

邹大伟,张杰,张兴强,等. 基于 TOPMODEL 模型的暴雨诱发山洪的预报[J]. 陕西气象,2017(6):6-10.

文章编号:1006-4354(2017)06-0006-05

基于 TOPMODEL 模型的暴雨诱发山洪的预报

邹大伟¹,张 杰¹,张兴强¹,张 艳¹,王建峰²

(1. 泰安市气象局,山东泰安 271000;2. 天津市悦盛科技有限公司,天津 300000)

摘要:以大汶河流域为研究区域,利用自动站雨量数据、数值预报雨量数据、雷达基数据等气象资料,建立以 TOPMODEL 模型为核心的暴雨山洪预报模型,模拟暴雨发生时山洪的产生及变化,预报山洪发生的规模和时间,再根据流域不同历史重现期的面雨量值,实现山洪监测预警。具体作法:将大汶河流域拆分成 90 m×90 m 的网格点,依据 8 邻域汇水理论模拟每个网格点内水流情况,并根据汇水与地理信息,将全流域划分为三级,降低由于降雨和下垫面的空间不均匀性对模拟结果带来的影响;利用时间叠加和滞后性实现对山洪的预报,并应用数值预报精细化雨量产品,进一步修正山洪预报结果,延长山洪预报时效;计算各子流域不同历史重现期的面雨量值,将其作为致灾阈值,实现各子流域的分级报警;另外,采用概率配对比确定雷达反射率与降雨量的关系实现雷达估测降水,对自动站模拟山洪的方法进行有效的补充,提高系统的业务可用性。

关键词:大汶河流域;TOPMODEL 模型;水文气象;山洪预报

中图分类号:P338;P426.616

文献标识码:A

大汶河作为山东泰安地区的“母亲河”,汇集了泰山山脉、蒙山支脉的各个河流,其干流、支流具有明显的山洪沟的特性,河床较浅,每年汛期降水相对集中时段,降雨容易在短时间内转化为径流,且流量较大,容易形成致灾的山洪,因此有必要建立流域山洪预警系统,并建立严密的群防群治体系,才能降低流域山洪风险^[1]。由于此类山洪持续时间较短,且山洪发生的区域多为流域的局部或者支流,利用监测河流流量的方法无法全面、有效地监测此类山洪;强降水发生时,山洪的预报也成为一难题。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^[2],气象部门所掌握的雨量观测资料的时空密度已经大大提高,同时随着数值模式的发展,高精度的雨量预报也为小流域的雨量预报提供了一定参考。利用自动雨量站实况和数值预报雨量数据,建立以 TOPMODEL 模型为核心的大汶河流域气象监测预警系统,实时监测暴雨实况,模拟山洪发生的流

量变化,实现对暴雨诱发山洪的发生规模 and 时间的预报,再根据山洪预警阈值,可以实现针对到格点的山洪风险等级监测预警。

1 TOPMODEL 模型的基本原理

TOPMODEL 模型是基于地形数据的半分布式水文模型,即根据地形、地貌的影响分析以及对径流的土壤和其他因素的综合计算,建立地形与流域面积联系的方程。由于模型加入了地形数据,可以较好地反应径流,特别是汇流时的运动分布规律,从而较好地模拟整个水文过程。该理论来源于 20 世纪 70 年代利兹大学^[3-4],主要是模拟不同地表条件对流域地形水文过程的影响。随着不断发展和完善,该模型在中国也有了较为广泛的应用^[5],并且模型获得了大量改进。经过改进后的 TOPMODEL 模型,较好地反映出了地形分布特征与流域水文分布特性的对应关系,较小流域水文分布特征可以通过分析该流域的地形特征来预测。

收稿日期:2017-05-10

作者简介:邹大伟(1988—),男,江苏淮安人,学士,助理工程师,主要从事天气动力学,水文气象研究。

基金项目:山东省气象局气象科学技术研究项目(2016sdqxm16)

在 TOPMODEL 理论中,降雨使土壤达到饱和是产生地表径流的主要过程,模型描述了山洪最初形成的阶段。降水开始后,在整个流域范围内,仅有一部分面积达到饱和的面积,受到流域地形、土壤前期含水量等其他诸多因素影响^[6],不同地区能达到饱和的面积分布与大小也不尽相同(图 1)。

