

柯婷婷, 束龙仓. 基于泉流量过程线的管道流与裂隙流识别[J]. 中国岩溶, 2015, 34(5): 460-467.
DOI: 10. 11932/karst20150506

基于泉流量过程线的管道流与裂隙流识别

柯婷婷¹, 束龙仓²

(1. 江苏省地质勘查技术院, 江苏 南京 210049;

2. 河海大学水文水资源与水利工程科学国家重点实验室, 江苏 南京 210098)

摘要:岩溶含水系统存在不规则的裂隙网络和管道结构, 由于贮水空间的差异, 导致水流运移的多变性和水动力参数的复杂难测。基于泉流量过程线的分析技术能够很好地识别岩溶系统中的管道流和裂隙流。文章将泉流量分为3个组成部分: 前期蓄水量、快速径流和慢速径流, 其中快速径流和慢速径流视为两线性并联水库, 建立了前期降雨和瞬时单位线之间的识别函数, 识别降雨在岩溶不同空隙类型中的水量分配系数, 并将该函数模型应用到后寨地下河岩溶小流域。模拟结果表明, 上游到下游前期蓄水量呈增加趋势, 而水量进入管道中的分配系数分别为0.84, 0.6以及0.48, 呈现递减趋势, 说明岩溶裂隙结构越往下游越发育。模型计算出的泉流量曲线与实测值相比, NSE达到90%以上, 模拟效果理想。

关键词:岩溶含水系统; 泉流量过程线; 管道流; 裂隙流; 识别函数

中图分类号: P641

文献标识码: A

文章编号: 1001-4810(2015)05-0460-08

岩溶含水介质最主要的特征就是存在不规则的裂隙和管道网络结构, 如此显著的物理和几何异质性特征, 导致了非常复杂的水动力过程以及水文地质参数的时空变异性^[1-2]。一场降雨之后, 快速的带有紊流性质的地下水补给主要发生在大管道内, 这部分水快速入渗到岩溶泉口; 缓慢的带有层流性质的水逐渐填充空隙、细小裂隙, 缓慢地汇入到岩溶泉口。这种不同形式的水流传递过程构成了最终的泉流量过程线。通过确定泉流量传递函数, 可以求得不同组成成分水流的比例分配。

目前确定水流传递函数的方法有很多, 大致上可以分为两类: 一类是参数型传递函数, 如瞬时单位线形式的概念性模型, 通过使观测值和计算值之间的误差最小来定义概念性模型中参数的最优值, 比如纳什水库模型^[3-5] (Nash-reservoir model), 佐克模型 (Zoch model)^[6-7]; 另一类是无参数传递函数, 包括傅里叶转换函数, 普通最小二乘法, 约束最小二乘

法^[8], 维纳-霍普夫统计方法等等^[9]。

本研究根据岩溶含水系统的双重特性, 将泉流量主要划分为快速径流和慢速径流, 建立泉流量与降雨量之间的卷积积分公式。并将快速径流和慢速径流视为两并联的线性水库, 基于瞬时单位线的原理, 建立一个单位降雨脉冲下的快速流和慢速流的响应函数, 识别降雨在岩溶不同空隙类型中的水量分配系数, 为进一步研究岩溶含水系统提供依据。

1 基本概念

1.1 岩溶含水系统的调蓄作用

将岩溶含水介质视为一个系统, 对系统来说, 系统的输入是地下水补给量 $R(t)$, 系统的输出是出口断面的泉流量 $Q(t)$, 而系统的作用就是调蓄作用, 如图1所示。按照系统的概念, 流域出口断面的泉流量过程又可以称为泉流域对地下水补给的响应过程。

基金项目: 国家自然科学基金(41172203)

第一作者简介: 柯婷婷(1985-), 女, 博士, 主要从事地下水资源评价与管理方面的研究。E-mail: tingk118@163.com。

收稿日期: 2015-06-08

流域响应 $Q(t)$ 与地下水补给输入 $R(t)$ 之间的关系可以表达为:

$$Q(t) = \Phi[R(t)] \quad (1)$$

式中, Φ 为系统输入和系统响应之间的运算关系算符。式(1)的含义是:对系统输入 $R(t)$ 进行一定的运算后就可以得到系统的响应 $Q(t)$ 。

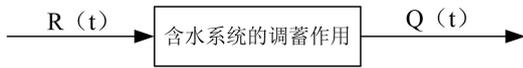


图 1 岩溶含水层汇流系统

Fig. 1 Confluence system of karst aquifers

地下水流域汇流系统与地表水流域汇流系统一样,可以划分为线性系统和非线性系统两类。既满足

叠加性又满足均匀性的系统,称为线性汇流系统,反之,称为非线性汇流系统^[10]。

1.2 瞬时单位线概念

单位瞬时脉冲降雨是指流域上分布均匀,历时趋于 0 且强度趋于无穷大,净雨量等于 1 个单位的净雨。流域瞬时单位线是指单位瞬时脉冲降雨所形成的出口断面流量过程线。假设在一个不透水流域中,在出口断面处有一储水容器,如图 2 所示。当一个单位的瞬时脉冲降雨作用于该流域后,可以看到储水容器内的水位变化,由此可得到储水容器内的蓄水量随着时间变化的增长曲线,见图 2 中的实线,其微分曲线即为流域的瞬时单位线。根据水量平衡原理,瞬时单位线下包围的面积等于一个单位。

