

分布式水文模型在白马吉利河流域径流模拟研究

刘文沛, 拾兵, 霍俊波

(中国海洋大学 工程学院, 山东 青岛 266100)

摘要: 分布式水文模型是模拟水文循环的有力工具, 为研究分布式水文模型在滨海流域的适用性, 本文选用白马吉利河流域, 基于分布式水文模型模拟径流过程, 并分析径流序列的平稳性, 为流域水资源管理和土地利用管理提供参考。

关键词: 分布式水文模型; 径流模拟; 白马吉利河流域

中图分类号: U652.3

文献标识码: A

文章编号: 1006-7973 (2017) 07-0249-03

全球变暖和环境变化及由此引起的全球水循环变异, 这导致全球范围内日益频发的旱涝灾害现象。一个区域的水文循环过程受自然因素、地理条件和人为因素的制约。经济的发展、人口的增长, 人类的活动等正逐步改变着自然面貌和水文环境, 破坏了水文循环系统的平衡和水文序列的一致性^[1]。为了解决诸多水文问题, 不仅要从它的历史发展中发现变化的规律, 重要的是推断其未来可能的发展进程。最早认识水文过程的手段是构建水文相关物理模型进行径流模拟的试验。19 世纪中期, 流域水文模拟技术发展迅速, 各种水文模型广泛普及, 分布式流域水文模型也在这个时期被提出并开始发展^[2]。本文选择位于青岛黄岛区的白马吉利河流域, 利用分布式水文模型进行流域水文过程模拟, 模拟径流量变化, 探讨分布式水文模型在水文日过程模拟中的适用性, 为流域水资源调查评价、来水量计算、流域供需水平衡计算提供科学依据。

一、研究区域概况

白马吉利河流域就位于青岛市黄岛区, 原属青岛胶南市管辖, 紧邻黄海, 流域属暖温带沿海湿润季风区。流域上部较宽阔下部狭小整体成扇形分布, 吉利河河长 39.85km, 流域面积 285.1km²。白马河干流长 44.2km, 河床平均宽 120m, 吉利河口以上流域面积 262.12km², 到入海口处流域面积 275.035km² (不含吉利河面积)。多年平均气温为 12.5℃, 年平均降水量为 830mm^[3], 年平均相对湿度为 74%, 多年平均蒸发量 1,541.5mm。

二、基础数据库的制备

模型的建立, 数据的支持必不可少。水文模型需要的数据资料更多、更复杂, 一般包括流域所在区域的原始 DEM、土地利用资料、雨量站降雨量资料、土壤类型分布资料和水文站径流资料等。

本文研究区域的 DEM 数据来源于由美国太空总署 (NASA) 和国防部国家测绘局 (NIMA) 联合测量的 SRTM 数据。DEM 进行填洼预处理, 确定栅格水流流向并自动生

成流域边界和河网水系; 本文土地利用数据来源于中国科学院组织实施的中国 1: 10 万土地覆盖数据, 结合模型范围切割 1: 10 万数字化土地利用图, 得到青岛白马河吉利河流域内土地利用分布图; 土壤数据来源于联合国粮农组织 (FAO) 和维也纳国际应用系统研究所 (IIASA) 所构建的世界土壤数据库, 数据采用 FAO90 土壤质地分类。各类数据处理结果见图 1~图 4。

