

DOI:10.3880/j.issn.1004-6933.2017.02.007

集总式喀斯特水文模型构建及其应用

许波刘,董增川,洪 娴

(淮海大学水文水资源学院,江苏 南京 210098)

摘要:针对大部分喀斯特流域属于无资料地区的现状,构建资料要求较低的集总式喀斯特水文模型(lumped karst hydrological model,LKHM)。LKHM 以三水源新安江模型为基础,针对喀斯特流域二元三维的流域性质,在汇流计算层做了改进。将岩溶地貌概化为 3 类:溶沟、溶隙、管道,采用滞后演算法模拟溶沟对地表径流的调蓄作用,采用若干线性水库串联模拟不同大小口径的溶隙对地下径流的调蓄作用,将所有管道概化为一个大管道模拟地表径流与地下径流的交换;最后在贵州平湖流域进行模型检验和应用。结果表明:LKHM 模拟精度较高,说明模型的结构、参数合理,具备一定的实用价值。

关键词:集总式喀斯特水文模型;岩溶地貌;溶沟;管道;溶隙;线性水库

中图分类号:P334.92 **文献标志码:**A **文章编号:**1004-6933(2017)02-0037-06

Lumped karst hydrological model and its application

XU Boliu, DONG Zengchuan, HONG Xian

(College of Hydrology and Water Resources, Hohai University, Nanjing 210098, China)

Abstract: Based on the fact that most karst basins are ungauged basins, a lumped karst hydrological model called the LKHM, which requires fewer data than typical models, was established in this study. According to the two-element and three-dimensional properties of karst basins, the LKHM was established based on the three-water sources of the Xin'anjiang model and improved in its calculation of confluence. The karst landform was classified into three types through a generalizability study: grooves, fractures, and pipes. The lag-and-route method was used to simulate the storage effects of grooves on surface runoff. Several linear reservoirs in series were used to simulate the storage effects of fractures with different diameters on subsurface runoff. All pipes were generalized into one large pipe in order to simulate the exchange of surface water and subsurface runoff. The LKHM was applied to the Pinghu Basin in Guizhou Province. The results show that the model has high accuracy, indicating that its parameters and structure are reasonable and the model is applicable.

Key words: lumped karst hydrological model; karst landform; grooves; pipe; fracture; linear reservoir

喀斯特流域是指存在地下水和地表水对可溶性岩石进行破坏和改造形成的地貌的流域。与非喀斯特流域相比,喀斯特流域有着以下独特的地理特征和水文特征^[1]:①流域不闭合,相邻流域存在相当数量的地表水与地下水交换;②流域内地下水面以上多垂直节理,孔道、溶隙、落水洞、漏斗等地貌发育

较好;③流域植被以及地表土壤发育较差,裸露的岩石多,覆盖层薄;④流域内存在较大的地下水蓄水库,蓄水容量与垂直方向节理发育的大小和数量有关;⑤流域存在非岩溶地貌区。

喀斯特流域的上述特征,一方面使大量地表水汇入地下,导致流域内严重的缺水状况;另一方面又

基金项目:国家自然科学基金(51409091)
作者简介:许波刘(1991—),男,硕士研究生,研究方向为水资源规划与管理。E-mail:982395181@qq.com
通信作者:董增川,教授,博士生导师。E-mail:dongzengchuan@163.com

由于流域内排水不畅,引发不少洪涝灾害。研究应用在喀斯特流域的水文模型是解决这些问题行之有效的办法。

国内外学者对此进行了广泛的研究。国外学者首先相继提出了岩溶水双重、三重和四重介质模型。由于喀斯特流域地下水系统介质结构及水动力机理的复杂性,从 20 世纪 70 年代开始,一些学者以系统论为指导展开了集总式水文模型的研究,其中以严启坤^[2]、袁道先等^[3]为代表。随着计算机性能的提高与 3S 技术的发展,很多学者开始将分布式、半分布式水文模型引入到喀斯特流域,常用的包括 SWAT 模型、TOPMODEL 与 SWMM。Schomberg 等^[4-6]在改进的 SWAT 模型基础上建立了岩溶流域分布式水文模型。SWAT 模型具有输入数据易获取、计算效率高的优点,但是主要用于长时段的模拟,难以用于喀斯特流域短时段的洪水过程模拟。索立涛等^[7]在子流域中采用 TOPMODEL 作产流计算,解决了在岩溶地区无法使用的问题。潘欢迎^[8]提出了改进的 KARST-TOPMODEL 模型。TOPMODEL 的优点在于所需要的参数少且容易获得,缺点是对地下水文过程描述过于简单,且不能用 DEM 来生成喀斯特流域的天坑和暗河。Campbell 等^[9-11]对 SWMM 进行了相关研究。SWMM 的优点在于能够较真实地反映洪水波在管道中的运移过程,缺点是对管道的几何特征较敏感,仅适合于一些具有详细勘测资料的管道系统的水文模拟。