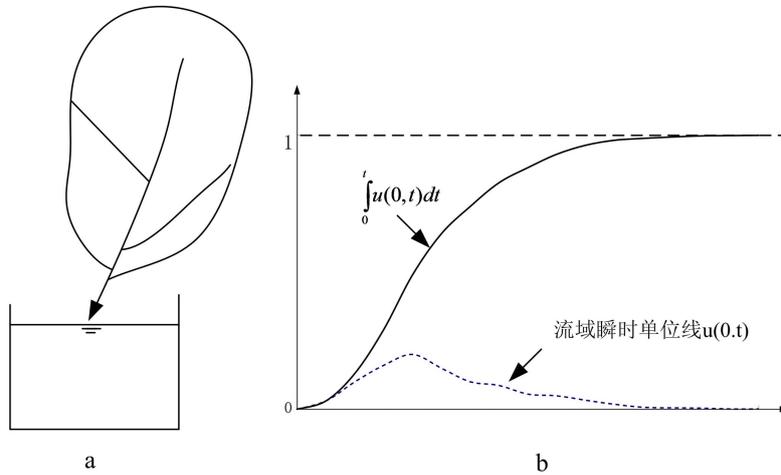


图 2 流域瞬时单位线的概念

Fig. 2 Concept of transient unit hydrograph of the drainage

对于线性时不变汇流系统,在零初始条件下,经过拉普拉斯转换可以得出流量 Q 的表达式,即:

$$Q(t) = \int_0^t u(0, t - \tau) I(t - \tau) d\tau \quad (2)$$

式中, $u(0, t)$ 为瞬时单位线, $I(t - \tau)$ 为前期净雨强度。

由式(2)可知,当流域汇流系统为线性时不变系统,若已知流域的瞬时单位线和系统净雨输入,则可通过卷积公式求得流域出口断面的流量过程线^[10]。

尽管已经有大量的降雨—径流模型用来识别岩溶含水系统特征,对于一个资料缺乏的流域,单位线方法不失为一个有效的模拟手段用来刻画降雨—径流之间的关系。在使用单位线方法时,一个最基本的条件就是基于线性关系的假设,假设出流量与蓄量成相应的比例关系,正是因为这种假设,使得复杂的流

域问题变得更容易解决。

2 模型的建立

2.1 识别函数的建立

Denic¹-Jukic(2003)提出了利用复合传递函数(composite transfer functions,简称 CTF)来划分岩溶泉流量过程线,避免了以往传递函数中不规则的尾巴部分,使得在衰减时期模拟的效果非常理想^[11]。

在 t 时刻,岩溶泉流量定义为:

$$y(t) = y^D(t) + y^S(t) + y^Q(t) \quad (3)$$

式中, $y^D(t)$ 为前期滞留在系统中的流量组成部分, $y^S(t)$ 为慢速流组成部分, $y^Q(t)$ 为快速流组成部分,见图 3。

$y^D(t)$ 是受到前期的蓄水量作用影响, $y^S(t)$ 、

$y^Q(t)$ 是由于前期降雨 $x(t-\tau)$, $\tau \in [0, t]$ 的滞后作用影响。将岩溶含水系统视为一个时不变的线性化系统, 则泉流量可以表示为降雨与传递函数之间的卷积公式, 即公式(3)可以转化为:

$$y(t) = y^D(t) + \int_0^t u^S(\tau)x(t-\tau)d\tau + \int_0^t u^Q(\tau)x(t-\tau)d\tau \quad (4)$$

式中, $u^S(\tau)$ 为慢速流的瞬时单位线, $u^Q(\tau)$ 为快速流的瞬时单位线。

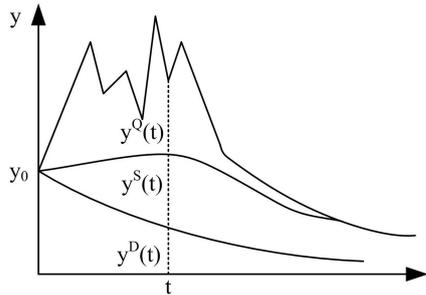


图3 泉流量过程线的组成部分

Fig. 3 Composition part of the spring hydrograph

对公式(4)离散分析, 则在相同的时间间隔 Δt 内, 各点的流量为:

