

DOI :10.3876/j.issn.1000-1980.2011.02.003

改进的 TOPKAPI 模型及其在洪水预报中的应用

赵 君¹ 张晓民²

(1.河海大学水文水资源学院 ,江苏 南京 210098 ;2.中国电力工程顾问集团华北电力设计院工程有限公司 北京 100120)

摘要 :分析改进的 TOPKAPI 模型的结构组成 ,并对模块计算做出相应调整 .以地理信息系统技术为支撑 ,基于数字高程模型的数据构建数字流域平台 ,根据土壤、植被类型等资料建立属性数据库 ,结合空间水文气象资料 ,将改进的 TOPKAPI 模型应用于半湿润的洛河上游卢氏流域的洪水预报 ,并进行分析评价 .应用实例表明 ,改进的 TOPKAPI 模型结构合理 ,在洪水预报应用中能取得较好的效果 ,具有一定的适用性 .

关键词 :TOPKAPI 模型 ;分布式流域水文模型 ;洪水预报 ;数字高程 ;地理信息系统

中图分类号 :P333 **文献标志码 :**A **文章编号 :**1000-1980(2011)02-0131-06

随着遥感、地理信息系统和计算机技术的发展 ,具有物理概念 ,能充分考虑降雨、地形、植被、土壤等要素空间变异性的分布式水文模型的研究方法和应用层次不断得到改进和提高 .分布式水文模型不仅可以深入反映水文循环在不同时间和空间尺度上的演变规律和过程 ,而且能为综合解决实践中各种与水循环紧密相关的问题提供一个更加有效的框架和平台 .SHE 模型^[1]是第一个具有代表性的分布式水文物理模型 ,此后 ,研究者们先后建立了很多分布式水文模型并在实际中得到应用 .其中 ,Todini 提出的 TOPKAPI 模型^[2-3]是一个以物理概念为基础、具有相对较少参数的全分布式降雨径流模型 ,主要采用将水动力学方法和流域地形相结合的思想 ,假设土壤及地表网格内侧向水流运动可用运动波模型来模拟 ,将建立在空间点上的假设在一定空间尺度上进行积分 ,转变初始微分方程为 3 个串联的“结构相似的”非线性水库微分方程 ,分别描述土壤层的水流、饱和或不透水层的陆面径流以及河道水流过程 ,从而得到整个流域的水文过程特性 ,模型参数都具有一定的物理意义 .

目前 ,国外 TOPKAPI 模型研究较多 ,国内相对较少 .原始 TOPKAPI 模型主要用来模拟蒸散发、地表径流、河川径流等水文过程^[4] .本文根据 TOPKAPI 模型的原理和方法 ,增加了植物截流、降水下渗、河道径流等计算模块 ,并对蒸散发和降水下渗计算模块进行相应调整 .以半湿润的洛河上游卢氏流域为例应用改进的 TOPKAPI 模型进行洪水预报 ,并进行分析评价 .

1 改进的 TOPKAPI 模型结构和方法

改进的 TOPKAPI 模型假设壤中流、坡面流和河道水流均可用运动波来描述 ,从而将降雨-径流与降雨演化过程转化为 3 个结构上相似的非线性水库微分方程 ,分别模拟壤中流、坡面流和河道水流这 3 个基本的水文过程 .模型采用基于网格的空间分析方法 ,流域特性参数、降水和水文响应的空间分布在水平方向上用正交网格系统 ,在垂直方向上用各网格对应的水平土柱进行模拟 ,每个 DEM 网格单元都可能包含所有的水文过程 .模型可描述如植物截留、蒸散发、融雪、下渗、壤中流、地表径流、地下水流以及河道水流等主要的水文过程 .模型结构见图 1 .

