验证^[23-25],本文使用 MIKE11NAM 模块对流域的降雨径流过程进行模拟。

1 数据与方法

1.1 研究区概况

渔洞水库位于云南省昭通市昭阳区西北、长江上游金沙江流域横江支流洒渔河正源的居乐河上,位于东经 103°19'~32',北纬 27°10'~34'之间,如图 1 所示。渔洞水库以上流域面积 709 km²,属北亚热带高原季风气候,流域内地形复杂,山高坡陡,河谷深切,西南地势高,东北地势低,海拔在 1985~3111.4 m 之间,多数相对高差 600~800 m^[26],流域平均高程 2241 m,属于典型的西南山区流域。

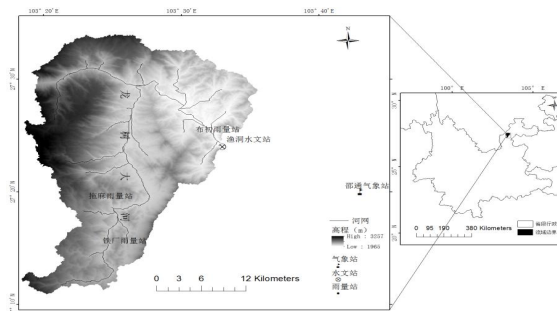


图 1 渔洞水库山区流域地理位置

Fig.1 The location of watersheds in Yudong reservoir mountainous areas

1.2 模型原理

MIKE 11 NAM 是一个概念性集总模型,通过连续计算四个不同且相互影响的储水层的含水量来模拟产汇流过程,这四个储水层代表流域内不同的物理单元,分别是积雪储水层、地表储水层、土壤或植物根区储水层以及地下水储水层^[6],模型中 9 个重要的参数及范围如表 1 所示。

表 1 NAM 9 个重要的参数

Table 1 9 important parameters of NAM model

模型参数 Parameters	参数的意义 Meaning	取值范围 Interval value	初始值 Initial value
地表储水区最大含水量 $U_{max}(mm)$	影响蒸发和水量平衡	10~25	10
根区储水区最大含水量 $L_{max}(mm)$	影响蒸发和水量平衡	50~250	150
地表径流系数 CQOF	将净降雨分配为地表径流和入渗	0~1	0.55
壤中流时间常数 CKIF(h)	与 U_{max} 一起决定了壤中流的流量	500~1000	1000
地表径流和壤中流汇流时间 $CK_{12}(h)$	决定流量峰值形状	3~48	24
地表径流的根区阈值 TOF	汛期开始时延迟地表径流的形成	0~1	0.8
壤中流的根区阈值 TIF	汛期开始时延期壤中流的形成	0~1	0
地下水补充的根区阈值 TG	汛期开始时延迟地下水的补充	0~1	0
基流计算的时间常数 CKBF(h)	决定基流过程线的形状	500~5000	2400

模型较敏感的参数有 5 个分别是 U_{max} 、 L_{max} 、CQOF、 CK_{12} 、CKBF。 U_{max} 、 L_{max} 主要影响蒸发和总水量的平衡,CQOF 主要反映了水分下渗和补给的状况,对径流的峰值影响大,与流域的土壤类型有很大的关系,对于大颗粒沙质土壤以及坡降平坦和不饱和层较厚的流域,CQOF 值较小,对于下渗较差,覆盖层较厚、粘性土层流域,其值较大些,渔洞水库流域土塘类型为黄壤土,下渗较弱, CK_{12} 反应了集水区对降雨的响应速度,主要控制峰值和峰现时间,汇流时间越长,峰值越低,峰现时间延迟,CKBF 演算地下水补给,控制基流过程线形状,对退水过程和早期枯水期流量影响较大。当壤中流不占河流的主要组成部分时,TOF 只在枯期起作用,其值可从一次大的降雨过程出现时,流量无明显反映的过程中试错率定。TG 延迟地下水的补给^[27],本文的模型参数通过人工率定确定的参数。