$$y_i - y_i^D = \Delta t \sum_{j=0}^i u_j^S x_{i-j} + \Delta t \sum_{j=0}^i u_j^Q x_{i-j} + \epsilon_i \quad (5)$$

$$i = 0, 1, 2, \dots, N$$

式中, u_j^S 是慢速流瞬时单位线 $u^S(\tau)$ 在时刻 $j\Delta t$ 的值, u_j^Q 是快速流瞬时单位线 $u^Q(\tau)$ 在时刻 $j\Delta t$ 的值, y_i^D 是 $y^D(t)$ 在时刻 $i\Delta t$ 的值, ϵ_i 是残差, 由于测量或系统的非线性或时间变化引起的误差。

2.2 瞬时单位线的模拟

为了求解公式(5), 首先必须求得瞬时单位线, Denic'-Jukic(2003)基于前人的研究, 概括了四种确定瞬时单位线(IUH)的模型, 见图4。

本研究采用耦合 IUH-1 和 IUH-3 来确定瞬时单位线, 模型结构如图5所示。用并联的两个线性水库来模拟快速流和慢速流。一场单位脉冲降雨分配到慢速流水库和快速流水库, 经过两水库的线性调蓄作用, 分别产生出口断面流量, 即为慢速流的瞬时单位线和快速流的瞬时单位线。