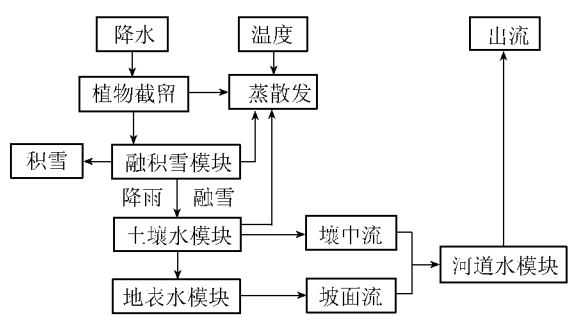


图 1 改进的 TOPKAPI 模型模块组成
Fig. 1 Modules of improved TOPKAPI model

对于深层径流,由于水通过含水层上方厚厚的土壤时垂直运移的响应时间很长,可以假设它在含水层中的水平运动几乎是稳定的,即使在流域有较大的洪水时也无太大变化.虽然深层径流对出流量没有太大的影响,模型仍然考虑了水向深层土壤的渗透.

1.1 植物截留量

模型利用气象数据和植被参数模拟植物截留量和净降水量.用以下简单的经验方程计算植物的最大截留量^[5]:

$$S_t = \frac{S_0 d_c L_t}{L_0} \tag{1}$$

式中: S_t —— t 时段植物截留量; S_0 ——年最大植物截流量; d_c ——地面植被覆盖率; L_t —— t 时段植物叶面积指数; L_0 ——年最大叶面积指数.

植物的实际截留量 S_a 取决于降水、植物截流量和植物表面的缺水量,即:

$$S_a = \min\{P_t, S_t, S_c\} \tag{2}$$

其中

$$S_c = S_{c0} - S_{d(t-\Delta t)}$$

式中: P_t ——实际接受的降水量; S_c ——植物表面的缺水量; S_{c0} ——植物表面的年最大纳水量; $S_{d(t-\Delta t)}$ —— $t - \Delta t$ 时段植物表面的截水量; Δt ——计算时段长.

落到地表的净雨量

$$P'_t = P_t - d_c S_a$$

1.2 蒸散发量

Penman-Monteith 公式常用来计算蒸散发量,并且在许多分布式水文模型中得到了应用,如 SHE 模型, DHSVM 模型等.由于风速、湿度、净辐射等气象资料的限制, TOPKAPI 模型采用 Thornthwaite 公式^[6]计算月平均潜在蒸散发量:

$$ET_{0m} = 0.533 \frac{n_i \bar{N}_i}{12} \left(10 \frac{\bar{T}_i}{b} \right)^c \tag{3}$$

其中

$$b = \sum_{i=1}^{12} [\bar{T}_i/5]^{1.514} \quad c = 0.49239 + 1792 \times 10^{-5} b - 771 \times 10^{-7} b^2 + 675 \times 10^{-9} b^3$$

式中: ET_{0m} ——月平均潜在蒸散发量; $\bar{T}_i$ ——第 i 月的平均气温; n_i ——第 i 月的天数; $\bar{N}_i$ ——第 i 月的日最大可能日照时数的平均值; b ——Thornthwaite 热量指数; c —— b 的 4 级函数.

作为实际土壤含水量的一个函数,要对潜在蒸散发量进行修正,得到实际蒸散发量:

$$\begin{cases} ET_a = ET_0 V \wedge (\beta_s) & (V \leq \beta_s) \\ ET_a = ET_0 & (V > \beta_s) \end{cases} \tag{4}$$

式中: ET_a —— $t - \Delta t$ 时段实际蒸散发量; ET_0 —— $t - \Delta t$ 时段相关蒸散发量; V ——实际土壤含水量; θ_s ——饱和土壤含水量; β ——饱和和水体积的百分比.

1.3 融积雪量

基于数据资料的限制,改进的 TOPKAPI 模型的融积雪模块通过建立在气温测量基础上的辐射估计来计算.实际应用中,融积雪模块输入是降水、气温及蒸散发模块中用到的辐射近似值.计算步骤与 SHE 模型采用的方法^[7]类似 (a) 估计 DEM 网格(分布式水文模型)或冰雪带(集总式模型)上的净辐射 (b) 判断降水是降雨还是降雪 (c) 建立在无融雪假设上的水量和能量收支的估计 (d) 根据 273K 时的总水量,比较总有效能量和冰雪状态下的能量 (e) 计算由过剩能量产生的融雪水,并更新水量和能量收支.