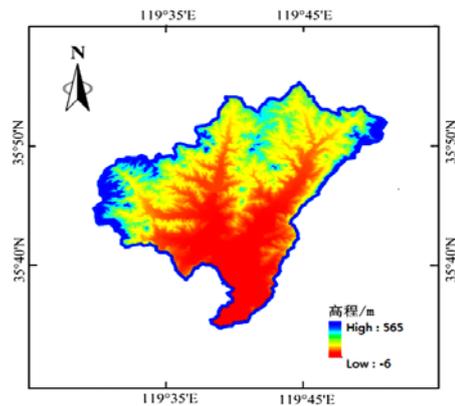


图 1 研究区 DEM 图

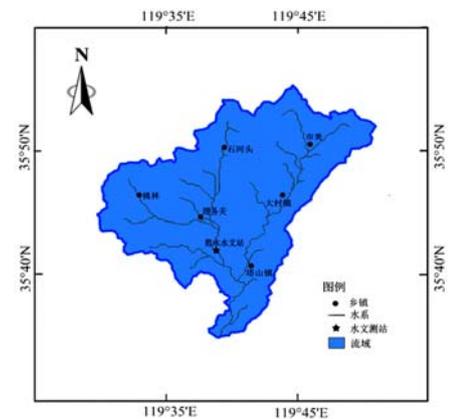


图 2 研究区河流水系图

收稿日期: 2017-04-03

作者简介: 刘文沛 (1991-), 女, 山东菏泽人, 中国海洋大学 工程学院, 硕士生, 研究方向为陆地水文及水务管理。

拾兵 (1961-), 男, 中国海洋大学, 教授。

霍俊波 (1992-), 男, 中国海洋大学, 硕士研究生。

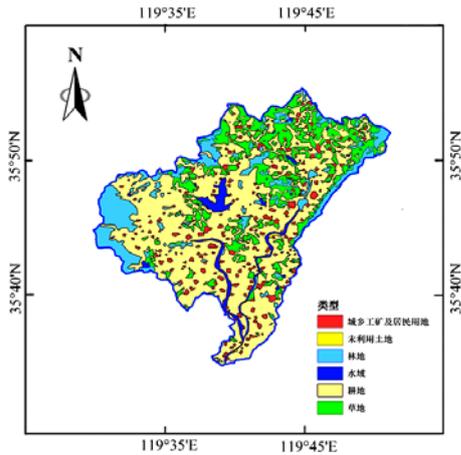


图 3 土地利用分布图

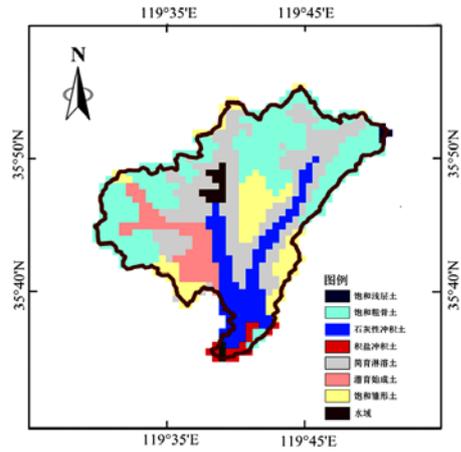


图 4 土壤类型分布图

白马吉利河流域上共有桃林、胜水、市美和石河头四处气象站。日模型资料要求系列资料的前后一致性，考虑到这四处气象站的设立年份和资料系列年限不相同，采用相邻站相关法对系列进行插补延长^[4]。四处气象站气候条件、下垫面条件接近，流域面积相差不大，因此将具备插补条件的桃林水文站做参证站，然后建立同期年径流相关关系，根据其相关关系插补出其他三站缺测资料。其他三站与桃林站相应月份的相关关系，发现相关系数满足插补延长标准。

三、模型搭建

构建模型需要大量时间序列数据和宽泛的参数范围，前期构建的模型数据库资料序列可以直接使用，初始估计时，对于没有获得的数据、敏感性较低的参数可以通过已有的文献查到或者根据经验值进行设定^[5]。

(1) 模型地形。由研究区实际情况确定研究边界，由 DEM 提取的白马吉利河流域边界作为模型的边界，转化格式输入模型。选择高程文件，定义区域地表高程；定义地表高程时地下水模型的上边界也是非饱和带的顶部和坡面流的流动基面。

(2) 分布式的降雨输入。用泰森多边形方法将流域分为 4 部分。4 个气象站的覆盖范围以及降雨时间序列文件依次添加到模型中。

(3) 土地利用数据输入。处理好的土地利用图添加到模型中，分别定义 6 种土地类型的叶面积指数和根系深度等。

(4) 定义蒸散发数据。实际蒸散发的计算运用的是 Penman-Monteith 经验公式^[6]，根据参考蒸散发、植被最大根系深度、叶面积指数及土壤含水率来计算植被蒸散发和土壤蒸发。

(5) 搭建非饱和带模型。将研究流域 7 种土壤类型属性文件添加到模型中。

(6) 定义饱和带的地质模型。将含水层底标高文件添加到模型中，并定义排水水位、排水时间常数等。

四、模拟结果与分析

采用试错法先对小尺度次降雨-径流模拟，选定合适的参数后再应用于年尺度的水文过程模拟。即先选取某一年的汛期资料计算，模拟土壤水分动态和蒸散发、坡面流等，使其符合率定标准后应用于这一年全年的水文过程模拟，率定参数。因胜水站 1967 年之后的径流数据只有汛期资料，因此将 1967~1973 年作为率定期。1961~1966 年具有全年数据作为验证期。通过不断调整模型的参数，使校准期和验证期年径流量的模拟值和实测值误差符合率定标准。模拟结果见表 1。