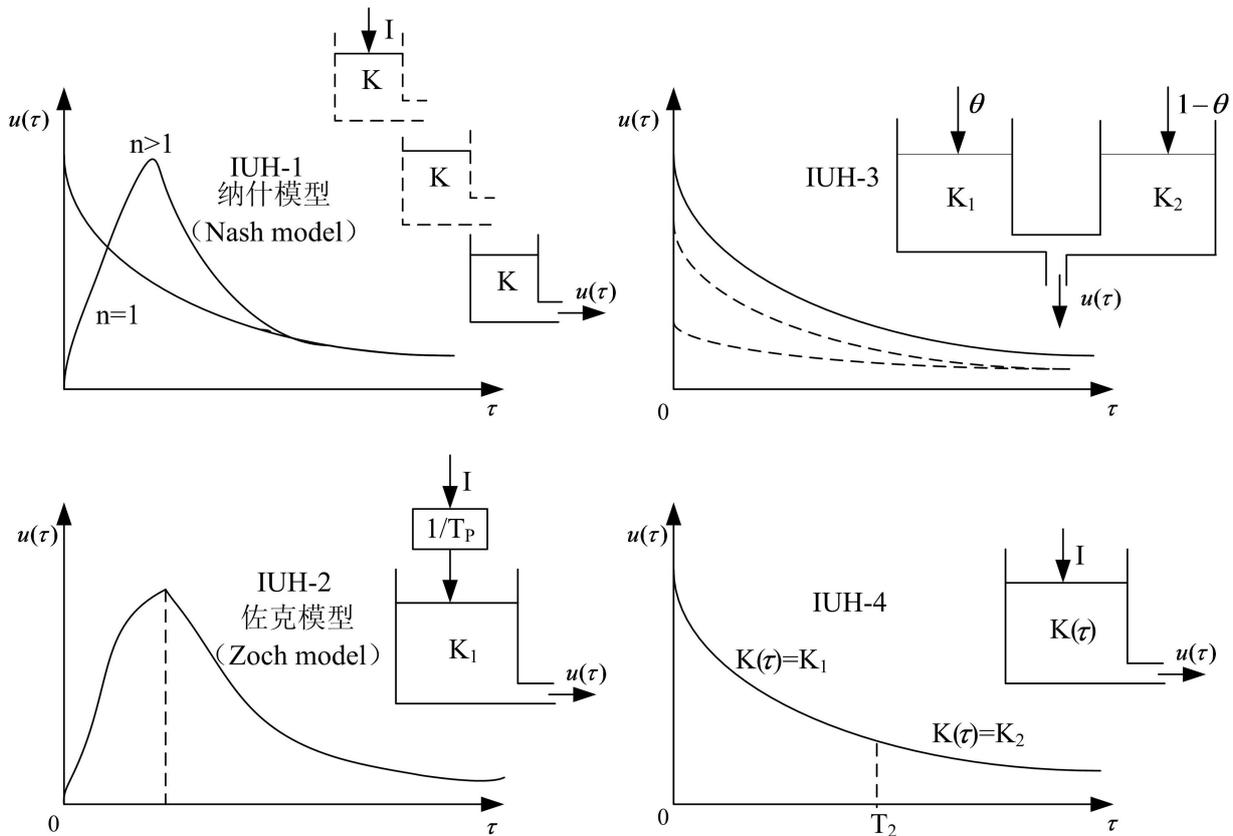


图4 概念性模型以及单位线

Fig. 4 Concept model and unit hydrograph

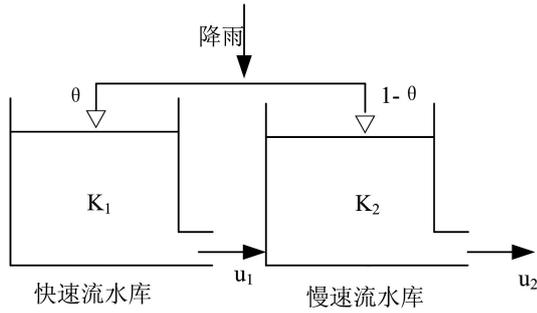


图 5 流域水库模型

Fig. 5 Reservoir model of the drainage

假设 u_i ($i=1,2$) 是蓄量 S_i ($i=1,2$) 的线性函数, 即,

$$u_i(t) = k_i S_i(t) \quad (i=1,2) \text{ (mm/h)} \quad (6)$$

式中, k_i 为水库的衰减系数。

根据水量平衡原理,

$$\frac{dS_i(t)}{dt} = I_i(t) - Q_i(t) \quad (i=1,2) \quad (7)$$

$$Q_i(t) = k_i S_i(t) \quad (8)$$

联合式(7)和式(8),得到:

$$\frac{dS_i(t)}{dt} + k_i S_i(t) = I_i(t) \quad (9)$$

公式(9)的积分解为:

$$S_i(t) = \int_0^t I_i(\tau) e^{-k_i(t-\tau)} d\tau + c_i e^{-k_i t} \quad (10)$$

式中, c_i 为积分常数。

假设蓄量 $S_i(t)$ ($i=1,2$) 在 $t=0$ 时为零, 输入量 $I_i(t)$ ($i=1,2$) 在 $t=0$ 时也为零, 所以可以得出:

$$c_i = \frac{S_i(t)|_{t=0}}{e^{-c_i t}|_{t=0}} = S_i(0) = 0 \quad (11)$$

则公式(10)可以写为:

$$S_i(t) = \int_0^t I_i(\tau) e^{-k_i(t-\tau)} d\tau \quad (12)$$

式中, $I_1(t) = \theta r(t)$, $I_2(t) = (1-\theta)r(t)$ (θ 为降雨水量分配系数)。

根据单位线的定义, 假设输入量 $r(t)$ 为一个单位输入量 r_u , 即 ($r_u = 1 \text{ mm}, 10 \text{ mm}$ 等等), 时间为 Δt ($\Delta t = 1 \text{ h}, 2 \text{ h}$ 等)。则输入量 $I_1(t) = \theta r(t) = \theta r_u / \Delta t$ ($0 < \tau \leq \Delta t$), 其余时间段内为零, 即,

$$I_1(t) = \begin{cases} \theta r_u / \Delta t & 0 < \tau \leq \Delta t \\ 0 & \tau > \Delta t \end{cases} \quad (13)$$

$$I_2(t) = \begin{cases} (1-\theta) r_u / \Delta t & 0 < \tau \leq \Delta t \\ 0 & \tau > \Delta t \end{cases} \quad (14)$$

则公式(12)可以写为:

$$S_i(t) = \begin{cases} \int_0^t I_i(\tau) e^{-k_i(t-\tau)} d\tau & 0 < t \leq \Delta t \\ \int_0^{\Delta t} I_i(\tau) e^{-k_i(t-\tau)} d\tau + \int_{\Delta t}^t I_i(\tau) e^{-k_i(t-\tau)} d\tau & t > \Delta t \end{cases} \quad (15)$$

根据单位输入量 r_u , 利用公式(13), (14)和(15)可以求得蓄量 $S_i(t)$, 对于水库 1 来说,

$$S_1(t) = \begin{cases} \frac{\theta r_u}{\Delta t} \frac{1 - e^{-k_1 t}}{k_1} & 0 < t \leq \Delta t \\ \frac{\theta r_u}{\Delta t} \frac{(e^{k_1 \Delta t} - 1) e^{-k_1 t}}{k_1} & t > \Delta t \end{cases} \quad (16)$$

同理, 对于水库 2, 蓄量 S_2 为:

$$S_2(t) = \begin{cases} \frac{(1-\theta) r_u}{\Delta t} \frac{1 - e^{-k_2 t}}{k_2} & 0 < t \leq \Delta t \\ \frac{(1-\theta) r_u}{\Delta t} \frac{(e^{k_2 \Delta t} - 1) e^{-k_2 t}}{k_2} & t > \Delta t \end{cases} \quad (17)$$