1.3 数据

模型需要输入的基本数据有：降水数据、潜在蒸发数据。研究区有三个雨量站点分别是铁厂站、托麻站、布初站（图 1），利用泰森多边形计算流域面降水量。潜在蒸发数据通过两种计算方法和 20 cm 观测数据。实际蒸散发的计算基于模型的参数和潜在蒸发量数据计算。

水文站点渔洞站的水文资料作为模型率定和验证用。考虑到水库 1995 后开始运行后水文资料需要校正，本研究采用了资料完备且未受干扰的 1981~1995 年的水文资料。模型的模拟时间步长为日尺度，用 1981~1990 的实测月平均流量值进行率定，1991~1995 的实测月平均流量值进行验证。

1.4 检验规则

模型模拟效果的评价通过对比纳什效率系数（ NSE ）和相关性（ R ）、多年模拟平均流量与多年实测平均流量的差值（ D ），其公式如下：

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs.i} - \overline{Q_{obs}})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs.i} - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (1)$$

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs.i} - \overline{Q_{obs}})(Q_{sim.i} - \overline{Q_{sim}})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{obs.i} - \overline{Q_{obs}})^2 \sum_{i=1}^n (Q_{sim.i} - \overline{Q_{sim}})^2}} \quad (2)$$

$$D = \overline{Q_{sim}} - \overline{Q_{obs}} \quad (3)$$

式中： $\overline{Q_{obs}}$ 为实测平均流量（ m^3/s ）， $\overline{Q_{sim}}$ 为模拟平均流量（ m^3/s ）。 NSE 和 R 的计算流量为月均值， NSE 越接近 1， R 越接近 1，说明模拟效果较好。 D 是多年模拟平均流量与多年实测平均流量差值，差值的计算流量均值是多年均值，差值越小，说明模拟效果越好。

在模型率定的过程中要考虑以下几个目标：总水量的平衡、流量过程线形状相吻合、流量在大小以及时间在峰值时的吻合、低流量的吻合。

2 试验方案

2.1 不同潜在蒸发计算方案

选取研究区山脚的国家气象站点（昭通站点），根据气象数据利用 P-M 公式（ ET_{P-M} ）、Allen 拟合公式（ ET_{Allen} ）计算潜在蒸散。具体公式如下。

$$ET_{P-M} = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + r \frac{900}{T + 273} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + r(1 + 0.3U_2)} \quad (4)$$

$$ET_{Allen} = 0.489 + 0.289 R_n + 0.023 T \quad (5)$$

R_n 为净辐射($MJ/(m^2 \cdot d)$)； G 为土壤热通量($MJ/(m^2 \cdot d)$)，以天计算蒸散量，可取值 $G=0$ ^[22]； r 为湿度计常数($kPa/^\circ C$)； U_2 为 2 m 处的风速(m/s)； e_s 、 e_a 分别为计算时段的饱和水汽压和实际水汽压，用日平均温度和平均相对湿度计算(kPa)； Δ 为饱和水汽压-温度曲线上的斜率($kPa/^\circ C$)； T 为平均气温，参数的详细计算过程参考 Allen^[22]。

对蒸发数据使用距离研究区较近的山脚站点数据，气温随海拔升高而变化，而气温直减率是一个关键的气象参数，基于此可推求某海拔高处的气温值，一般认为在对流层自由大气的气温直减率为 $0.6^\circ C/100 m$ ，流域平均高程 2241 m，根据高程差对昭通气象站点的气温数据进行校正，进而利用 P-M、Allen 公式和修正后的气温计算得到潜在蒸发量作为研究区的潜在蒸发量。

2.2 不同降水修正方案

对降水数据的修正使用了 3 种方案：（1）Yang 方案，主要是杨大庆等利用 1985~1991 年在乌鲁木齐河流域从海拔 917 m 的乌鲁木齐气象站到 3730 m 的乌鲁木齐河源 1 号冰川末端进行系统的降水误差对比观测获得，降水修正方法可以表示为^[28]： $P_c = K(P_g + P_w + P_e + P_l)$ (6)

