

TOPMODEL 模型在重庆市开县温泉 小流域径流模拟中的应用研究

张亚萍¹ 周国兵¹ 胡春梅¹ 张学文²

(1. 重庆市气象台, 401147; 2. 重庆市开县气象局)

提 要: 以重庆市开县温泉流域(984km²)为研究区域,利用自动雨量站资料作为TOPMODEL(TOPography based hydrological MODEL)降水-径流模型的输入,以08:00 BST观测的流域出口流量作为模型率定的依据,探讨了用小时面雨量和08:00流量资料和TOPMODEL水文模型进行小流域流量模拟的可行性。结果表明,以08:00流量为依据对TOPMODEL水文模型进行率定后,模型效率系数达到0.872。结果表明,TOPMODEL在所研究的流域基本上是适用的。此工作是自动雨量站资料、天气雷达定量测量降水产品等用于小流域山洪预报的基础工作之一。

关键词: 自动雨量站 小流域 降水-径流模型 TOPMODEL

Runoff Simulation for Wenquan Catchment in Kaixian of Chongqing Using TOPMODEL

Zhang Yaping¹ Zhou Guobing¹ Hu Chunmei¹ Zhang Xuewen²

(1. Chongqing Meteorological Observatory, 401147; 2. Kaixian Meteorological Station of Chongqing Municipality)

Abstract: The rainfall-runoff model TOPMODEL (TOPography based hydrological MODEL) is used to simulate the hourly runoffs for Wenquan catchment (984km²) in Kaixian, Chongqing Municipality. The performance of TOPMODEL in the study area is addressed based on the rain gauge observations and 08:00 BST runoff data. It manifests that the TOPMODEL performed well in the study catchment, and the Nash and Sutcliffe efficiency criterion is 0.872 when calculated with 08:00 BST runoff data. Since the method is simple and the data are easily obtained, this presentation is one of the foundational studies for the developments in the use of rain gauge observations and radar rainfall estimates for flash flood analysis and forecast.

Key Words: auto rain gauge small catchment rainfall-runoff model TOPMODEL

引 言

我国幅员辽阔,山区面积约占全国的 2/3,几乎在我国所有的山地都有过山洪爆发的记录^[1]。小流域山洪是一种局地现象,往往发生在几百公里以下的流域,响应时间在几小时以内^[2]。局地强降水是导致小流域山洪最主要的因素^[3-5],而地形陡峭、地表渗透性差、土壤饱和、或者一些人为原因(如城市化、火灾)等,都会导致一些山区流域对强降水的响应非常迅速。建立有效的小流域山洪预警机制和严密的群防群治体系是降低小流域山洪风险最有效的方法。但是,由于小流域山洪发生的时空尺度是传统的降水观测系统和河流流量观测系统所无法监测的,从这个意义上讲,小流域山洪预报是在强降水条件下缺乏观测资料(包括雨量和流量)时的预报难题。随着自动雨量站布设密度的增加以及新一代天气雷达的建设,雨量观测资料的时空密度已经大大提高^[6-7]。但是,在很多流域,还只能得到一些定时的流量观测资料,如每天 08:00 BST(本文均采用北京时)的流域出口流量资料。为了充分利用现有资料进行小流域山洪预报,本文提出用自动雨量站小时雨量资料作为 TOPMODEL(TOPography based hydrological MODEL)降水-径流模型的输入,以 08:00 流量观测资料为模型率定的依据,研究用自动雨量站测量的小时雨量资料、08:00 的流量观测资料和 TOPMODEL 水文模型进行小流域流量模拟的可行性,从而为自动雨量站资料、天气雷达定量测量降水产品等用于小流域山洪预报打下一定基础。

1 TOPMODEL 降水-径流模型

TOPMODEL 降水-径流模型是由英国

里兹大学于 1970 年代开发^[8],并不断得到发展和完善的半分布式流域水文模型^[9-10],在我国也有广泛的应用^[11-13]。变动产流面积概念是 TOPMODEL 的理论基础,即饱和地表面积上形成的径流有两种方式:饱和坡面流和壤中流。饱和坡面流是在土壤水力传导性差、坡面平缓、坡形辐合的饱和坡面上形成的。饱和坡面流包括饱和地表面上的直接径流与回归流。近表层土壤水力传导度大以及坡面重力梯度大时则形成壤中流。