总体而言,分布式水文模型考虑了气象、下垫面等影响因子的差异性,能够较为准确地描述喀斯特流域内的水文过程,但要求研究区提供大量的数据,这制约了其在喀斯特流域的应用。集总式水文模型以系统为研究对象,虽然部分参数物理意义不太明确,且往往具有多解性,但由于其结构简单,对数据要求相对较低,因此,在大部分属于无资料地区的喀斯特流域水文模拟中具有不可忽视的优势。本文针对岩溶地貌的特点,建立了精度较高、资料要求较低的集总式水文模型(lumped karst hydrological model, LKHM)。

1 模型结构

特定流域的集总式模型结构决定于该流域的性质。喀斯特流域的典型流域性质为由不同类型的含水介质构成的二元三维空间系统。二元指流域有地表、地下 2 个水系,它们的边界一般不重合,通过水力联系构成一个紧密的整体。地表水系主要由溶洼、溶沟、漏斗、石芽、峰丛及溶水洞等组成,地表河流一般作为洪水时期暴雨的转移通道;地下水系主要由溶洞、管道、溶隙、伏流及地下河等组成,地下河

流是一般时期中小径流的转移通道。地表水系是径流的形成场和分配场,地下水系是径流的调蓄场和输移场,2 个水系存在比较大的径流交换^[12]。三维指喀斯特流域的能量、物质迁移和转化是一个从上游到下游、从地表到地下的三维立体过程,各处地貌性质不一,对径流的调蓄作用相差很大,这是区别于非喀斯特流域的平面特征。因此,对集总式模型结构的要求有:①必须反映二元水系的径流场性质对径流最终形成的影响;②必须反映三维立体空间内差异很大的各类地貌调蓄作用。

LKHM 基于三水源新安江模型结构,前 3 层与新安江模型一致^[13]。产流计算层采用蓄满产流方法,是因为在喀斯特流域地表滞水作用比较弱,降雨直接进入地下水系中,控制产流量的是降雨总量而不是降雨强度。汇流计算是模型的核心,基于流域的二元三维性质和岩溶地貌的特点, LKHM 重新构建了汇流计算层。

喀斯特流域岩溶地貌广为发育,调蓄作用非常强,模拟出这些岩溶地貌的调蓄作用并将其反映在汇流计算层是本模型的出发点。作为集总式水文模型,将整个流域看成一个整体,采用概化研究的方法,将流域整体内的多种岩溶地貌概化为 3 类。

a. 溶沟。包括石芽、峰丛等地貌,发育在地面,主要影响地表径流的汇流,调蓄作用较弱,采用滞后演算法进行地表水汇流计算,即可模拟这一类地貌对地表径流的推移坦化作用,计算公式为

$$Q(t) = C_0 [I(t - \tau - \Delta t)] + I(t - \tau) + C_1 Q(t - \Delta t) \quad (1)$$

其中 $C_0 = \frac{\Delta t}{2K + \Delta t} \quad (2)$

$$C_1 = \frac{2K - \Delta t}{2K + \Delta t} \quad (3)$$

式中: $Q(t)$ 为 t 时刻河段出流量, m^3/s ; $I(t)$ 为 t 时刻河段入流量, m^3/s ; τ 为滞后时间, h ; Δt 为计算时段长, h ; K 为流出系数; C_0 、 C_1 为系数。

b. 管道。由发育最为强烈的石灰岩形成,包括落水洞、岩溶漏斗等地貌,位于地表与地下之间。管道是地表水系与地下水系进行水量交换的主要途径,是地下河形成的主要介质。地表径流直接通过管道汇入地下径流接受地下的调蓄,基本不经过地表的调蓄作用。模型中将所有管道的过流能力概化为一个大管道的过流能力,即单位时间所有管道通过的水量等于该大管道通过的水量。大管道过流能力用参数 c_f 表示, c_f 用来分离出汇入地下水的地表径流,其作用类似于二水源划分结构中的稳定下渗率 f_c ,即时段内地表水径流量小于 c_f 的,地表水全部

汇入地下水中,作为地下水进行汇流计算;时段内地表水径流量大于 c_f 的,汇入地下水的径流量为 c_f ,其余部分作为地表水进行汇流计算,计算公式为

当 $R_{s0} < c_f$ 时,

$$\begin{cases} R_g = R_{g0} + R_{s0} \\ R_s = 0 \end{cases} \quad (4)$$

当 $R_{s0} > c_f$ 时,

$$\begin{cases} R_g = R_{g0} + c_f \\ R_s = R_{s0} - c_f \end{cases} \quad (5)$$

式中: R_{s0} 为二水源划分的地表水径流量,mm; R_{g0} 为二水源划分的地下水径流量,mm; R_s 为经过管道过流后剩余的地表水径流量,mm; R_g 为经过管道过流后的地下水径流量,mm; c_f 为大管道过流能力,mm。