式中 P_c 为修正后的降水， P_g 位于雨量桶观测到的降水， P_w 和 P_e 分别代表湿润和蒸发损失， P_l 为微量降水损失，降水量较小，一般不考虑动力损失， K 是动力损失修正系数。乌鲁木齐的河源对

比观测表明我国雨量计的捕捉率与风速的关系如下:

$$CR_{snow} = \exp(-0.056 W_s) * 100 \quad (0 < W_s < 6.2) \quad (7)$$

$$CR_{rain} = \exp(-0.04 W_s) * 100 \quad (0 < W_s < 7.3) \quad (8)$$

其中 W_s 是我国标准的 10 m 高度日风速 (m/s), 雨加雪则按下式计算,

$$CR_{mixed} = CR_{snow} - (CR_{snow} - CR_{rain}) * (T_d + 2) / 4 \quad (9)$$

$$T_d = \begin{cases} -2 & (T \leq -2) \\ 2 & (T > 2) \\ T & (-2 < T < 2) \end{cases} \quad T_d = 2(T > 2 \text{ } ^\circ\text{C})$$

CR_{rain} 、 CR_{snow} 、 CR_{mixed} 分别指降雨、降雪、混合降水情况下的风速捕捉率, T 是日平均气温, 气温高于 $2 \text{ } ^\circ\text{C}$ 按照降雨对待, 气温低于 $-2 \text{ } ^\circ\text{C}$ 按照降雪处理, 对没有降水类型的资料按照此规律确定雨雪类型, 动力修正系数 $K=1/CR$, 依据风速、降水量以及降水类型, 实际的日降水量可以表示为:

$$P_c = \begin{cases} K(P_g + P_w) = \frac{P_g + P_w}{CR} & > 0.1\text{mm 的降水日} \\ P_t & \text{微量降水日} \end{cases}$$

(2) Chen 方案, 是陈仁升等利用 2010~2015 年在祁连山的黑河流域利用不同标准观测雨量计来观测并对比实验获得, 湿润损失、微量损失、蒸发损失同上 Yang 的修正方法, 雨量计捕捉率计算参考其对比观测实验^[29]: $CR_{snow} = 100e^{-0.08W_{s10}}$ $0 < W_{s10} < 4.8$ (10)

$$CR_{rain} = 0.181 W_{s10}^3 - 0.256 W_{s10}^2 - 0.795 W_{s10} + 100 \quad 0 < W_{s10} < 7.4 \quad (11)$$

$$CR_{mixed} = 100e^{-0.06W_{s10}} \quad 0 < W_{s10} < 5.9 \quad (12)$$

式中 CR_{rain} 、 CR_{snow} 、 CR_{mixed} 分别指降雨、降雪、混合降水情况下的风速捕捉率, W_{s10} 指 10 m 高度处日风速。

(3) Kang 方案, 是根据康尔泗等^[30]使用概念性模型对黑河流域出山径流预报中所采用的降水修正方案, 即液态降水*1.1, 固态降水*1.3, 液态降水和固态降水的分离参考 Bergstrom^[31], 则可近似表示为。

$$\begin{cases} T \geq T_L & P_s / P = 0 \\ T \leq T_s & P_s / P = 100 \\ T_s < T < T_L & P_s / P = (T_L - T) / (T_L - T_s) \end{cases} \quad (13)$$

式中 T_s 和 T_L 分别是固态降水和液态降水的临界气温, T 为日均气温, P 为日降水量, P_s 为固态降水量。

3 试验结果

3.1 观测数据模拟结果

以 20 cm 观测蒸发数据为参考、降水原始数据模拟结果, 率定期与验证期模拟值与实测值对比如图 2 和图 3 所示。

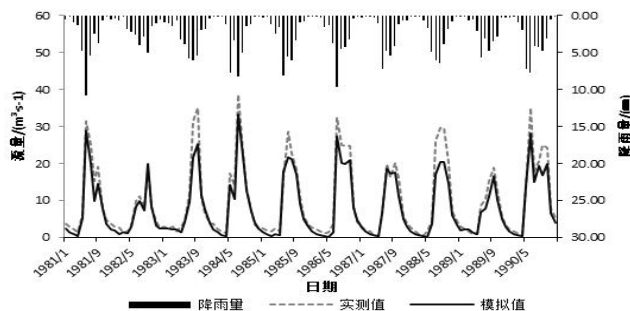


图 2 率定期模拟值与实测值的对比图

Fig.2 Comparison between the simulated and observed monthly discharge in the calibration period