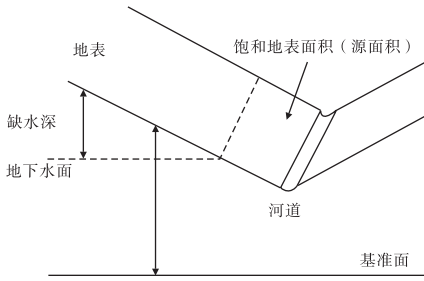


图 1 变动产流原理示意图

计算局地饱和缺水量是 TOPMODEL 模型模拟水文的基础,达到饱和后发生饱和和坡面流从而产生汇流,叠加局地汇流方向矢量,可以计算流域汇流,实现对整个流域的水文过程模拟。模型的基本方程为^[7-8]

$$S_i = S_{ave} - m \ln \left[\frac{a_i}{\tan \beta_i} \right] + m \lambda_{ave}, \quad (1)$$

$$\lambda_{ave} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln \left[\frac{a_i}{\tan \beta_i} \right] = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \lambda_i. \quad (2)$$

式(1)、式(2)中 S_i 表示点 i 处的局地饱和缺水量, S_{ave} 表示流域平均饱和缺水量, m 表示土壤饱和和水力传导度随土壤深度的衰减率, a_i 表示点 i 以上坡面汇水面积值, λ_{ave} 表示流域流量平均, n 表示流域格点数, $\tan \beta_i$ 表示点 i 处的地表坡度, λ_i 表示地形指数。式(1)反应了首先容易达到饱和的区域为地形指数值较大的区域,达到饱和后发生饱和和坡面流,物理意义表示该区域有地形辐合、坡面平缓、水平方向透水性差的特性。

2 山洪预报在大汶河流域的实现

基于 TOPMODEL 模型,建立了大汶河流域气象监测预警系统。该系统在全息数字河道系统基础上,利用实况和预报雨量数据及雷达基数据,模拟暴雨发生时大汶河流域的流量变化,从而预报山洪发生的规模和时间,再根据山洪预警阈值,实现针对到点的山洪风险等级监测预警。图 2 为系统信息处理流程及模块。

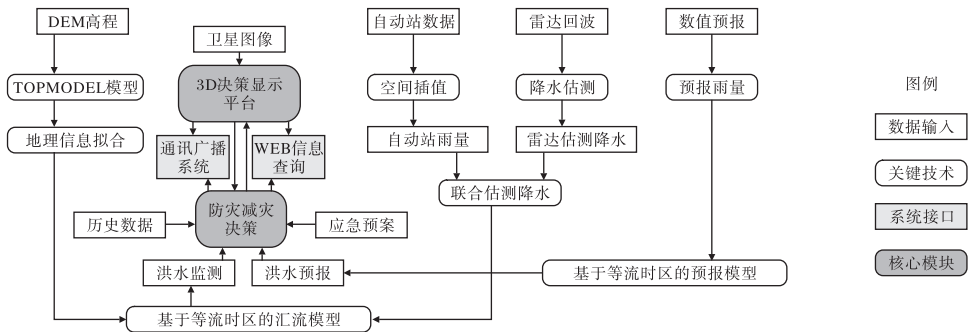


图 2 大汶河流域气象监测预警系统信息处理流程及构架图

2.1 山洪实时模拟的实现

大汶河流域气象监测预警系统是利用三维 DEM(数字高程模型)高程数据,生成全流域基于 DEM 地形的坡度图^[9],并将全流域拆分成 $90 \text{ m} \times 90 \text{ m}$ 的网格点,每个网格点的降水量数据由自动站雨量插值而来。由于网格点间坡度不同,假定水流方向为由高流向低,通过网格间高度差可以判定两个网格间水流方向。依据 8 邻域汇水理论^[10](图 3),将网格点间水流逐一汇总,可以模拟生成总的汇水方向,再根据上游汇水面积,形成不