c. 溶隙。由发育较差的白云岩组成,位于地面以下。溶隙发育非常密集,在整个流域地下立体空间内都存在着,壤中流和地下径流在汇流的过程中,流经溶隙时会受到很强的调蓄作用,且不同大小的溶隙调蓄作用不同。继续采用概化分析的方法,将溶隙的大小进行概化,按地面以下接近地面位置的溶隙口径的大小概化为5种:极大型、大型、中型、小型、极小型。而对于某一种特定的溶隙,由于应力的作用,它的口径从地面往地下是越来越小的,到地下最底层位置时溶隙都变成极小型。向下入渗的径流,由于溶隙口径的减小,在不同大小的溶隙交界面上,一部分径流将排出地下立体空间,一部分将继续下渗。继续下渗的径流,在下一个不同大小的溶隙交界面上,继续重复一部分径流排出、一部分径流下渗的过程。因壤中流与地下径流运动过程相似,故将壤中流并入地下径流处理。地下径流排出前所经过溶隙的大小、数量不同,受到的调蓄作用也不同。

假设5种溶隙占岩溶地区的面积比例分别为 X_1, X_2, X_3, X_4, X_5 ,地下径流从接近地面的整个平面均匀下渗,则每种大小的溶隙分得的地下径流比例也为 X_1, X_2, X_3, X_4, X_5 。从 X_1 面积上向下入渗的地下径流,首先经极大型溶隙的调蓄后,在极大型溶隙与大型溶隙的交界面上,一部分径流将排出地下立体空间,假设这部分比例(以下简称排出比例)为 Y_1 ,剩下的 $(1-Y_1)$ 比例的地下径流继续下渗,经大型溶隙的调蓄后,在大型溶隙与中型溶隙的交界面上,一部分径流排出,假设这部分占继续下渗的径流比例为 Y_2 ,以此类推,假设在中型溶隙与小型溶隙交界面上的排出比例为 Y_3 ,小型溶隙与极小型溶隙交界面上排出比例为 Y_4 ,最后剩下的地下径流经极小型溶隙调蓄后排出整个地下溶隙调蓄系统。从 X_2 面积上向下入渗的地下径流,由于接近地面处为大型溶隙,所以首先被大型溶隙调蓄,在大型溶隙与

中型溶隙的交界面上,排出比例也为 Y_2 ,一部分继续下渗,在中型溶隙与小型溶隙交界面上排出比例为 Y_3 ,小型溶隙与极小型溶隙交界面上排出比例为 Y_4 ,最后剩下的地下径流经极小型溶隙调蓄后排出整个地下溶隙调蓄系统。以此类推,最后从 X_5 面积上向下入渗的地下径流,由于接近地面处为极小型溶隙,只经过极小型溶隙的调蓄作用,随即排出整个地下溶隙调蓄系统。

将溶隙的调蓄作用量化为线性水库,溶隙的大小不同导致调蓄作用的不同,体现为线性水库调蓄作用的不同。假设极大、大、中、小、极小5种口径对应的线性水库调蓄系数分别为 K_1, K_2, K_3, K_4, K_5 ,将地下立体空间内地下径流经溶隙调蓄的过程量化总结如下:从 X_1 面积上向下入渗的地下径流,在极大型溶隙与大型溶隙的交界面上排出径流比例为 Y_1 ,这部分径流只经过极大型溶隙调蓄,因此只经过 K_1 线性水库调蓄,占总径流比例为 $X_1 Y_1$;继续向下入渗在大型溶隙与中型溶隙的交界面上排出比例为 Y_2 ,这部分径流先经过大型溶隙调蓄,继续下渗后又经过中型溶隙调蓄,因此经过 K_1, K_2 2类线性水库串联调蓄,占总径流比例为 $X_1 (1-Y_1) Y_2$;继续向下入渗在中型溶隙与小型溶隙的交界面上排出比例为 Y_3 ,这部分径流从上往下依次经过极大型、大型、中型3类线性水库调蓄,因此经过 K_1, K_2, K_3 3类线性水库串联调蓄,占总径流比例为 $X_1 (1-Y_1) (1-Y_2) Y_3$;向下在小型溶隙和极小型溶隙的交界面上排出的径流从上往下依次经过 K_1, K_2, K_3, K_4 4类线性水库串联调蓄,占总径流比例为 $X_1 (1-Y_1) (1-Y_2) (1-Y_3) Y_4$;最后从极小型溶隙中排出地下溶隙调蓄系统的径流经过了 K_1, K_2, K_3, K_4, K_5 5类线性水库串联调蓄,占总径流比例为 $X_1 (1-Y_1) (1-Y_2) (1-Y_3) (1-Y_4)$ 。从 X_2, X_3, X_4, X_5 面积上向下入渗的地下径流,经过不同线性水库串联调蓄的比例均可以此类推。以从极大型溶隙下渗的地下径流为例,调蓄-排出过程见图1。