率定期 1981~1990 年, 率定期 NSE 和 R 分别为 0.91、0.98, 多年平均差值为 $-2.02 \text{ m}^3/\text{s}$, 可以看

出模拟值和实测月均流量值的趋势一致，7、8 月份模拟值的高峰值低于实测值。

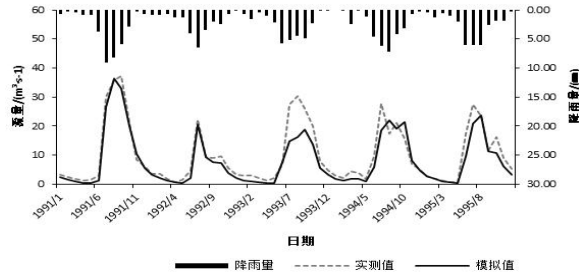


图 3 验证期模拟值与实测值对比图

Fig.3 Comparison between the simulated and observed monthly discharge in the validation period

验证期 1991~1995 年，验证期 NSE 为 0.86、 R 为 0.95 和差值为 $-1.92 \text{ m}^3/\text{s}$ ，仍然是 7、8 月份实测流量月均值高于模拟值，模拟值与实测值变化趋势一致，率定期与验证期 NSE 和 R 分别在 0.86 和 0.95 以上，使用 20 cm 观测的蒸发模拟的结果精度较高。

3.2 两种蒸发计算及高程修正方案下的径流对比

以 P-M、Allen 计算的潜在蒸发，观测降水数据模拟的结果如表 2 所示。

表 2 两种蒸发计算方案下模拟的结果

Table 2 Simulation results under two kinds of evaporation calculation schemes

参数 Parameters	率定期		验证期	
	P-M	Allen	P-M	Allen
NSE	0.76	0.81	0.79	0.80
R	0.97	0.97	0.94	0.95
多年模拟平均流量 (m^3/s)	6.43	11.66	7.26	11.74
差值 (m^3/s)	-3.29	1.94	-2.73	1.75

从表 2 得出率定期 Allen 计算的潜在蒸发，降水数据不变模拟的结果 NSE 和 R 分别为 0.81 和 0.97，差值为 $1.94 \text{ m}^3/\text{s}$ ，P-M 计算的蒸发 NSE 低于 Allen，多年平均差值为 $-3.29 \text{ m}^3/\text{s}$ ，验证期的结果具有一致性。以 20 cm 观测蒸发为参考，发现 P-M 计算的蒸发量较大，多年模拟平均流量值小于实测值，而 Allen 计算的蒸发较小，多年模拟平均流量大于多年实测均值。

对 P-M、Allen 两种方法计算的潜在蒸发进行修正的率定期与验证期结果如表 3 所示。

表 3 蒸发高程修正方案下率定期和验证期结果

Table 3 Potential evaporation elevation corrected in the calibration and validation period

参数 Parameters	率定期		验证期	
	P-M 高程修正	Allen 高程修正	P-M 高程修正	Allen 高程修正
NSE	0.83	0.82	0.82	0.81
R	0.97	0.97	0.95	0.96
多年模拟平均流量 (m^3/s)	6.72	11.62	7.54	11.45
差值 (m^3/s)	-3.00	1.90	-2.45	1.73

表 3 得出在率定期 1981~1990，P-M 计算的蒸发高程修正 NSE 高于 Allen 蒸发高程修正模拟结果， NSE 为 0.81，差值为 $-3.00 \text{ m}^3/\text{s}$ ，验证期同样 P-M 高程修正的 NSE 高于 Allen 高程修正模拟的结果，但是 Allen 高程修正模拟的绝对差值小于 P-M 高程修正模拟的结果。