TOPMODEL 认为,流域水文响应的分布特性可以通过地形分布特征(地形指数)来描述,从而可以预测集水区土壤缺水分布。该模型适合处理较小流域。其基本方程为^[10]:

$$S_i = S_{ave} - m \ln\left(\frac{a_i}{\text{tg}\beta_i}\right) + m\lambda_{ave} \quad (1)$$

$$\lambda_{ave} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln\left(\frac{a_i}{\text{tg}\beta_i}\right) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \lambda_i \quad (2)$$

式中 S_i 为点 i 处的局地饱和和缺水量, S_{ave} 为流域平均饱和和缺水量, λ_i 为地形指数, n 为流域格点数, m 为土壤饱和和水力传导度随土壤深度的衰减率, a_i 为点 i 以上坡面汇水面积, $\text{tg}\beta_i$ 为点 i 处的地表坡度。式(1)表明流域内任一点的饱和和缺水量与流域平均饱和和缺水量和地形指数有关,地形指数值较大的面积上首先容易达到饱和,产生饱和坡面流,这些面积上地形辐合、坡面平缓、水平方向透水性差,这些局部面积即为变动产流面积。

模型的 5 个输入参数为:土壤饱和和水力传导度随土壤深度的衰减率 m 、地表土壤饱和和导水率 T_0 的自然对数值 $\ln(T_0)$ (单位: $\text{m}^2 \cdot \text{h}^{-1}$)、根系层的最大蓄水量 SR_{\max} (单位: m)、根系层的初始缺水量 SR_{init} (单位: m)和流域内部表面流的汇流速度 $ChVel$ (单位: $\text{m} \cdot \text{h}^{-1}$)。模型参数的寻优采用蒙特卡洛(Monte Carlo)方法和人工调试相结合的办法,模型率定的目标函数采用 Nash-Sutcliffe

模型效率系数 $E^{[14]}$:

$$E = 1 - \frac{\sum_{t=1}^n [Q_i^r(t) - Q_i^s(t)]^2}{\sum_{t=1}^n [Q_i^r(t) - Q_{avg}^r(t)]^2} \quad (3)$$

其中, Q_i^r 是第 i 个小时的参考流量, 用于模型率定时指实测流量, Q_i^s 是模型模拟的流量, Q_{avg}^r 为参考流量的平均值, n 为时间序列长度。 E 以 1 为最佳, 越接近 1 越好。

TOPMODEL 模拟流域径流的过程如图 1 所示。模拟之前首先划分流域边界, 计算流域面积, 提取流域地形特征, 包括地形指数分布和河道出口距离面积分布。地形指数越大的地方, 越容易产流, 地形指数分布可看成是流域河道的另一种表现形式; 河道出口距离面积分布决定流域的汇流过程, TOPMODEL 假定流域表面流的汇流速度为常数, 距离流域出口相同的格点上的产流同时到达流域出口, 距离相同格点具有的面积大小控制流域出口的流量。对于确定的流域, 其地形指数分布和河道出口距离面积分布是固定不变的。流域划分可以基于数字高程数据, 采用数字高程流域水系模型 DEDNM (Digital Elevation Drainage Network Model)^[15], 又称 TOPAZ (Topographic Parameterization) 作为数字地形分析工具进行流域河网水系识别和流域边界划分, 并根据

TOPAZ 的输出结果计算河道出口距离面积分布。地形指数计算可以采用多流向法^[16]。

在模拟径流时, 把流域面雨量和蒸发散时间序列输入 TOPMODEL 模型, 可以得到流域出口的流量序列。为了评价模拟结果的优劣, 可以将实测流量过程和模拟的流量过程比较, 计算目标函数, 利用目标函数优化模型参数。

2 资料来源

本文选择重庆市开县的温泉流域为研究区域, 图 2a 为该研究区域示意图。开县属川东褶皱带, 温泉流域位于大巴山南坡, 境内地势北高南低, 海拔 200~2000m, 个别山脊超过 2000m, 最高点在白泉乡大垭口南面山巅, 为 2626m。多为石灰岩山地, 山岭之间河谷深切, 相对高差达 1000m 以上。开县属亚热带季风气候区, 雨量充沛, 多年平均降水量为 1385mm, 多集中在 5—9 月。温泉流域属开县小江流域的上游, 为小江干流东河的北段, 发源于开县北泉乡钟鼓村, 其中白泉以上平均比降为 115‰, 白泉至温泉平均比降为 10.6‰, 出境口多年平均流量 $108\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 。到 2000 年, 温泉流域以上没有已经完工的小(一)型以上的水库, 预计 2008 年将建成位于和谦镇的土龙洞水库, 为蓄水量 1.42 亿 m^3 的大(二)型水库。