所以由单位瞬时降雨 r_u 所形成的慢速径流的单位脉冲响应函数 $u_1(t)$ 和快速径流的单位脉冲响应函数 $u_2(t)$ 分别为:

$$u_1(t) = \begin{cases} \frac{\theta r_u}{\Delta t} (1 - e^{-k_1 t}) & 0 < t \leq \Delta t \\ \frac{\theta r_u}{\Delta t} (e^{k_1 \Delta t} - 1) e^{-k_1 t} & t > \Delta t \end{cases} \quad (18)$$

$$u_2(t) = \begin{cases} \frac{(1-\theta) r_u}{\Delta t} (1 - e^{-k_2 t}) & 0 < t \leq \Delta t \\ \frac{(1-\theta) r_u}{\Delta t} (e^{k_2 \Delta t} - 1) e^{-k_2 t} & t > \Delta t \end{cases} \quad (19)$$

由式(18)和式(19)可以看出, 单位脉冲响应函数为带有指数衰减的函数, 利用这些指数函数描述了不同的径流(裂隙流、管道流)对降雨过程的反映。另外单位脉冲输入 r_u 和历时 Δt 的不同组合对单位脉冲函数值有决定性作用。

3 实例应用

3.1 研究区概况

后寨地下河流域位于黔中高原普定南部(图 6), 海拔高程一般在 1 220 ~ 1 400 m 之间, 最高为 1 585 m, 最低为 1 218 m, 相对高差一般在 250 ~ 300 m 之间, 最大相对高差达 363 m。多年平均气温 15.1 °C, 多年平均降雨量 1 343.6 mm。每年 5—10

月为雨季,各站降水量 1 060.9~1 173.9 mm,占年均降水量的 83.6%~90.2%;11 月—翌年的 4 月为枯季,各站降水量 177.1~215.5 mm,占年均降水量的 9.8%~16.4%。每年除洪水季节中的暴雨引起地下水位上升而使地表短暂积水外,绝大部分降水到达地面后均迅速转入地下补给岩溶水。岩溶

区含水层的管道、溶洞发育,使得雨季水流到达地面后,通过管道等大裂隙通道迅速流出系统,枯季径流急剧衰减。泉流量的衰减直接影响着当地居民的生活和工农业发展,也成为制约这一地区经济发展的重要因素^[12]。

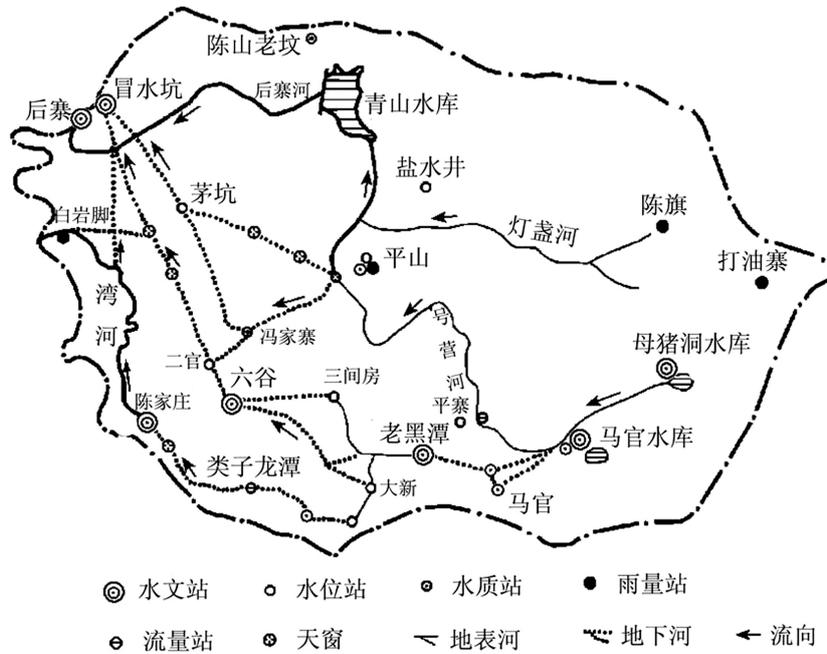


图 6 研究区概况图

Fig. 6 Outline of the study area

3.2 模拟步骤及数据来源

模型中的未知参数有两个水库的衰减系数 k_1 , k_2 , 水量分配系数 θ , 以及前期滞留在系统中的蓄量 W 。其中两水库的衰减系数可以根据泉流量过程线推求得到, 水量分配系数参数 θ 和前期储水量 W 可以通过模拟期的实验数据拟合得到。

本研究采用 Nash-Sutcliffe 效率系数 (NSE) 作为模拟结果的评判标准, 即,

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{o,i} - Q_{c,i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{o,i} - \bar{Q})^2} \quad (20)$$

式中, $Q_{o,i}$ 为第 i 天的实测流量值, $Q_{c,i}$ 为第 i 天的模拟流量值, \bar{Q} 为实测流量过程的平均值, n 为模拟的天数。当 Nash-Sutcliffe 效率系数越接近 1 时, 说明模拟计算值与实测值拟合效果越好, 并利用此条件进行参数的率定和优化。