1.4 下渗量

改进的 TOPKAPI 模型假设土壤达到饱和之前,所有的降水量都被土壤吸收,当上层的土壤含水量超过蓄水能力时开始渗透.将上层土壤层的下渗量看做是土壤含水量的一个函数,则

$$P_r = k_{sv} V^{\alpha_p} [(\theta_s - \theta_r) L X]^{\alpha_p} \tag{5}$$

式中: P_r ——下渗水量; k_{sv} ——土壤垂直饱和水力传导率; θ_s ——饱和土壤含水量; θ_r ——剩余土壤含水量; L ——表层土壤厚度; X ——单元格长度; α_p ——土壤类型指数.

1.5 壤中流

土壤中某一点的水流可用运动波模型近似模拟. 假设各散点能集合为一个有限维的普通单元, 在有物理意义参数的基础上将原始的微分方程转化为一个非线性水库微分方程, 根据水量平衡原理求得计算时段内各单元的平均壤中流. 然后, 通过土壤水量平衡计算出各时间步长内的蓄满产流量, 即

$$\frac{dV_1}{dt} = [(f_a X + q_{uo} + q_{us}) - f_b X] - \frac{C_1}{X^{\alpha_s}} V_1^{\alpha_s} \tag{6}$$

其中 $C_1 = Lk_{sh} \tan \beta [(\theta_s - \theta_r) Y_s L^{\alpha_s}]$

式中: V_1 ——单元格内上层土壤蓄水量; f_a ——降水下渗率; f_b ——下层土壤渗透率; q_{uo} ——计算单元以上贡献区域流入计算单元的地表径流量; q_{us} ——计算单元以上贡献区域流入计算单元的壤中流量; C_1 ——局地传导系数; k_{sh} ——上层土壤的水平饱和水力传导率; β ——地面坡度; α_s ——上层土壤导水率指数.

1.6 地表径流量

地表径流过程的模拟与壤中流相似, 即按运动学方法用曼宁公式近似模拟动量方程. 按土壤水计算方法类推. 假设一个单元网格内地表径流深度不变, 并对每一无特殊情况的单元网格在纵向上将地表水流的动量方程整合成一个非线性水库方程^[4], 即:

$$\frac{dV_0}{dt} = r_0 X^2 - \frac{C_0 X}{X^{2\alpha_0}} V_0^{\alpha_0} \tag{7}$$

其中 $C_0 = \tan \frac{1}{2} \beta / n_0$

式中: V_0 ——单元格内地表水量; r_0 ——由土壤水量平衡原理计算出的蓄满产流量; C_0 ——地表径流曼宁系数; n_0 ——地表径流曼宁糙率系数; α_0 ——地表径流曼宁指数, 等于 5/3.

1.7 河道径流量

按运动学方法、用曼宁公式近似模型动量方程, 对假设有树形结构, 且河道有着矩形断面的河网同样适用. 在这种假设情况下, 河道表面宽度不是一个定值, 假设它沿着河道至流域出口断面是不断增加的. 基于这些假设条件, 对于无特殊情况的河道径流可得到如下非线性水库方程:

$$\frac{dV_c}{dt} = (r_c XW + Q_{uc}) - \frac{C_c W}{(XW)^{\alpha_c}} V_c^{\alpha_c} \tag{8}$$

其中 $C_c = s_0^{1/2} / n_c$

式中: V_c ——一般河道内蓄水量; W ——矩形河道宽度, 考虑地形的变化, 假定其随着流域面积的增加而增加; Q_{uc} ——上游河道入流量; r_c ——侧向流入河道的流量, 包括地表与地下入流; C_c ——河道径流曼宁系数; s_0 ——河底坡度, 假设与地面坡度一致; n_c ——河道曼宁糙率系数; α_c ——河道径流曼宁指数, 等于 5/3.