两种方法计算的潜在蒸发，进行高程修正后的 NSE 和 R 较原始数据的结果都有所提高，差值也减少，说明在利用 P-M 或 Allen 方案计算山区潜在蒸散发时，进行高程校正是很必要的。而两种方案高程修正后率定期和验证期 NSE 在 0.80 以上，满足模拟精度，在没有测得的蒸发数据时，这两种方法在该区域具有适用性。利用两种蒸发方案无论是否进行高程校正，模拟的效果均较直接采用 20 cm 观测蒸发模拟的效果差，说明在有区域蒸发观测资料的情况下，利用蒸发观测资料可能取得更好的结果。

3.3 不同降水修正方案下的径流对比

潜在蒸发利用 20 cm 观测资料的情况下, 分别采用 Yang, Chen, Kang 三种降水修正方案下模拟的率定期与验证期结果如表 4 所示。

表 4 20 cm 观测蒸发下不同降水修正方案率定期与验证期结果对比

Table 4 The comparison of difference bias- corrected Precipitation methods in the calibration and validation period

参数 Parameters	率定期			验证期		
	Yang 方案	Chen 方案	Kang 方案	Yang 方案	Chen 方案	Kang 方案
<i>NSE</i>	0.88	0.85	0.86	0.9	0.92	0.91
<i>R</i>	0.94	0.92	0.92	0.96	0.96	0.96
多年模拟平均流量 (m ³ /s)	9.75	9.1	9.29	10.67	10.01	10.31
差值 (m ³ /s)	0.03	-0.62	-0.43	0.68	0.02	0.32

表 4 得出, 20 cm 观测蒸发下不同降水修正方案模拟的结果可以发现验证期总体模拟结果好于率定期, 率定期 *NSE* 在 0.85 以上, *R* 在 0.92 以上, 验证期 *NSE* 在 0.90 以上, *R* 都为 0.96, 对比原始数据模拟结果, 对降水数据修正后其绝对差值小于原始数据模拟的结果, 模拟值和实测值更接近。

P-M 计算的潜在蒸散下对降水按照三种方法修正得到的率定期与验证期结果如表 5 所示。

表 5 P-M 计算下不同降水修正方案率定期和验证期结果对比

Table 5 The comparison of difference bias- corrected Precipitation methods in the calibration and validation period

参数 Parameters	率定期			验证期		
	Yang 方案	Chen 方案	Kang 方案	Yang 方案	Chen 方案	Kang 方案
<i>NSE</i>	0.81	0.77	0.78	0.81	0.83	0.82
<i>R</i>	0.91	0.9	0.9	0.92	0.92	0.92
多年模拟平均流量 (m ³ /s)	8.59	7.79	8.04	10.19	9.48	9.83
差值 (m ³ /s)	-1.13	-1.93	-1.68	-0.89	-0.51	-0.16

通过对比表 5 中的数据得出: 率定期按照 Yang 修正方案下, 蒸发数据按照 P-M 方案计算, *NSE* 最佳, 且其与多年实测平均流量差值最小; 其次是按照 Kang 方案的结果较好, 三种方案的结果都是多年模拟均值高于多年实测均值。

验证期三种方案模拟的 *NSE* 均在 0.81 以上, 差别不大; *R* 一致, 差值均比较理想, 其中最小的是 Kang 方案, 差值为 -0.16 m³/s, 表明通过降水修正后的降水和蒸发可能更符合实际情况。

潜在蒸发按照 Allen 公式计算, 利用不同的降水修正方法对降水数据进行修正, 得到的结果如表 6 所示。

表 6 Allen 计算潜在蒸发下不同降水修正方案率定期与验证期结果对比

Table 6 The comparison of difference bias- corrected Precipitation methods in the calibration and validation period