以 X_1 面积上下渗的地下径流为例,推导各类线性水库串联的瞬时单位线。设总的地下径流为 I ,则 X_1 面积上分得的径流为 $X_1 I$ 。对于只经过极大型线性水库调蓄的比例为 Y_1 的出流,水量平衡方程和蓄量方程可写为

$$X_1 Y_1 I - Q = \frac{dS}{dt} \quad (6)$$

$$S = K_1 Q \quad (7)$$

式中: I 为地下总径流; Q 为 K_1 线性水库调蓄后的出流; S 为流域蓄量。

求得 K_1 线性水库单独调蓄瞬时单位线为

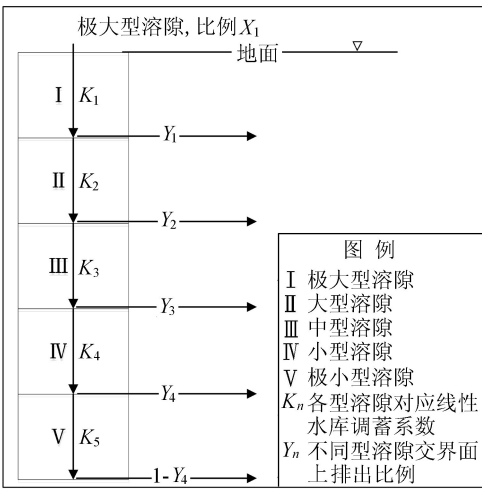


图1 从极大型溶隙下渗的地下径流的调蓄-排出过程

$$u_{1,0}(0,t) = \frac{X_1 Y_1}{K_1} e^{-\frac{t}{K_1}} \quad (8)$$

对于经过 K_1, K_2 线性水库串联调蓄的比例为 Y_2 的出流,根据线性水库串联的瞬时单位线公式, K_1, K_2 线性水库串联的瞬时单位线为

$$u_{1,2}(0,t) = \frac{X_1(1 - Y_1)Y_2}{K_1 - K_2} (e^{-\frac{t}{K_1}} - e^{-\frac{t}{K_2}}) \quad (9)$$

对于经过 2 个以上线性水库串联调蓄的出流, n 个线性水库串联的瞬时单位线公式为

$$u_n(0,t) = A \sum_{j=1}^n \frac{(K_j)^{n-2} e^{-\frac{t}{K_j}}}{\prod_{i=1}^{n-1} (K_i - K_j)} \quad (i \neq j) \quad (10)$$

式中: $K_i (i=1, 2, \dots, n)$ 为线性水库调蓄系数; A 为比例系数, 计算时根据串联水库的具体类型、数量而定。

从 X_2, X_3, X_4, X_5 面积上向下入渗的地下径流经过线性水库串联的瞬时单位线可以此类推。地下径流汇流是线性系统,符合叠加原理,可求得线性水库串联的总瞬时单位线为

$$u(0,t) = \sum u_n(0,t) \quad (11)$$

由总瞬时单位线可推得总时段单位线为

$$u(\Delta t, t) = \int_0^t u(0,t) dt - \int_0^{t-\Delta t} u(0,t) dt \quad (12)$$

即可求得总的地下径流经整个地下溶隙系统调蓄后的汇流值。

以上是对岩溶地貌区汇流的处理。对于非岩溶地貌区,地表径流汇流仍采用滞后演算法,并入岩溶地貌区的地表径流处理。下渗的地表径流首先在浅层土壤相对不透水层形成壤中流,运动特性与经过一次小型溶隙调蓄的地下水相似,所以并入这部分处理;最后在深层土壤形成地下径流汇出流域,运动特性与经过一次极小型溶隙调蓄的地下水相似,并入这部分处理。

2 模型应用

2.1 流域概况

将 LKHM 应用于云贵高原东南部的平湖流域进行水文模拟。平湖流域属珠江流域西江水系,位于 $107^{\circ}03'E \sim 107^{\circ}37'E$ 、 $25^{\circ}51'N \sim 26^{\circ}06'N$,行政区划属贵州省平塘县,平湖流域高程见图 2。平湖水文站以上流域面积为 1418 km^2 ,依次为中山、低山地形,地势北高南低,地层主要有石炭系、二叠系、三叠系。平湖流域主要由新桥河水系和京舟河水系汇合形成,岩溶地貌广泛发育,主要有岩溶洼地、溶隙、落水洞、漏斗等。河流水系明暗相间,具有典型的喀斯特流域二元三维特点。消水洞洞口发育较小,导致在每年汛期洪水短时间难以排泄,造成不同程度的洪涝灾害。