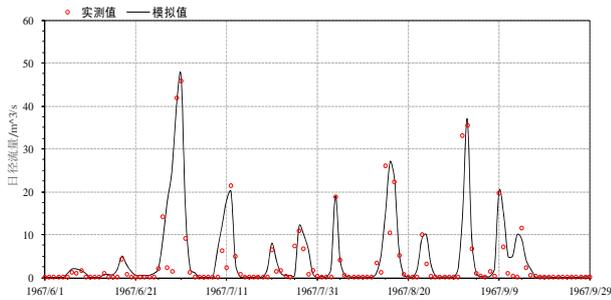
表 1 胜水站模拟计算成果表

| 阶段 | 年份 | 实测径流 | 计算径流 | 绝对 | 相对误差 | R ² | RE | r |
|-----|------|-------------------|-------------------|--------|--------|----------------|------|------|
| | | m ³ /s | m ³ /s | 误差 | % | | | |
| 率定期 | 1967 | 436.49 | 446.34 | -9.85 | -2.26 | 0.79 | 0.94 | 0.87 |
| | 1968 | 257.81 | 283.21 | -25.4 | -9.85 | 0.81 | 0.93 | 0.92 |
| | 1969 | 96.19 | 108.16 | -11.97 | -12.44 | 0.71 | 0.88 | 0.80 |
| | 1970 | 1,118.33 | 1,072.26 | 46.07 | 4.12 | 0.85 | 0.93 | 0.85 |
| | 1972 | 341.81 | 353.28 | -11.47 | -3.36 | 0.83 | 0.91 | 0.89 |
| | 1973 | 347.38 | 355.82 | -8.44 | -2.43 | 0.75 | 0.92 | 0.86 |
| 检验期 | 1961 | 1,200.82 | 1,221.46 | -20.64 | -1.72 | 0.84 | 0.95 | 0.91 |
| | 1962 | 2,263.52 | 2,242.15 | 21.37 | 0.94 | 0.78 | 0.92 | 0.93 |
| | 1963 | 1,041.27 | 1,065.09 | -23.82 | -2.29 | 0.86 | 0.89 | 0.87 |
| | 1964 | 2,301.56 | 2,267.23 | 34.33 | 1.49 | 0.83 | 0.87 | 0.84 |
| | 1965 | 1,223.95 | 1,233.89 | -9.94 | -0.81 | 0.77 | 0.90 | 0.89 |
| | 1966 | 314.39 | 355.56 | -41.17 | -13.10 | 0.68 | 0.93 | 0.80 |

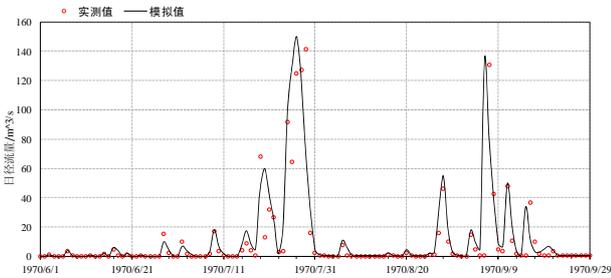
胜水站日模型率定期及验证期计算成果如表 1 所示，可以得出胜水站率定及验证期共 12 年中，日径流模型模拟计算结果中有 10 年相对误差均控制在 10% 以内，对比新安江模型的 4 年相对误差超过 10%，SHE 模型模拟的结果更加精确。各年的模型效率系数均大于 0.65，且水量平衡系数均在 0.9 左右。从各个对比图以及径流过程的数值分析表格可以看出，模型模拟过程与实测流量过程有比较好的吻合程度，相关系数都在 0.8 以上，表明模型对年径流过程的模拟能较好的反应实际变化。图 5 列出了胜水站 1967、1970 两年的日径流量模拟实测值对比图，拟合较好，相关度较高。从峰值结果来看，大多数模拟峰值保持在实测峰值的 5%~10% 以内，此外对于年尺度的运算，出现峰值的时间也控制在 1 日内。说明模型对于峰值计算和时间模拟上有很好的适应性。

此外，1966、1969 年的模拟结果并不理想，相对误差较大，R² 值较低，且对峰值的模拟误差较大。原因为：从这

三年的径流量来看，属于枯水年，1966 年全年径流量只有 $314\text{m}^3/\text{s}$ ，枯水年地下水位下降，人类的生产活动用水会集中在河道取水，模型计算过程中人为河道取水产生的影响不在考虑范围中，可以考虑是因为模型的参数设置不能满足枯水年的精度要求，还需进一步调整及修正；流域内水文站、雨量站过少，并且上下游高程差异显著，泰森多边形法空间插值出的降水数据忽略了降水的空间变异性。