2 实例应用

2.1 流域概况

本文以洛河卢氏水文站以上流域为模型试验流域. 该流域位于洛河上游段, 卢氏水文站控制面积约为 4 716 km², 占整个洛河流域总面积的 25% 左右, 干流长 180 km. 地势同整个伊洛河流域一样, 西高东低. 该流域多年平均降雨量为 600 ~ 800 mm. 降雨量年际变化较大, 年内分配极不均匀. 暴雨主要发生在 7 月和 8 月, 降雨量约占年降雨总量的 38%. 洛河流域洪水主要由暴雨形成, 具有涨落陡、洪峰高、历时短等特点. 较大的洪水集中在 7 月和 8 月, 洪水的峰型取决于暴雨的时程分配.

2.2 模型应用

模型计算所需要的数据包括地形数据、土壤测量数据、植被及土地利用数据、叶面积指数数据和水文气象数据等, 其中地形、土壤和植被等资料是从 Internet 上免费获取的. 原始的 DEM 通过美国联邦地质调查局 (USGS) 提供的 GTOPO30 公共域^[8]的服务获取相当于 1 km 尺度的 DEM 网格资料, 网格内地形参数可根据 DEM 计算.

运用美国 ESRI (环境系统研究所) 的 ArcView 软件进行流域水文特征信息提取, 构建数字水系. 应用 DEM 资料提取水系时, 采用“河道烧录”技术, 对 DEM 进行局部修正, 使数字水系经过的栅格普遍下沉, 以更好地

模拟河流的主要河道,提高 DEM 的可用性和模型输入的精度。“河道烧录”前后的数字化真实水系和 DEM 提取的水系对比见图 2。

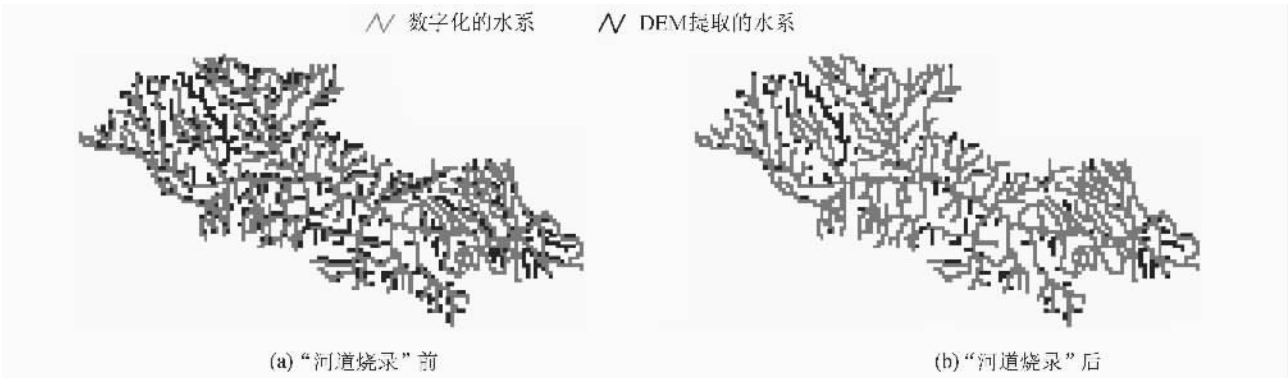


图 2 “河道烧录”前后数字化真实水系与 DEM 提取水系对比

Fig. 2 River systems before and after river path carving

模型采用世界数字土壤地图以及 CD-ROM 里的土壤特性数据^[9]。土壤特性如多孔性、饱和水力传导率由每一种土壤类型推求得到。土壤水特性,即持水能力特性与不饱和水力传导率之间的关系,可用 Van Genuchten 方程描述,参数可从相关数据集里获得。最初上层土壤深度根据 FAO-UNESCO 数字土壤地图估计。植被类型数据可从 USGS 全球土地覆盖特性数据库里获得空间分辨率是 1 km 的数据资料^[10]。基于 USGS 分级,卢氏以上流域的植被类型分为 9 类,包括旱地及牧草地、灌溉农地及牧草地、农牧混合地、农林混合地、灌草地、灌林地、草原、非永久性阔叶林、混交林。研究区域的土壤类型和植被类型分布见图 3。