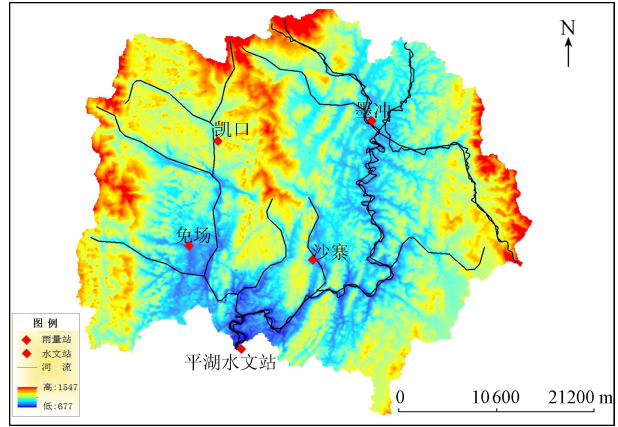


图2 平湖流域高程

收集平湖流域基础数据资料,需要流域内 5 个雨量站多年逐日降雨资料、平湖站 E601B 蒸发皿多年逐日实测水面蒸发资料与多年逐日流量数据。选取 2006—2012 年(缺 2011 年)共 6 年降雨、蒸发、流量数据进行模型的率定与检验,其中 2006—2009 年数据用于模型的参数率定,2010 与 2012 年数据用于模型的检验。

2.2 参数率定

采用考虑拥挤度的多目标粒子群优化算法^[14] (MOPSO-CD) 进行 LKHM 参数率定。选用了两个目标函数,一个是基于确定性系数的目标函数 F_1 :

$$F_1 = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{s,i} - Q_{o,i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{o,i} - \bar{Q}_{o,i})^2} \quad (13)$$

式中: $Q_{s,i}, Q_{o,i}$ 分别为 i 时段的模拟、实测流量值; $\bar{Q}_{o,i}$ 为 i 时段实测流量值的平均值; n 为时段数。

另一个是总径流量的相对误差与洪峰流量的相对误差各取 0.5 作为权重的目标函数 F_2 :

$$F_2 = 0.5 \left| \frac{\sum_{i=1}^n Q_{s,i} - \sum_{i=1}^n Q_{o,i}}{\sum_{i=1}^n Q_{o,i}} \right| + 0.5 \left| \frac{Q_{s,i}^{\max} - Q_{o,i}^{\max}}{Q_{o,i}^{\max}} \right| \tag{14}$$

式中： $Q_{s,i}^{\max}$ 、 $Q_{o,i}^{\max}$ 分别为 i 时段的模拟、实测洪峰流量值。

总径流量与洪峰流量分别从整体和局部控制流量过程,为防止程序自动优选参数时只考虑一方最优而放大另一方的相对误差,本研究将两者综合为一个目标函数,并认为重要性相等,权重均取为 0.5。 F_1 与 F_2 两者相互制约^[14-15],即一方最优时会牺牲另一方的取值,因此选用这两个目标函数组成 Pareto 前沿来评价参数值的率定。

LKHM 中一共包括 27 个参数,在模型中输入参数的上下限^[16],确定参数的寻优空间。上下限可以根据参数的物理意义来确定,也可以根据流域特性经验确定。27 个参数的物理意义以及上下限见表 1。参数个数虽多,但相同种类的参数具有一定的联系,在非劣解集评价时可人为设置约束条件进行非劣解的选取。滞后演算法中滞时 τ 未设为参数,通过比较流域内多场降雨峰值与洪水峰值滞后情况,将 τ 值定为 1 d。

表 1 参数物理意义及上下限

参数	意义	下限	上限
K_C	蒸散发折算系数	0	1
W_{UM}	上层张力水容量/mm	5	20
W_{LM}	中层张力水容量/mm	60	90
C	深层蒸散发折算系数	0.15	0.25
W_M	流域平均张力水容量/mm	100	130
B	张力水蓄水容量曲线方次	0.2	0.4
I_{MP}	不透水面积占全流域面积比例	0.01	0.02
S_M	表层自由水蓄水容量/mm	10	50
E_X	自由水蓄水容量曲线方次	1	1.5
K_G	自由水蓄水库对地下水出流系数	0	1
K_{SS}	自由水蓄水库对壤中流出流系数	0	1
c_f	大管道过流能力/mm	0	10
K	滞后演算法出流系数	0	10
K_1	极大型线性水库调蓄系数	1	100
K_2	大型线性水库调蓄系数	1	100
K_3	中型线性水库调蓄系数	1	100
K_4	小型线性水库调蓄系数	1	100
K_5	极小型线性水库调蓄系数	1	100
X_1	极大型溶隙面积占岩溶区面积比例	0	1
X_2	大型溶隙面积占岩溶区面积比例	0	1
X_3	中型溶隙面积占岩溶区面积比例	0	1
X_4	小型溶隙面积占岩溶区面积比例	0	1
X_5	极小型溶隙面积占岩溶区面积比例	0	1
Y_1	极大型溶隙调蓄后排出比例	0	1
Y_2	大型溶隙调蓄后排出比例	0	1
Y_3	中型溶隙调蓄后排出比例	0	1
Y_4	小型溶隙调蓄后排出比例	0	1