参数 Parameters	率定期			验证期		
	Yang 方案	Chen 方案	Kang 方案	Yang 方案	Chen 方案	Kang 方案
<i>NSE</i>	0.81	0.84	0.86	0.80	0.81	0.83
<i>R</i>	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94
多年模拟平均流量 (m ³ /s)	11.20	10.81	10.37	11.64	11.73	11.41
差值 (m ³ /s)	1.48	1.09	0.65	1.65	1.74	1.42

表 6 可以得到: 率定期 Kang 方案 *NSE* 为 0.86, 差值为 0.65 m³/s, 其次是 Chen 方案模拟的结果较好, Yang 方案 *NSE* 为 0.81, 差值为 1.48 m³/s, 验证期 Kang 方案 *NSE* 和 *R* 的值都较高, 且其差值小, Chen 方案得到的 *NSE* 值次之, 但其差值大于其他两个修正结果。Allen 公式计算的潜在蒸发量值较 P-M 计算的值小, 但模拟的多年平均流量值较大。

三种潜在计算方案下, 三种降水修正方案下模拟的结果均比未修正的精度高, 且观测值和模拟值之间的差值小, 20 cm 观测蒸发方案下, 降水数据利用三种方案修正后差值小, 与多年模拟平均实测值更接近, 其次是 P-M 和 Allen 计算方案下, 降水数据修正的结果较好。相对而言, 降水修正后对模拟的影响更大, 说明对于山区降水的修正有一定意义, 修正后的降水数据更接近流域的实际降水。

3.4 降水与蒸发同时修正方案下的径流对比

在 P-M 计算潜在蒸发方案中考虑高程影响情况下, 利用三种降水修正方案的结果如表 7 所示。

表 7 P-M 考虑高程影响情况下, 利用三种降水修正方案的率定期和验证期结果对比
Table 7 The comparison of elevation corrected potential evaporation and bias- corrected precipitation methods in the calibration and validation period

参数 Parameters	率定期			验证期		
	Yang 方案	Chen 方案	Kang 方案	Yang 方案	Chen 方案	Kang 方案
<i>NSE</i>	0.82	0.79	0.8	0.81	0.83	0.81
<i>R</i>	0.91	0.81	0.9	0.93	0.92	0.92
多年模拟平均流量 (m ³ /s)	8.9	8.09	8.34	10.49	9.76	10.11
差值 (m ³ /s)	-0.82	-1.63	-1.38	-0.50	-0.23	-0.12

如表 7 所示: 率定期模拟效果最好的是 P-M 考虑高程影响与 Yang 降水修正方案组合, 且其与多年实测平均流量差值小, 其次是 Kang 降水修正方案组合模拟的结果, *NSE* 为 0.80, 差值为-1.38 m³/s, 与多年实测平均流量差值较大的是 Chen 降水修正方案模拟得到的结果。

在验证期几种组合方案获得的 *NSE* 差距较小, 均在 0.8 以上。其中模拟效果最佳的是 P-M 考虑高程影响与 Chen 降水修正方案的组合, *NSE* 为 0.83, 其差值为-0.23 m³/s; 其次是蒸发高程修正和 Kang 降水修正方案组合得到的结果, 差值为-0.12 m³/s。验证期三个方案差值较率定期的差值低。

在 Allen 方案计算潜在蒸发下考虑高程影响, 对比三种降水修正方案得到的结果如表 8 所示。

表 8 Allen 考虑高程影响情况下, 利用三种降水修正方案的率定期和验证期结果
Table 8 The comparison of elevation corrected potential evaporation and bias- corrected precipitation methods in the calibration and validation period

参数 Parameters	率定期			验证期		
	Yang 方案	Chen 方案	Kang 方案	Yang 方案	Chen 方案	Kang 方案
<i>NSE</i>	0.81	0.86	0.86	0.80	0.84	0.83
<i>R</i>	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94	0.94
多年模拟平均流量 (m ³ /s)	11.26	10.31	10.43	11.69	11.28	11.47
差值 (m ³ /s)	1.54	0.59	0.71	1.70	1.29	1.48