流域划分是基于 1:50000 的数字高程数据, 采用数字高程流域水系模型 DEDNM 作为数字地形分析工具进行流域河网水系识别和流域边界划分。流域面积为 984km^2 , 其中布设了 6 个自动雨量站, 雨量站分布密度为每 164km^2 1 个雨量站。图 2b 为温泉流域的河道距出口的距离面积分布, 图 2c 为地形指数分布。最后, 将雨量计资料计算得到的面雨量、温泉流域出口流量、蒸发资料运用到 TOPMODEL, 就可以进行流量模拟。由于

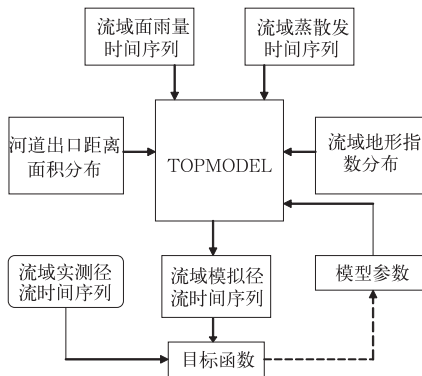


图 1 TOPMODEL 径流模拟流程

只有每天 08:00 的温泉流域出口流量资料, 因此, 本文在进行模型率定时, 只使用 08:00 的流量资料进行模型率定。

本文所用雨量资料为图 2a 所示的 6 个自动雨量站观测的小时雨量, 时间段为 2007 年 5 月 1 日 00:00 至 7 月 31 日 23:00, 共 2208 个时次。水文上往往基于地面雨量计测值进行面雨量计算, 如泰森多边形法是基于雨量计位置和雨量计之间的距离将流域划

分为多个多边形, 围绕某一雨量计的多边形的面积与流域总面积之比就是该雨量计测值在流域面雨量中所占的权重。又如距离平方反比法是将流域分成若干格点, 格点上的降雨量用邻近各雨量站的雨量资料作加权平均得到, 权重因子为格点到各雨量站距离平方的倒数, 雨量站到格点的距离 d 越近, 其权重 $1/d^2$ 也越大。流域面雨量可从各格点的降雨量得出。由于泰森多边形法把各雨量站所控制的面积在不同的降雨过程中都视作固定不变, 因此, 本文采用较为灵活的距离平方反比法。将需要进行面雨量计算的流域分成 $1\text{km} \times 1\text{km}$ 大小的格点, 用距离平方反比法计算每个格点上的降水量, 流域上所有格点降水量之和除以流域面积, 就得到流域面雨量。

本文所用流量资料为 2007 年 5 月 1 日至 7 月 31 日的每天 08:00 的温泉流域出口流量观测资料。由于没有小时蒸发资料, TOPMODEL 模型本身允许在无蒸发资料的地区用其它地区的蒸发资料代替, 因此, 本文所用蒸发资料参考了文献[17]中的蒸发资料, 即对文献[17]中的蒸发资料根据温度和降水进行统计, 然后将相同温度和降水的蒸发数据用于本文的模拟。虽然文献[17]中的佛子岭流域位于安徽大别山区, 与本文所研究的流域相距较远, 但该流域也是中纬度山区流域, 另外本文的主要目的是进行 TOPMODEL 在温泉流域是否适用的研究, 因此, 这样获取的蒸发资料对模型适用性研究的影响不大。