用 2006—2009 年的数据率定出模型的参数,再用检验期 2010 年与 2012 年降雨量、蒸发量数据计算出 2010 年与 2012 年模拟径流深。与实测径流深比较,计算 2006—2010 年、2012 年年径流深模拟值与实测值的绝对误差、相对误差与确定性系数(表 2)。2006—2010 年、2012 年模拟与实测流量过程见图 3~8。

表 2 率定期与检验期年径流深模拟值与实测值的相对误差、确定性系数

时期	年份	降雨量/ mm	实测径 流深/mm	模拟径 流深/mm	绝对误 差/mm	相对误 差/%	确定性 系数
率 定 期	2006	1 331.6	638.4	678.8	40.4	6.32	0.77
	2007	1 158.6	645.1	663.3	18.1	2.81	0.81
	2008	1 491.8	816.1	841.6	25.4	3.12	0.57
	2009	949.4	536.3	493.9	-42.4	-7.90	0.74
检 验 期	2010	1 225.8	631.0	609.0	-22.0	-3.48	0.78
	2012	1 195.6	594.7	601.7	7.0	1.18	0.77
平均值		1 225.5	643.6	648.0	4.4	4.14	0.74

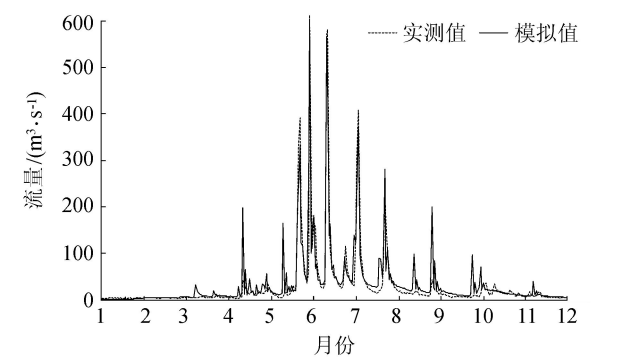


图 3 2006 年模拟与实测流量过程线

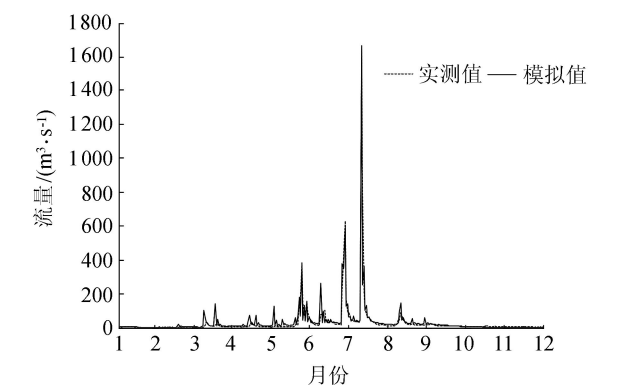


图 4 2007 年模拟与实测流量过程线

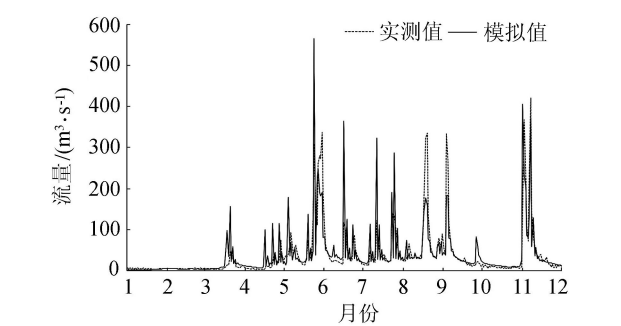


图 5 2008 年模拟与实测流量过程线

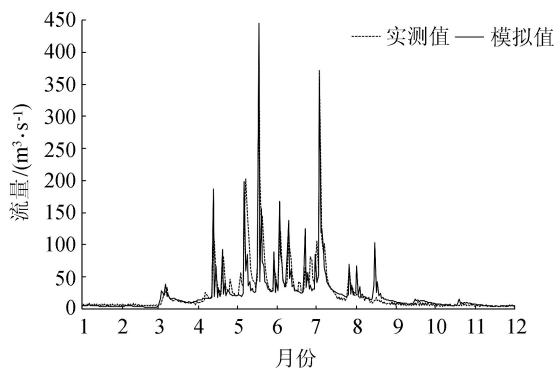


图6 2009年模拟与实测流量过程线

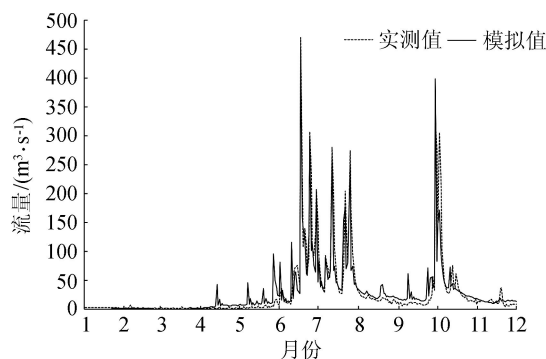


图7 2010年模拟与实测流量过程线

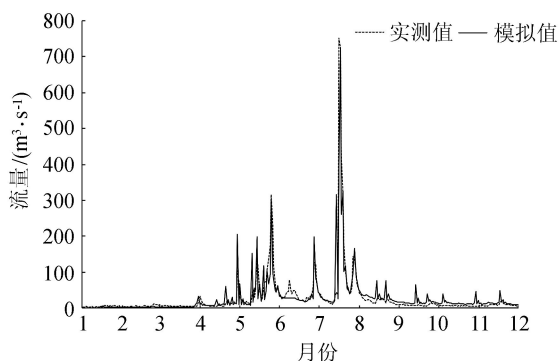


图8 2012年模拟与实测流量过程线

由表2可知,年径流深相对误差绝对值最大为7.90%,平均相对误差为4.14%,表明年径流深基本是平衡的,LKHM对年径流深模拟具有很高的精度。结合表2分析图3~8可知,图4中2007年模拟精度最高,确定性系数高达0.81,整个流量过程都基本重合;图3中2006年、图7中2010年、图8中2012年确定性系数相似,总体模拟精度较高,2006、2010年洪峰模拟精度稍差,2012年除洪峰外的流量过程模拟精度稍差;图6中2009年大洪峰和峰现时间能够模拟出来,若干小洪峰和洪峰过后的退水过程模拟较差;图5中的2008年精度最差,确定性系数仅为0.57,次大一级的洪峰误差很大,流量过程误差也较大。初步分析原因是该年度汛期降雨量大,洪水过程较为频繁,洪峰较多,导致模拟有困难,可取之处是峰现时间基本无偏差。6年确

定性系数平均值为0.74,除了2008年以外各年模拟与实测流量过程基本吻合,峰现时间几乎毫无偏差。总体而言LKHM精度较高,在无资料喀斯特地区具备一定的应用价值。

3 结 论