表 8 可以看出, 在 Allen 方案计算潜在蒸发下, Chen 降水修正 *NSE* 为 0.86, 差值为 0.59 m³/s, 较其他两种方案的结果好, 蒸发高程修正, Yang 方案 *NSE* 值最低, 且其差值较大, 验证期与率定期的结果具有一致性。

总体来看, 不同降水修正和潜在蒸发计算方案中考虑高程影响的组合方案明显优于单独对降水进行修正或单独对蒸发考虑高程影响的修正, 这说明在山区对降水和蒸发进行修正是很有必要的, 这可能与山区地形复杂, 通过考虑山区地形的影响能够更好的反映真实的水文要素的空间分布。

4 结论

通过对比三种蒸发方案, 三种降水修正方案对降水数据进行修正, 以及对两种蒸发计算方案考虑高程影响, 及其组合的对渔洞水库以上山区流域的径流模拟表明, P-M 和 Allen 计算得到的潜在蒸发量在该地区有一定的适用性, 但采用 20 cm 观测值时模拟效果仍是最佳, 表明观测数据的重要性。在单独采用不同降水修正方案和蒸发高程修正方案, 模拟的结果仍较修正前的精度高: 考虑高程影响的蒸发方案模拟的率定期和验证期效率系数和相关性均高于修正前, 且多年模拟流量均值与实测值的差异较小, 并且降水修正后模拟精度也较高。而将任一降水修正方案与蒸发修正方案的组合均能较好的模拟径流过程, 表明降水修正和蒸发校正对山区流域非常重要, 这说明山区地形和高程的影响是不可忽视的因素。潜在蒸散发的计算对于不同的地区应选用适合本地区的计算方法。降水数据的修正使得降水量更接近实际值, 对于深入理解流域水量平衡各要素的组成具有重要意义。

参考文献

- [1] 杨建平, 丁永建, 陈仁升, 等. 近 50 年来中国干湿气候界线的 10 年际波动[J]. 地理学报, 2002, 57(6): 655-661
- [2] 张晓琳, 熊立华, 林琳, 等. 五种潜在蒸散发公式在汉江流域的应用[J]. 干旱区地理, 2012(2): 229-237
- [3] 叶柏生, 杨大庆, 丁永建, 等. 中国降水观测误差分析及其修正[J]. 地理学报, 2007(1): 3-13
- [4] 叶柏生, 成鹏, 杨大庆, 等. 降水观测误差修正对降水变化趋势的影响[J]. 冰川冻土, 2008(5): 717-725
- [5] 杨大庆, 康尔泗, 张寅生, 等. 天山乌鲁木齐河源夏季降水观测中的动力损失及其修正[J]. 气象, 1989(1): 22-27