同等级流域的汇流关系。其中,在利用坡度、上游汇流面积计算得到的数字河道过程中,由于可以对数字河道内任意一个网格点的汇流速度进行计算,故可以得到任意一个网格点到河道终点的汇流时间,实现对流域内任意一个网格点山洪流量的监测。

根据每个网格点汇流时间的不同可划分不同等级的等汇流时间区域(简称等流时区),即不同等级的流域;由边界提取算法生成流域边界^[11],再根据大汶河流域水文地理的规划要求为等流时

区设置流域名称。将数字河道、数字流域进行数据整合,实现了全流域的数字化,构建了基于TOPMODEL模型的山洪汇流数字河道。

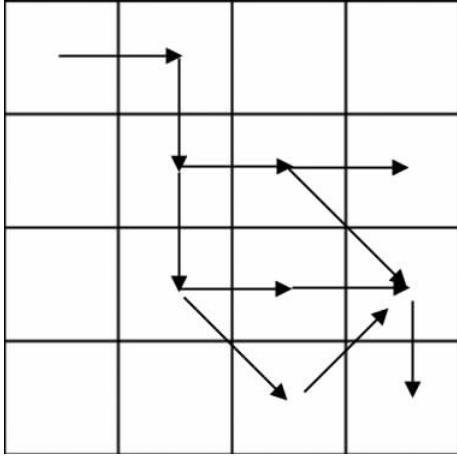


图3 8邻域汇水理论示意图

TOPMODEL模型假定流域内的降水是均匀分布的,但实际上降雨空间分布是不均匀的,模型忽略了降雨空间分布的不均匀性。由于大汶河流域面积相对较大,直接应用这种不考虑下垫面和降雨时空分布不均匀性的TOPMODEL模型,会造成模拟结果出现较大的偏差。为了解决上述问题,构建模型时采用了划分子流域的建模方式,即在划分等流时区时,基于水利局各支流信息及实际DEM数据,将地形特征相似的地形划分为小的子流域,分别计算每个小的子流域,然后生成拓扑结构,构成整个大汶河流域。划分过程中最小的单元归结为水库、湖泊等大的蓄水点,划分完成后利用DEM数据计算每个子流域的地形指数并建立各类参数间的关系简化参数项,参数包括子流域面积、河网长度、坡度等基础地理信息数据。基于水利局各个支流信息及实际DEM数据,将大汶河流域特征相似的地形划分为三级流域。其中,一级流域为大汶河全流域;二级流域依据水利局提供的各个流域名称进行划分,主要是汇成大汶河的各个支流,包括汇河、柴汶河、牟汶河等8条支流(图4);三级流域为模型模拟计算中计算面雨量的最小单元,囊括了全流域中的每个水库、湖泊等共35个重要的汇水点(如黄前水库、群集湖等)。将以上三级流域按照地理位置及汇流情

况,与二级流域建立拓扑结构,再将二级流域与大汶河建立拓扑结构,最终实现全流域的面雨量监测。



图4 山东大汶河二级流域图

2.2 山洪预报、预警的实现

2.2.1 山洪预报的实现

基于时间叠加和滞后性原理实现山洪汇流预报。由于径流传导速度的限制,山洪的发生一般不是降水最大的区域,而是可能发生在流域中不同等流时区强降水的汇流区域,因此,山洪的形成具有一定的时间叠加和滞后性^[12]。利用这一特点,可以给山洪预报赢得一定的时间,这也是山洪监测的意义。另外,在时间叠加和滞后性的山洪汇流预报基础上,将数值预报格点雨量数据代入模型进行计算,可以进一步修正山洪的预报结果并延长山洪的预报时效,使结果更符合山洪灾害发生发展的客观规律。

2.2.2 山洪预警的实现

模型的阈值主要通过计算历史灾情不同重现期的面雨量值来确定,以一级流域大汶河流域的阈值计算为例,表1为2005—2013年泰安市水利局统计的大汶河流域灾情过程,利用自动站雨量数据通过模型模拟计算24h大汶河全流域的面雨量值。