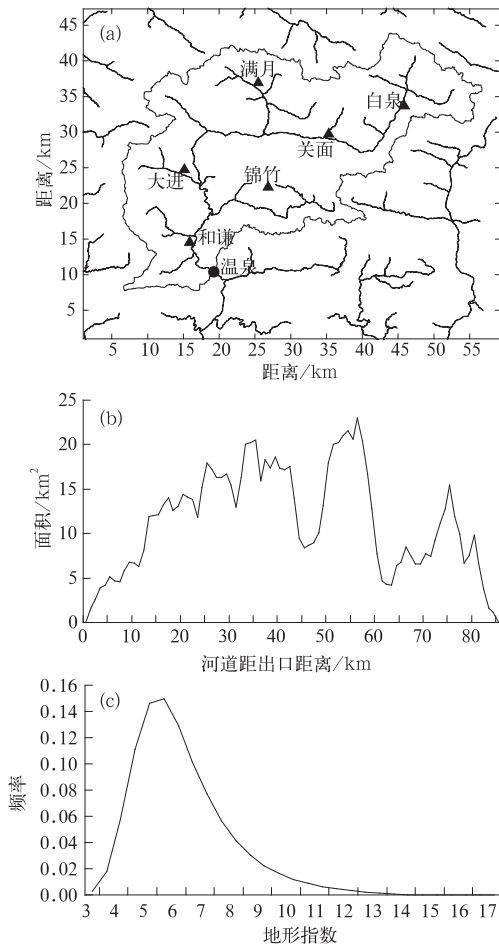


图 2 (a) 重庆市开县温泉流域的河网和自动雨量站分布示意图 (图中粗实线为流域边界, 细实线为河网, 黑色实心圆为流域出口, 黑色实心三角为自动雨量站) (b) 温泉流域的河道距出口的距离面积分布 (c) 温泉流域的地形指数分布

3 流域径流模拟

图 3 为 2007 年 5 月 1 日 00:00 至 7 月 31 日 23:00 温泉流域小时出口流量模拟结果。图 4 为 2007 年 5 月 1 日至 7 月 31 日的 08:00 实测流量、模拟流量和日雨量。模型的效率系数为 0.872, 表明 TOPMODEL 模

型在温泉流域是适用的。模型率定的 5 个输入参数为： $m=0.02$ 、 $\ln(T_0)=0.01\text{m}^2 \cdot \text{h}^{-1}$ 、根系层的最大蓄水量 $SR_{\max}=0.05\text{m}$ 、根系层的初始缺水量 $Sr_{\text{init}}=0\text{m}$ 和流域内部表面流的汇流速度 $ChVel=8000\text{m} \cdot \text{h}^{-1}$ 。汇流速度大的原因可能是陡峭地形引起。

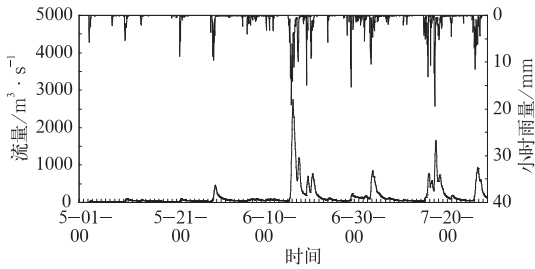


图 3 2007 年 5 月 1 日 00:00 至 7 月 31 日 23:00 温泉流域小时出口流量模拟

黑色细实线(上)为温泉流域小时降水量,黑色粗实线(下)为 TOPMODEL 模拟的温泉流域小时出口流量

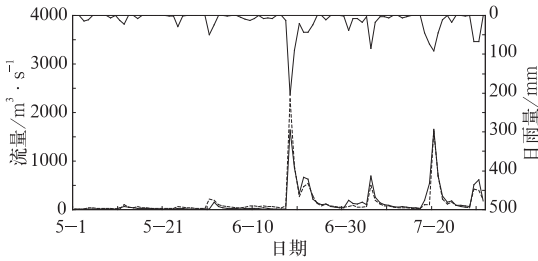


图 4 2007 年 5 月 1 日至 7 月 31 日的 08:00 实测流量(下,黑色虚线)、模拟流量(下,黑色粗实线)和日雨量(上,黑色细实线)

从图 4 可见,6 月 18 日 08:00 的实测流量为 $1640\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,模拟流量为 $2279\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,洪峰相对误差达 39%。7 月 20 日 08:00 的实测流量为 $1660\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,模拟流量为 $1621\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,洪峰相对误差为 2.3%。为了分析 6 月 18 日 08:00 和 7 月 20 日 08:00 的实测流量很接近,而模拟流量相差很大的原因,这里对两次洪峰前的降水进行分析。造成 6 月 18 日洪峰的前期降水为:6 月 17 日 08:00 的日降水量为 12.1mm,6 月 18 日

08:00 的日降水量为 204.4mm,即 6 月 18 日前 48 小时累积降水为 216.5mm。7 月 20 日洪峰的前期降水为:7 月 18 日 08:00 的日降水量为 44.6mm,7 月 19 日 08:00 的日降水量为 73.2mm,7 月 20 日 08:00 的日降水量为 91.1mm,即 7 月 20 日前 72 小时累积降水为 208.9mm。考虑到温泉流域面积较小,降水-径流响应时间较快,而且 6 月 18 日的前期累积降水比 7 月 20 日的大,则 6 月 18 日的流量可能与 7 月 20 日的接近,但 6 月 18 日的实测流量却远低于 7 月 20 日的实测流量。因此,一方面,模型的率定参数还需要利用更多数据进行调整,另一方面,模拟结果可能是合理的,但由于 6 月 17 日之前降水较少,有不少地方需要蓄水,从而到达出口的水量减少。