选取贵州后寨河岩溶小流域上中下游的母猪洞、

六谷、冒水坑 3 站的降雨流量资料进行参数的识别。如图 7 所示, 在一次降雨事件后, 地下河出口处的流量上升很快, 反映出降雨后地表散流很快汇集到洼地和谷地中, 通过地下河入口, 落水洞直接补给地下河, 并从地下河通道很快流到出口, 只要十几小时甚至数小时就能由入口径流到出口, 这种快速流动主要是因为管流系统具有强大的导水能力, 所传导的水量大, 来得快, 消得也快; 裂隙流水表现为另一特点, 此类水流的峰值流量与降水的最大值不完全吻合, 且滞后一段时间, 变化幅度小得多, 具有导水能力弱, 流动缓慢的特征。

根据泉流量衰减数据特征, 将泉流量值划分为两个阶段——快速衰减阶段和慢速衰减阶段, 并利用 Maillet (1905) 提出的指数衰减规律拟合流量值, 其结果如图 8 所示。慢速衰减阶段, 衰减系数为 $k_1 = 0.0288$, 衰减时间长, 有贮存水量能力。对于快速衰减阶段, 衰减系数为 $k_2 = 0.1092$, 衰减很快, 地下水停留时间短, 充分反映了岩溶管道流的“过路水特征”。

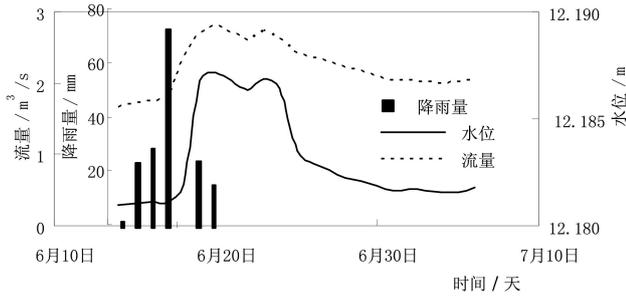


图 7 一次降雨后的过程线

Fig. 7 Hydrograph of the water level and the spring discharge after once rainfall

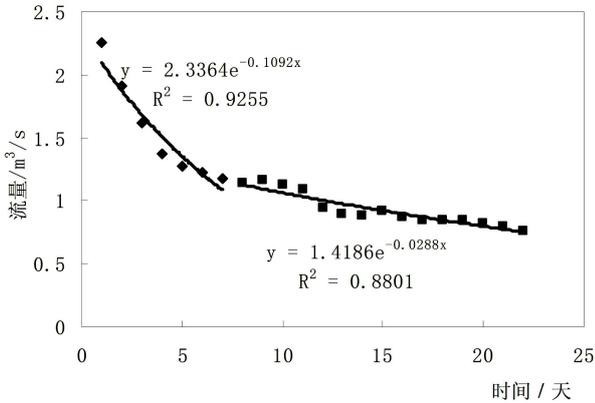


图 8 泉流量拟合效果图

Fig. 8 Fitting results of the spring discharge

表 1 拟合的模型参数

Table 1 Model parameters of fitting

站点	模拟时段	k_1	k_2	θ	$W/m^3/s$	NSE
母猪洞	1999. 10. 12—1999. 12. 22	0. 375	0. 004	0. 84	0. 01	0. 988
六谷	1999. 10. 15—1999. 12. 26	0. 057	0. 006	0. 6	0. 23	0. 932
冒水坑	1999. 11. 1—1999. 12. 9	0. 021	0. 008	0. 48	0. 41	0. 967

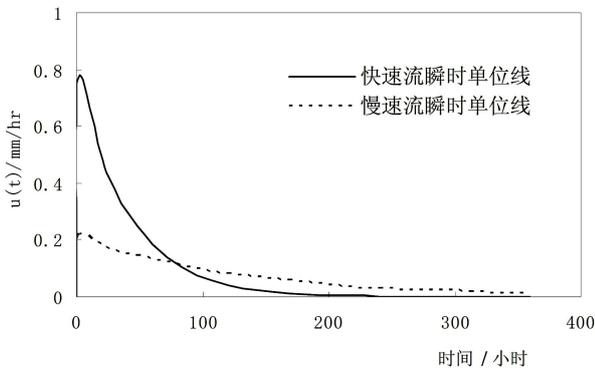


图 9 快速流和慢速流瞬时单位线

Fig. 9 Transient unit hydrographs of quick flow and slow flow

3.3 模拟结果分析

对上游母猪洞 1993 年一场 65.7 mm 降雨后的流量进行模拟,假设降雨的入渗系数为 0.4, $r_u = 10$ mm, $\Delta t = 24$ h,则实际到达岩溶地下河流域的有效降雨量为 $I = 4$ mm。利用实测的流量值拟合出的参数见表 1 中的第一行,水量进入到管道中的分配系数为 0.84,前期的蓄水量为 $0.01 \text{ m}^3/\text{s}$,说明大部分的水流都通过洼地和谷地,由落水洞直接补给地下河,研究区裂隙网络不发育,储水空间小。图 9 为快速流和慢速流的瞬时单位线,从图中可以看出,快速径流的洪峰远远大于慢速径流的洪峰,而快速径流的历时远远小于慢速流,这说明快速径流对降雨的响应相对于慢速流更敏感。图 10 为计算出的流量曲线与实测值对比图,Nash-Sutcliffe 效率系数为 0.988,拟合效果比较好。