利用计算得到的18个面雨量值,采用皮尔逊Ⅲ型方法计算大汶河流域不同重现期面雨量(表2)。采用不同重现期面雨量值作为大汶河流域不同级别的报警阈值。利用上述方法对每个子流域进行重现期面雨量值计算,得出三级流域中各个子流域的报警阈值。

表 1 2005—2013 年大汶河流域致灾或致洪过程面雨量样本

序号	致灾致洪过程时间	面雨量/mm	序号	致灾致洪过程时间	面雨量/mm
1	2005-07-01T21—07-02T20	82.9	10	2010-08-04T20—08-05T14	23.8
2	2006-05-04T23—05-05T12	82.9	11	2010-08-24T01—08-24T19	52.0
3	2007-07-18T19—07-19T08	52.8	12	2011-09-13T16—09-14T15	40.3
4	2007-08-09T22—08-10T15	56.6	13	2011-09-14T21—09-15T15	27.9
5	2007-08-17T4—08-18T04	35.0	14	2012-07-07T15—07-08T12	90.6
6	2009-07-08T11—07-09T07	73.3	15	2012-07-09T13—07-10T10	73.3
7	2009-07-20T17—07-21T11	25.3	16	2013-05-26T01—05-27T10	46.4
8	2009-08-17T09—08-18T05	66.7	17	2013-07-04T10—01-20T18	42.2
9	2010-06-30T15—07-01T14	48.4	18	2013-07-19T13—07-20T07	21.3

表 2 大汶河流域不同重现期面雨量

重现期/a	5	10	15	20	30	50	100
概率/%	20	10	6.67	5	3.33	2	1
面雨量/mm	71.54	87.60	97.94	103.12	112.48	123.13	137.99

2.3 雷达定量估测降水的实现

利用经过质量控制的自动气象站雨量数据,能够精确计算单点的雨量值,通过资料插值计算得出流域面雨量数据,这是目前山洪模拟的主要方法之一。但由于自动站实际上是对自然雨量的点状采样,不能完全准确地反映自然降水的分布,存在局限性。与利用站点雨量资料不同,利用雷达资料估测雨量数据是另一种估测面雨量的方法。雷达估测雨量能够反映降水强度的空间分布,但雷达估测降水过程中,需要用算法将雷达回波强度转换为降水量值,而估测算法可能存在不稳定的误差值。因此,模型中的雷达模块,不能完全代替自动站雨量模拟结果,旨在补足站点模拟的不足,特别是出现范围较小的局地强对流天气或自动雨量站出现故障时,利用自动气象站雨量资料不能判断山洪是否发生,雷达估测雨量能较好地模拟小流域内雨量及流量的情况。

利用概率配对法确定反射率因子与降水量的($Z-I$)关系^[13]。因自动气象站无 6 min(雷达一个体扫时间)雨量数据,因此先将各自动站所在点的逐小时雷达反射率强度平均值与实际降水量进

行统计计算,得到不同反射率强度平均值对应的小时降水量,然后再平均得到 6 min 的 $Z-I$ 关系。在实际应用中,对泰安地区 20 次不同平均降水量的降水过程进行统计,得出反射率因子与小时降水量的关系(图 5)(由于泰山雷达为 C 波段雷达,回波强度稍弱),再计算得出 6 min 的 $Z-I$ 关系。这样可以通过每个雷达体扫的反射率强度,实时模拟大汶河流域的降水情况。

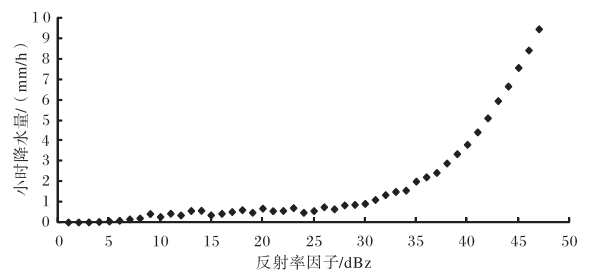


图 5 泰山雷达反射率强度平均值与小时降水量关系图

3 结论与讨论

以大汶河流域为研究区域,利用自动站雨量数据、数值预报雨量数据和雷达基数据,建立以 TOPMODEL 模型为核心的大汶河流域气象监测预警系统,实现洪水风险监测和预警。