由于 2006 年重庆干旱,因此,模型率定采用了 2007 年的资料。但 2006 年 7 月 1 日 08:00 在温泉流域仍有一次较明显的洪峰,流域出口实测流量为 $667\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 。利用文中率定的模型参数和雨量计得到的面雨量,对 2006 年 7 月 1 日 08:00 的模拟流量为 $741.4\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,与实测流量相比,相对误差为 11.2%。今后将积累更多的资料对模型率定参数进行验证或调整。

4 小 结

本文以重庆市开县温泉流域(984km^2)为研究区域,利用自动雨量站资料作为 TOPMODEL 降水-径流模型的输入,以 08:00 观测的流域出口流量作为模型率定的依据,探讨了用小小时面雨量和 08:00 流量资料和 TOPMODEL 水文模型进行小流域流量模拟的可行性。结果表明:以 08:00 流量为依据对 TOPMODEL 水文模型进行率定后,模型效率系数达到 0.872,表明 TOPMODEL 在所研究的流域基本上是适用的。

由于本文采用的方法简单易行,资料容易获得,同时,将水文模型用于小流域山洪预报预警,是直接模拟出口流量,与使用临界雨量比较,其给出的预警结果将更为直接。因此,本文的工作是自动雨量站资料、天气雷达定量测量降水产品等用于小流域山洪预报的基础工作之一。

参考文献

- [1] 赵士鹏. 中国山洪灾害系统的整体特征及其危险度区划的初步研究[J]. 自然灾害学报, 1996, 5(3): 93-99.
- [2] Creutin, J. D., M. Borga. Radar hydrology modifies the monitoring of flash flood hazard[J]. Hydrological Processes, 2003, 17(7): 1453-1456.
- [3] 周雨华, 黄培斌, 刘兵, 等. 2003年7月上旬张家界特大暴雨山洪分析[J]. 气象, 2004, 30(10): 38-42.
- [4] 周雨华, 刘志雄, 谭一洲, 等. 湖南新邵太芝庙乡特大致洪暴雨分析[J]. 气象, 2006, 32(11): 81-87.
- [5] 姚蓉, 黎祖贤, 叶成志, 等. 强热带风暴碧利斯特大暴雨山洪成因分析[J]. 气象, 2007, 33(8): 40-46.
- [6] 姚燕飞, 程明虎, 杨洪平, 等. 优化 Z-I 关系及其在淮河流域面雨量测量中的应用[J]. 气象, 2007, 33(6): 37-43.
- [7] 何宇翔, 张亚萍, 刘术艳, 等. 天气雷达定量估测降水量不同方法效果评估[J]. 南京气象学院学报, 2004, 27(6): 743-752.
- [8] Beven K. J., M. J. Kirkby. A Physically based variable contributing area model of basin hydrology [J]. Hydrology Sci. Bull., 1979, 24: 43-69.
- [9] Beven K. J., M. J. Kirkby, N. Schofield, et al. Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three UK catchments[J]. Journal of Hydrology, 1984, 69: 119-143.
- [10] Saulnier G. M., K. J. Beven, C. H. Oblet. Including spatially variable soil depths in TOPMODEL [J]. J. Hydrology, 1998, 202: 158-172.
- [11] 刘晓阳, 毛节奏, 李纪人, 等. 雷达联合雨量计估测降水模拟水库入库流量[J]. 水利学报, 2002, (4): 342-349.
- [12] 郭方, 刘新仁, 任立良. 以地形为基础的流域水文模型——Topmodel 及其拓宽应用[J]. 水科学进展, 2000, 11(3): 296-301.
- [13] 熊立华, 郭生练, 胡彩虹. TOPMODEL 在流域径流模拟中的应用研究[J]. 水文, 2002, 22(5): 5-8.
- [14] Nash, J. E., J. V. Sutcliffe. River flow forecasting through conceptual models, 1, A discussion of principles[J]. J. Hydrol., 1970, 10: 282-290.
- [15] Martz W., J. Garbrecht. Numerical definition of drainage network and subcatchment areas from digital elevation models [J]. Computers & Geosciences, 1992, 18(6): 747-761.
- [16] 孔凡哲, 芮孝芳. TOPMODEL 中地形指数计算方法探讨[J]. 水科学进展, 2003, 14(1): 42-45.
- [17] 张亚萍, 程明虎, 徐慧, 等. 雷达定量测量降水在佛子岭流域径流模拟中的应用[J]. 应用气象学报, 2007, 18(3): 295-305.