同样对中游和下游的流量过程进行拟合,拟合出的参数值见表 1 的第二行和第三行,从表中可以看出,水量进入管道中的分配系数有逐渐减小的趋势,前期蓄水量有逐渐增大的趋势,说明裂隙网络结构越往下游越充分发育,所占的比例越来越高。图 11 和图 12 分别为中游六谷站和下游冒水坑站的模拟拟合结果图,拟合效果都比较理想。

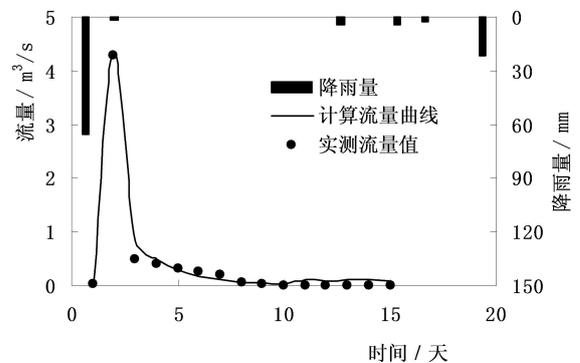


图 10 母猪洞站模型拟合结果图

Fig. 10 Model fitting results at the Muzhudong station

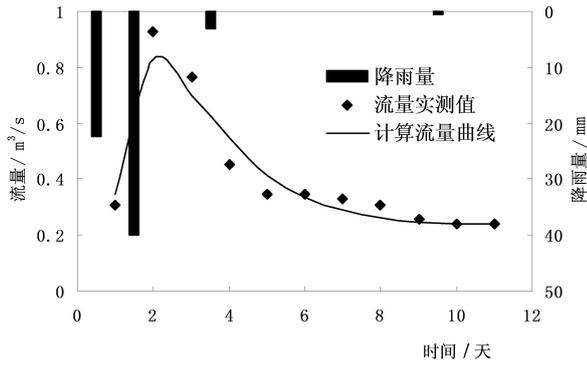


图 11 六谷站模型拟合结果图

Fig. 11 Model fitting results at the Liugu station

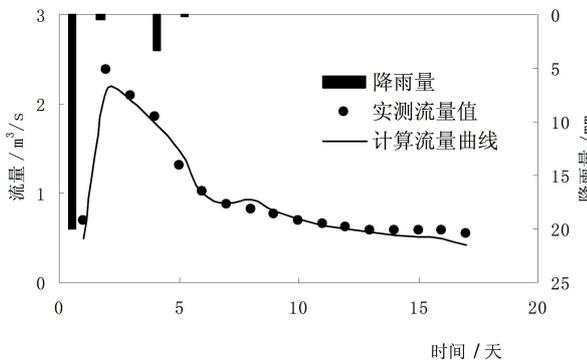


图 12 冒水坑站模型拟合结果图

Fig. 12 Model fitting results at the Maoshuikeng station

为了进一步验证参数的合理性,选取上游母猪洞站进行验证,验证时段为 1993 年 6 月 21 号至 1993 年 7 月 5 号,期间发生了两场较大的降雨,分别为 23.6 mm 和 10.9 mm,将表 1 中的参数带入到模型中,模拟结果见图 13, NSE 为 0.958,模拟结果较为理想。

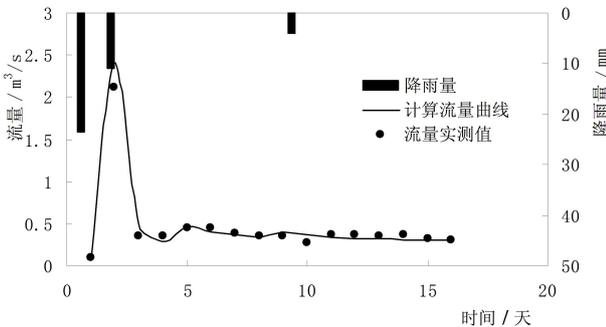


图 13 母猪洞站校正时期的流量模拟曲线图

Fig. 13 Curves of discharge simulation in the correction period at the Muzhudong station