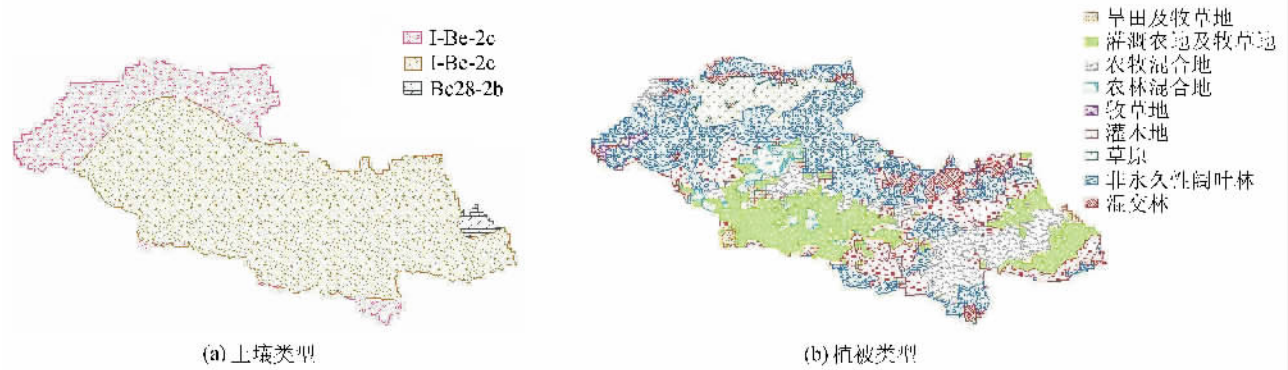


图 3 卢氏以上流域的土壤与植被类型分布

Fig. 3 Distribution of soil and vegetation types in Lushi River basin

根据流域的测站分布情况,选取 18 个资料比较齐全的雨量站,采用距离反比加权平均法对流域进行降雨网格化处理,得到各网格的面平均降雨量。受气温资料限制,采用卢氏水文站的逐时气温数据,根据温度梯度法将温度分配到各基础 DEM 网格上进行蒸散发计算。采用卢氏水文站 1996—2007 年时段为 1 h 的 7 场实测次洪流量数据进行模型率定,用 2 场实测次洪流量数据进行模型检验。

2.3 结果分析

改进 TOPKAPI 模型初始参数值由相关文献中获得。某些土壤参数(如饱和土壤含水量、剩余土壤含水量、田间持水量、饱和土壤水力传导率)根据 USDA 土壤质地分级索引,参照 Green-Ampt 下渗模型使用的 USDA 参数表以及 VIC 模型^[11-12]使用的土壤参数表得到。各植被类型对应的地表径流曼宁糙率系数从 Bedient 和 Huber 以及 HEC-1 中估计得到。河道曼宁糙率系数则参考文献^[13-14]按照 Strahler^[15]河道分级估计。下渗参数由土壤类型与植被类型分布图估计。

尽管改进 TOPKAPI 模型是基于物理概念的,但因地形、土壤特性与植被分布的不确定性,依然需要对模型进行率定。模型的率定,主要依赖于基于物理背景估出的参数值的适度变化,采用试错法对这些参数进行微调。其中土壤厚度减小,意味着土壤蓄水能力减弱,会造成地表径流量和洪峰流量增大;土壤饱和水力传导率减小,意味着土壤排水能力减弱,同样会造成地表径流量和洪峰流量增大。经在试错过程中分析,这 2 个参数

对产流过程影响较大 ,是较为敏感的参数.