a. 构建了应用在喀斯特流域的LKHM。LKHM中多处采用概化研究的方法,将复杂的岩溶地貌概化为3类:溶沟、溶隙、管道。溶沟的调蓄作用采用滞后演算法模拟,溶隙的调蓄作用采用线性水库串联模拟,管道的调蓄作用采用概化为一个大管道的方法模拟。概化过程具有很强的经验性,对研究区资料要求较低。

b. LKHM应用在云贵高原东南部的平湖流域,利用2006—2012年(缺2011年)共6年的降雨、蒸发、流量数据进行模拟。模拟结果年径流深相对误差绝对值最大为7.90%,平均相对误差为4.14%,确定性系数平均值为0.74,表明LKHM精度较高,适用于资料缺乏的喀斯特流域。

参考文献:

- [1] 雷晓辉,蒋云钟,王浩,等. 分布式水文模型 Easy DHM [M]. 北京:中国水利水电出版社,2010:265-266.
- [2] 严启坤. 一个岩溶地下河流域模型及其应用[J]. 中国岩溶,1988,7(2):25-34. (YAN Qikun. A model of karstic underground drainage system and its application [J]. Carsologica Sinica, 1988, 7(2): 25-34. (in Chinese))
- [3] 袁道先,戴爱国,蔡五田,等. 中国南方裸露型岩溶峰丛山区岩溶水系统及其数学模型的研究:以桂林丫吉村为例[M]. 桂林:广西师范大学出版社,1996:88-118.
- [4] SCHOMBERG J D, HOST G, JOHNSON L B. Evaluating the influence of landform, surficial geology, and land use on streams using hydrologic simulation modeling [J]. Aquatic Sciences, 2005, 67(4): 528-540.
- [5] 任启伟. 基于改进SWAT模型的西南岩溶流域水量评价方法研究[D]. 北京:中国地质大学,2006.
- [6] 代俊峰,郭纯青,方荣杰. 西南岩溶灌区水文特性及其模拟模型的构建[J]. 水资源与水工程学报,2011,22(4):11-15. (DAI Junfeng, GUO Chunqing, FANG Rongjie. Hydrologic characteristics in southwest karst irrigated area and construction of simulation model [J]. Journal of Water Resources and Water Engineering, 2011, 22(4): 11-15. (in Chinese))
- [7] 索立涛,万军伟,卢学伟. TOPMODEL模型在岩溶地区的改进与应用[J]. 中国岩溶,2007,26(1):67-70. (SUO Litao, WAN Junwei, LU Xuewei. Improvement and application of TOPMODEL in karst region [J]. Carsologica Sinica, 2007, 26(1): 67-70. (in Chinese))

(下转第58页)