4 结论

(1) 本文将泉流量划分为前期蓄水量、快速流和慢速流 3 部分,并将岩溶系统中的快速流部分和慢速流部分视为两个并联水库。一场单位降雨经过两水库的线性调蓄作用,分别产生慢速流的瞬时单位线和快速流的瞬时单位线,最终建立了泉流量与降雨量之间的传递函数。

(2) 将提出的模型应用到后寨河岩溶小流域,通过对流域上、中、下游的降雨和泉流量资料进行参数识别,结果表明:上中下游的前期的蓄水量分别为 $0.01 \text{ m}^3/\text{s}$, $0.23 \text{ m}^3/\text{s}$ 以及 $0.41 \text{ m}^3/\text{s}$,说明裂隙网络越往下游越发育,慢速径流所占的比例越来越大;水量流入到快速流中的分配系数从上游到下游分别为 0.84, 0.6 以及 0.48,说明水量进入到管道中的比例越来越小。

(3) 模型对上、中、下游泉流量拟合的效果较理想,说明模型具有一定的适用性,但由于在模型建立过程中假设含水系统为线性的,所以该模型仅适用于对小流域的短期流量模拟,不适用于大流域以及长期的泉流量预测。

参考文献

- [1] 柯婷婷, 束龙仓, 鲁程鹏, 等. 基于模糊随机模拟的后寨河岩溶泉流量衰减风险[J]. 河海大学学报: 自然科学版, 2012, 40(1): 113-117.
- [2] 王茂枚, 束龙仓, 季叶飞, 等. 济南岩溶泉水流量衰减原因分析及动态模拟[J]. 中国岩溶, 2008, 27(1): 19-31.
- [3] Labat D, Ababou R, Mangin A. Rainfall-runoff relations for karstic springs. Part I: Convolution and spectral analyses. [J]. Journal of Hydrology, 2000, 238: 123-148.
- [4] Labat D, Ababou R, Mangin A. Linear and nonlinear input/output models for karstic springflow and flood prediction at different time scales[J]. Stochastic Environmental Research & Risk Assessment, 1999, 13(5): 337-364.
- [5] Yue S, Hashino M. Unit hydrographs to model quick and slow runoff components of streamflow[J]. Journal of Hydrology, 2000, 227(1/4): 195-206.
- [6] Bonacci O. Karst springs hydrographs as indicators of karst aquifers[J]. Hydrological Sciences Journal, 1993, 38(1): 51-62.
- [7] Dreiss S J. Linear unit-response functions as indicators of recharge areas for large karst springs[J]. Journal of Hydrology, 1983, 61(1): 31-44.
- [8] Dreiss S J. Regional scale transport in a karst aquifer: 1. Component separation of spring flow hydrographs[J]. Water Re-

- source Research, 1989, 25 (1): 117-125.
- [9] Eisenlohr L, Bouzelboudjen M, Király, L, et al. Numerical versus statistical modelling of natural response of a karst hydrogeological system[J]. Journal of Hydrology, 1997, 202: 244-262.
- [10] 芮孝芳. 水文学原理[M]. 北京:中国水利水电出版社,2004: 151-180.
- [11] Denic-Jukic V, Jukic D. Composite transfer functions for karst aquifers[J]. Journal of Hydrology, 2003, 274(1):80-94.
- [12] 陈洪元, 陈邦宇, 陈波. 贵州省普定后寨岩溶小流域水文特性研究[J]. 贵州地质, 2005, 22(4):284-288.

Quantitative identification of Conduit flow and crack flow based on the spring hydrograph analysis

KE Ting-ting¹, SHU Long-cang²

(1. Geological Exploration Technology Institute of Jiangsu Province, Nanjing, Jiangsu 210049, China;

2. State Key Laboratory of Hydrology Water Resources and Hydraulic Engineering, Hohai University, Nanjing, Jiangsu 210098, China)

Abstract Karst aquifers contain irregular networks of pores, fissures, fractures and conduits of various sizes and forms. Such structure with significant physical and geometrical heterogeneity causes complex hydraulic conditions and spatial and temporal variability of hydraulic parameters. To solve this problem, the composition transfer function for karst aquifers is established by the analysis of the spring hydrograph. This hydrograph is composed of the accumulative storage rainfall, channel flow, and quick flow based on the characteristic of the karstic aquifer. A linear convolution integral model is applied to distinguish the quick flow and slow flow components of a karst spring hydrograph. This method is tested by a case application to the Houzhai underground river in southwestern China. Simulation of the data of the spring flow and the rainfall using this approach shows that the accumulative storage capacity increases from the upstream to the downstream, and the proportions of conduit flow are 0.84, 0.6 and 0.48, respectively. It means that the increasing networks of fissures develop to downstream of the river basin. The NSE from the model calculation is over 90% compared with the real measurement values.

Key words karst aquifer, spring hydrograph, channel flow, crack flow, identification function

(编辑 吴华英)