模型采用的主要产汇流参数率定值见表 1 和表 2 ,模型率定及检验统计见表 3.

表 1 改进 TOPKAPI 模型采用的主要产流参数率定值

Table 1 Calibrated values of main runoff yield parameters for improved TOPKAPI model

FAO 土壤类型	USDA 土壤分类	$\theta_s - \theta_r$	$\theta_f - \theta_r$	α_s	α_p	$k_{sh}/(10^{-5}m \cdot s^{-1})$	$k_{sy}/(10^{-7}m \cdot s^{-1})$	L/m
I-Bc-2c	粉砂黏土	0.423	0.303	2.5	23.8	8.19	4.10	0.45
I-Bc-2c	黏壤土	0.390	0.270	2.5	18.5	12.70	6.35	0.40
Bc28-2b	砂质黏壤土	0.330	0.210	2.5	17.2	6.67	3.34	1.20

表 2 改进 TOPKAPI 模型采用的主要汇流参数率定值

Table 2 Calibrated values of main confluence parameters for improved TOPKAPI model

植被类型	$n_0/(m^{-1/3} \cdot s^{-1})$	Strahler 河道分级	$n_c/(m^{-1/3} \cdot s^{-1})$
旱田及牧草地	0.08	I	0.050
灌溉农地及牧草地	0.10	II	0.040
农牧混合地	0.12	III	0.035
农林混合地	0.15	IV	0.030
牧草地	0.13	V	0.030
灌木地	0.14	VI	0.025
草 原	0.11		
非永久性阔叶林	0.20		
混交林	0.19		

表 3 改进 TOPKAPI 模型率定及检验统计

Table 3 Statistical results of calibrated and check characteristic values for improved TOPKAPI model

类型	洪号	降水总量/mm	蒸发总量/mm	确定性系数	洪峰相对误差/%	洪量相对误差/%	峰现时间误差/h
模型率定	1996091704	32.69	8.62	0.80	- 8.5	- 14.7	0
	1998052100	52.05	7.86	0.71	16.6	18.4	1
	1998081404	52.61	12.8	0.86	- 14.2	- 17.3	4
	2002060912	12.75	7.4	0.83	- 19.0	9.2	1
	2003071512	40.64	20.97	0.75	- 16.2	18.3	0
	2003082900	169.65	11.57	0.87	9.6	- 12.5	0
	2004092920	53.95	3.99	0.79	- 17.5	8.7	1
模型	1998080912	22.83	10.19	0.86	- 9.8	1.1	2
检验	2007072802	153.42	16.30	0.91	2.9	- 6.9	- 2

从表 3 可以看出 ,模型率定期内的次洪确定性系数均在 0.7 以上 ,其中有 4 场次洪确定性系数在 0.8 以上 ,但有几场次洪的洪峰和洪量的相对误差虽在允许范围之内 ,但率定效果并不是很好 ,1998081404 次洪的峰现时间出现较大的误差 .模型在验证期内的确定性系数均在 0.8 以上 ,洪峰和洪量相对误差精度较好 ,2007072802 次洪的确定性系数达到了 0.9 以上 ,但峰现时间有一定的误差 .由此可以看出 ,改进的 TOPKAPI 模型在洛河卢氏以上流域的应用效果基本令人满意.

3 结 语

改进的 TOPKAPI 模型是一个以物理概念为基础的分布式流域水文模型 ,模型参数物理意义明确 ,与尺度无关 ,初始值可根据公共资源网上获得的数字高程数据 ,土壤、植被等信息直接估计 ,在数据精度有所改善的情况下 ,能较好地应用于洪水预报作业 .对于半湿润的洛河上游卢氏流域 ,改进的 TOPKAPI 模型在洪水预报应用中具有一定精度 ,但模型对其他区域的适用性需要进一步论证和检验 .