(1)将大汶河流域拆分成 $90\text{ m} \times 90\text{ m}$ 的网格点,依据 8 邻域汇水理论模拟每一个网格点内水流情况,实现站点的降水量向水文流量值的转化;根据各格点汇水情况,将全流域共划分为三级,以第三级流域为模拟单位构建 TOPMODEL 模型,优化了降雨和下垫面的空间不均匀性对模拟结果带来的影响。

(2)利用时间叠加和滞后性实现了对山洪的预报;并利用数值预报精细化雨量产品进一步修正山洪预报结果,延长山洪预报时效。

(3)采用皮尔逊 III 型方法计算各子流域不同历史重现期的面雨量值作为致灾阈值,实现各子流域的分级报警;采用概率配对法确定不同雷达反射率值与雨量的关系实现雷达估测降水,当发生局地强对流天气或自动雨量站出现故障时,利用雷达资料实现小流域山洪的模拟。

(4)DEM 精度在一定程度上影响了模型模拟的结果,特别是有尺度较小的山洪沟、洼地时,模拟效果不太满意。随着计算机计算能力的提升,提高 DEM 精度可以提高模型模拟的效果。

(5)TOPMODEL 模型的产流机制是蓄满产流,比较适用于地表湿润的月份(如夏季)。在初春或者深秋,由于地表相对较干,且雨量较小,模拟的径流结果不理想。因此,在计算局地饱和和缺水量参数时,可通过进一步研究将各类环境气象指标代入参数计算,使模型更加精确。

(6)在实际业务应用中,进行模拟结果的实时检验较为困难。由于流域内有众多堤坝,还有小的湖泊,流量受人为因素的影响不可忽略,流域内水位及流量的变化与实际降水产生的流量相差较大,故无法进行准确的检验工作。今后可以利用部分自然湖泊水位变化检验模型模拟结果,并寻找合适的计算方法将水库水位变化纳入到模型计算中,进而检验整个流域模型的模拟结果。

参考文献:

- [1] 熊立华,郭生练,田向荣. 基于 DEM 的分布式流域水文模型及应用[M]. 北京:中国水利水电出版社, 2004,15(4):517-520.
- [2] 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.
- [3] BEVEN K J, KIRKBY M J. A Physically based variable contributing area model of basin hydrology [J]. Hydrological Sciences Bulletin, 1979, 24(1): 43-69.
- [4] 吴波,张万昌. 基于栅格产汇流的 TOPMODEL [J]. 长江流域资源与环境, 2007, 16(5): 661-666.
- [5] 郭良,唐学哲,孔凡哲. 基于分布式水文模型的山洪灾害预警预报系统研究及应用[J]. 中国水利, 2007, 19(14): 38-41.
- [6] 孔凡哲,芮孝芳. TOPMODEL 中地形指数计算方法的探讨[J]. 水科学进展, 2003, 14(1): 41-45.
- [7] BEVEN K J, KIRKBY M J, SCHOFIELD N, et al. Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three UK catchments[J]. Journal of Hydrology, 1984, 69(4): 119-143.
- [8] SAULNIER G M, BEVEN K J, OBLED C. Including spatially variable effective soil depths in TOPMODEL[J]. Journal of Hydrology, 1997, 202(3): 158-172.
- [9] 凌峰,杜耘,肖飞,等. 分布式 TOPMODEL 模型在清江流域降雨径流模拟中的应用[J]. 长江流域资源与环境, 2010, 19(1): 48-53.
- [10] 李奎. 基于 DEM 的汇水与淹没分析研究[D]. 山东:山东理工大学, 2013.
- [11] 江岭. 基于 DEM 的流域地形分析并行算法关键技术研究[D]. 南京:南京师范大学, 2014.
- [12] 翟丹华,张亚萍,邱鹏,等. 琼江两次洪水过程的水文气象分析[J]. 气象, 2015, 41(1): 59-67.
- [13] 张岳. 多普勒天气雷达定量估测降水方案改进 [D]. 南京:南京信息工程大学, 2015.