- [6] Sevruk B. Reliability of precipitation measurement[C]//Sevruk B. Proc. International Workshop on Precipitation Measurement, St.Moritz, Switzerland, WMO/IAHS/ETH, 1989:13-19
- [7] Yang D, Goodison BE, Metcalfe JR, *et al.* Compatibility evaluation of national precipitation gauge measurements[J]. *J. of Geophysical Research-Atmospheres*, 2001,106(D2):1481-1492
- [8] Karl TR, Quayle RG, Groisman PY. Detecting climate variations and change: new challenges for observing and data management system[J]. *J. Climate*, 1993,6(8):1481-1494
- [9] Metcalfe JR, Ishida S, Goodison BE. A corrected precipitation archive for the Northwest Territories[C]//Mackenzie Basin Impact Study, Interim Report #2, Proc. Sixth BiennialAES/DIAND Meeting on Northern Climate, Yellowknife,NWT, Canada, 1994:110-117
- [10] Yang D, Goodison BE, Benson C, *et al.* Adjustment of daily precipitation at 10 climate stations in Alaska: application of WMO intercomparison results[J]. *Water Resources Research*, 1998,34(2):241-256
- [11] Yang D, Ishida S, Goodison BE, *et al.* Bias correction of daily precipitation measurements for Greenland[J]. *J. Geophysical Research*, 1999,105(D6):6171-6182
- [12] Yang D. An improved precipitation climatology for the Arctic Ocean[J]. *Geophysical Research Letters*, 1999,26(11):1625-1628
- [13] 赵玲玲,夏军,许崇育,等.水文循环模拟中蒸散发估算方法综述[J].*地理学报*,2013(1):127-136
- [14] Penman HL. Natural evaporation from open water, bare soil and grass[J]. *Proceedings of the Royal Society of London Series A*, 1948(193):120-145
- [15] Droogers P, Allen RG. Estimating reference evapotranspiration under inaccurate data conditions[J]. *Irrigation and Drainage Systems*, 2002,16(1):33-45
- [16] Priestley CHB, Taylor RJ. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters[J]. *Monthly Weather Review*, 1972,100(2):81-92
- [17] Makkink GF. Testing the penman formula by means of lysimeters[J]. *International Journal of Water Engineering*, 1957,11(3):277-288
- [18] Landeras G, Ortiz-Barredo A, Loepze JJ. Comparison of artificial neural network models and empirical and semi-empirical equations for daily reference evapotranspiration estimation in the Basque Country (Northern Spain)[J]. *Agricultural Water Management*, 2008(95):553-565
- [19] Doorenbos J, Pruitt WO. Guidelines for predicting crop water requirements[M]. Rome: FAO Irrigation and Drainage Paper No.24, Food and Agriculture Organization of the United Nations, 1977
- [20] Wright JL. Derivation of alfalfa and grass reference evapotranspiration[C]//Camp C R, Sadler EJ, Yoder RE, *et al.* Evapotranspiration and Irrigation Scheduling, San Antonio, TX. Process International Conference, ASAE, 1996:133-140
- [21] 陈玉民,郭国双.中国主要作物需水量与灌溉[M].北京:水利电力出版社,1995:45-50
- [22] Allen RG, Pereira LS, Raes D, *et al.* Crop evapotranspiration guidelines for computing crop water requirements[M]. Rome:FAO Irrigation and Drainage Paper No.56, Food and Agriculture Organization of the United Nations, 1998
- [23] Douglis C, Georgiou P, Papadimos D, *et al.* Ecosystem approach to water resources management using the MIKE 11 modeling system in the Strymonas River and Lake Kerkini[J]. *Journal of Environmental Management*, 2012,94(1):132-143
- [24] Odiyo JO, Phangisa JI, Makungo R. Rainfall-runoff modelling for estimating Latonyanda River flow contributions to Luvuvhu River downstream of Albasini Dam[J]. *Physics and Chemistry of the Earth Parts A/B/C*, 2012,35(5-13):5-13
- [25] Makungo R, Odiyo JO, Ndiritu JG. Rainfall-runoff modelling approach for ungauged catchments: A case study of Nzhelele River sub-Quaternary catchment[J]. *Physics and Chemistry of the Earth Parts A/B/C*, 2010,35(13-14):596-607
- [26] 代堂刚,宋昭义.渔洞水库水文变化情势研究[J].*水资源研究*,2014(2):20-24
- [27] Danish Hydraulic Institute. A Modeling System for Rivers and Channels Reference Manual[M]. Denmark: DHI, 2003:148-150
- [28] Yang D. Research on analysis and correction of systematic errors in precipitation measurement in Urumqi river basin, Tianshan[D]. Lanzhou: Lanzhou Institute of Glaciology and Geocryology, Chinese Academy of Sciences, 1988
- [29] Chen R, Liu J, Kang E, *et al.* Precipitation measurement intercomparison in the Qilian Mountains, north-eastern Tibetan Plateau[J]. *The Cryosphere*, 2015(9):1995-2008
- [30] 康尔泗,程国栋,蓝永超,等.概念性水文模型在出山径流预报中的应用[J].*地球科学进展*,2002(1):18-26
- [31] Bergstrom S. Development and Application of a Conceptual Runoff model for Scandinavian Catchments[C]. *Bulletin Series A*, No 52, Lund: Lund University, 1976:12-83