参考文献 :

[1] ABBOTT M B ,BATHURST J C ,CUNGE J A ,et al. An introduction to the European Hydrological System-Système Hydrologique Européen “ SHE ” ,A history and philosophy of a physically-based ,distributed modeling system[J]. Journal of Hydrology ,1986 ,87(1) : 45-59.

[2] SINGH V P ,FREVERT D K. Mathematical models of large watershed hydrology[M]. Littleton :Water Resources Publications ,2002.

[3] LIU Zhi-yu. Toward a comprehensive distributed/lumped rainfall-runoff model :analysis of available physically-based models and proposal of a new TOPKAPI mode[D]. Bologna :The University of Bologna ,2002.

[4] 刘志雨 ,谢正辉. TOPKAPI 模型的改进及其在淮河流域洪水模拟中的应用研究[J]. 水文 ,2003 ,23(6) :1-7.(LIU Zhi-yu ,XIE Zheng-hui. Application of improved TOPKAPI model to simulate the flood events in Huai River basin[J]. Journal of China Hydrology , 2003 ,23(6) :1-7.(in Chinese))

[5] CHEN Huai-sheng. Object watershed link simulation (OWLS) [D]. Corvallis :Oregon State University ,1996.

[6] THORNTHWAITTE C W ,MATHER J R. The water balance[M]. New Jersey :Drexel Institute of Technology ,Laboratory of Climatology , 1955.

[7] MORRIS E M. Sensitivity of the European Hydrological System snow models[C]//GLEN J W. Hydrological Aspects of Alpine and High

Mountain Areas ,Proceedings of the Exeter Symposium ,Wallingford ,UK :IAHS-AIHS Publication ,1982 :221-231 .

[8] USGS GTOPO30[EB/OL].[2009-03-05]. <http://edc.usgs.gov/products/elevation/gtopo30/gtopo30.html>.

[9] FAO.The Digital Soil Map of the World ,Version 3[S].

[10] USGS 1 km Global land cover[EB/OL].[2009-03-05]. http://edcsns17.cr.usgs.gov/glec/globdoc2_0.html.

[11] XU Liang ,LETTENMAIER D P ,WOOD E F. One-dimensional statistical dynamic representation of sub-grid spatial variability of precipitation in the two-layer variable infiltration capacity mode[J]. Journal of Geophysical Research ,1996 ,101(16) :21 403-21 422.

[12] VIC model used soils dataset[EB/OL].[2009-03-05]. <http://www.hydro.washington.edu/Lettenmaier/Models/VIC/Documentation/Documentation.html>.

[13] BEDIENT P B ,HUBER W C ,VIEUX B E. Hydrology and floodplain analysis[M].4th Edition. Upper Saddle River :Prentice Hall ,2007.

[14] CHOW V T ,MAIDMENT D R ,MAYS L W. Applied hydrology[M]. Singapore :McGraw-Hill ,1988.

[15] STRAHLER A N.Quantitative analysis of watershed geomorphology[J]. Transactions of the American Geophysical Union ,1957 ,38(6) : 913-920.

Application of improved TOKAPI model to flood forecast

ZHAO Jun¹ , ZHANG Xiao-min²

- (1. College of Hydrology and Water Resources , Hohai University , Nanjing 210098 , China ;
2. North China Power Engineering Co. , Ltd. , China Power Engineering Consulting Group ,
Beijing 100120 , China)

Abstract : The structural composition of the improved TOPKAPI model was analyzed , and the corresponding adjustment was made to the module computation . Based on the support of GIS technology , the improved TOPKAPI model was applied to the forecast of the flood events in semi-humid Lushi River basin in the upper reaches Luohe River by establishing the digital basin platform based on DEM data and the attribute database of soil and vegetation types and by combining with spatial and hydrometeorological data . The relevant analyses and evaluations were performed . The application example indicates that the proposed model is reasonable in structure and leads to satisfactory results of flood forecast , and it is practical .

Key words : TOPKAPI model ; distributed basin hydrological model ; flood forecast ; DEM ; GIS