- 溶性氮季节变化特征[J]. 中国环境科学, 2003, 23 (2): 210-214. (CHEN Lixiang, FU Bojie, ZHANG Shurong, et al. Seasonal change of solvable nitrogen in surface water of Yuqiao Reservoir Basin [J]. China Environment Science, 2003, 23 (2): 210-214. (in Chinese))
- [14] 付意成, 魏传江, 臧文斌, 等. 浑太河污染物入河控制量研究[J]. 水电能源科学, 2010, 28 (12): 21-25. (FU Yicheng, WEI chuangjiang, ZANG Wenbin, et al. Research on contaminant control quantity of entering into Huntai River[J]. Water Resources and Power, 2010, 28 (12): 21-25. (in Chinese))
- [15] 孟伟. 中国流域水环境污染综合防治战略[J]. 中国环境科学, 2007, 27(5): 712-716. (MENG Wei. The strategy of comprehensive pollution and cure of water environment in Chinese watershed [J]. China Environment Science, 2007, 27 (5): 712-716. (in Chinese))
- [16] 苏丹, 王彤, 刘兰岚, 等. 辽河流域工业废水污染物排放的时空变化规律研究[J]. 生态环境学报, 2010, 19 (12): 2953-2959. (SU Dan, WANG tong, LIU Lanlan, et al. Research on the spatio-temporal variation of pollutant discharged from industrial wastewater in the Liaohe River Basin [J]. Ecology and Environmental Sciences, 2010, 19(12): 2953-2959. (in Chinese))
- [17] 苏丹, 王志红, 王彤, 等. 辽河流域工业废水主要污染物排放强度的单元差异分析[J]. 生态环境学报, 2010, 19 (2): 275-280. (SU Dan, WANG Zhihong, WANG tong, et al. Analysis on the regional differences of industrial wastewater main pollutants emission intensity in Liao River Basin [J]. Ecology and Environmental Sciences, 2010, 19(2): 275-280. (in Chinese))
- [18] 阳平坚, 吴为中, 孟伟, 等. 基于生态管理的流域水环境功能区划: 以浑河流域为例[J]. 环境科学学报, 2007, 27 (6): 944-952. (YANG Pingjian, WU Weizhong, MENG Wei, et al. Ecosystem management oriented water environmental function zoning at watershed scale: Hun River Basin as a case study [J]. Acta Scientiae Circumstantiae, 2007, 27(6): 944-952. (in Chinese))
- [19] 武玉峰. 辽宁省典型河流健康问题分析及保护对策[J]. 水利规划与设计, 2015, (9): 42-44. (WU Yufeng. Typical river health problem analysis and protection countermeasures in Liaoning Province [J]. Water Resources Planning and Design, 2015, (9): 42-44. (in Chinese))
- (收稿日期: 2016-06-07 编辑: 王芳)

- [8] 潘欢迎. 岩溶流域水文模型及应用研究[D]. 武汉: 中国地质大学, 2014.
- [9] CAMPBELL C W, SULLIVAN S M. Simulating time-varying cave flow and water levels using the storm water management model[J]. Engineering Geology, 2002, 65 (2/3): 133-139.
- [10] PETERSON E W, WICKS C M. Assessing the importance of conduit geometry and physical parameters in karst systems using the storm water management model (SWMM)[J]. Journal of Hydrology, 2006, 329(1/2): 294-305.
- [11] 章程, 蒋勇军, 袁道先, 等. 利用 SWMM 模型模拟岩溶峰丛洼地系统降雨径流过程: 以桂林丫吉试验场为例[J]. 水文地质工程地质, 2007, 34 (3): 10-14. (ZHANG Cheng, JIANG Yongjun, YUAN Daoxian, et al. Rainfall-runoff simulation of a typical karst fengcong depression system using SWMM model: a case study of the Yaji experimental site in Guilin [J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2007, 34 (3): 10-14. (in Chinese))
- [12] 王腊春, 史运良. 西南喀斯特山区三水转化与水资源过程及合理利用[J]. 地理科学, 2006, 26(2): 173-180. (WANG Lachun, SHI Yunliang. Transformation of three waters and water resource process and reasonable use in southwest karst mountainous area [J]. Scientia Geographica Sinica, 2006, 26 (2): 173-178. (in Chinese))
- [13] 赵人俊. 流域水文模拟: 新安江模型与陕北模型[M]. 北京: 水利电力出版社, 1984.
- [14] 宋万祯, 雷晓辉, 黄晓敏, 等. 考虑拥挤度的多目标粒子群优化算法在马斯京根参数估计中的应用[J]. 水电能源科学, 2013, 31 (1): 38-41. (SONG Wanzhen, LEI Xiaohui, HUANG Xiaomin, et al. Application of multi-objective particle swarm optimization in muskingum parameter estimation considering crowding distance [J]. Water Resources and Power, 2013, 31 (1): 38-41. (in Chinese))
- [15] 王宇晖. 基于分布式水文模型的流域水循环及面源伴生过程模拟研究与应用[D]. 上海: 东华大学, 2012.
- [16] 赵人俊, 王佩兰. 新安江模型参数的分析[J]. 水文, 1988 (6): 2-9. (ZHAO Renjun, WANG Peilan. Analysis of Xinanjiang model parameter [J]. Journal of China Hydrology, 1988(6): 2-9. (in Chinese))
- (收稿日期: 2016-08-04 编辑: 徐娟)