(a) 1967 年



(b) 1970 年

图 5 胜水站日径流量模拟实测值对比图

结合胜水站的参数率定情况，求得白马吉利河全流域的日径流过程。全流域逐年来水量成果见图 6。

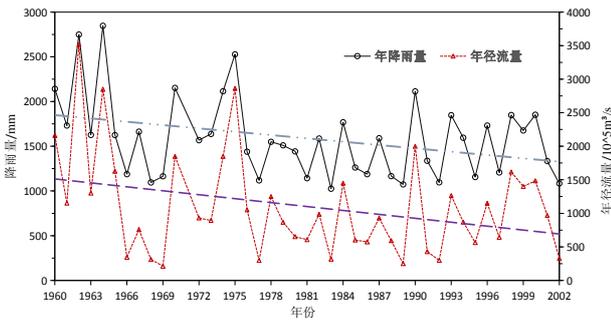


图 6 白马吉利河流域历年径流量变化过程

检验并分离非平稳性水文序列的暂态成分是正确评估水灾害的基础。常用的检验法有滑动 T 检验法、滑动 F 检验法^[7]、Mann-Kendell 检验法等，为了检验我们计算出的降雨径流序列是否平稳采用 M-K 趋势突变检验法检验^[8]。结合流域日径流模拟结果，取年最大流量前 7d 内的降雨总量（前 7d 降雨）进行趋势分析，结果如图 7 所示。最大流量序列与前 7 天降雨序列变化趋势一致。M-K 趋势检验年最大日流量变量 Z 为 -2.35，达到 99% 显著性水平，而前 7 天降雨下降趋势不显著，Z 为 -1.63。说明除降雨影响洪水频率分布外，还有其他因素，如土地利用变化的影响、水利工程调蓄的影

响。

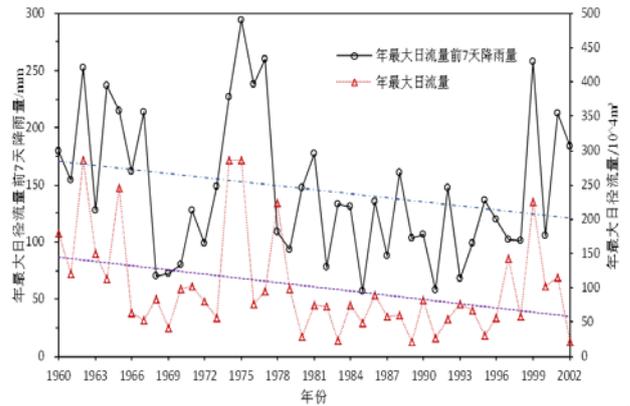


图 7 年最大流量及前 7 天降雨量变化过程

五、结论

本文建立了分布式水文模型对白马吉利河流域进行了模拟研究，得到以下

结论：

(1) 利用流域数据库成功构建流域 SHE 模型，将 1967~1973 年作为率定期，1961~1966 年具有全年数据作为验证期。率定结果为各年的模型效率系数均大于 0.65，且水量平衡系数均在 0.9 左右。模型模拟年径流过程与实测过程有比较好的吻合程度，相关系数都在 0.8 以上。对于年尺度的运算，出现峰值的时间也控制在 1 日内。说明模型对于峰值计算和时间模拟上有很好的适应性。

(2) M-K 趋势检验年最大日流量变量 Z 为 -2.35，达到 99% 显著性水平，而前 7 天降雨下降趋势不显著，Z 为 -1.63。说明除降雨影响洪水频率分布外，还有其他因素，如土地利用变化的影响、水利工程调蓄的影响。

参考文献

[1] Barnett.T P , Pierce D W , Hidalgo H G.Human-Induced Changes in the Hydrology of the Western United States[J]. Science , 2008 , (19) : 1080-1083.
 [2] 芮孝芳 , 蒋成煜 , 张金存. 流域水文模型的发展[J]. 水文 , 2006 , (03) : 22-26.
 [3] 高增文. 沐官岛水库蓄水初期水质演化过程研究[D]. 中国海洋大学 , 2005.
 [4] 史楷生. 年径流系列的插补、延长方法[J]. 山西水利科技 , 2012 , (03) : 11-15.
 [5] 黄粤 , 陈曦 , 包安明等. 干旱区资料稀缺流域日径流过程模拟[J]. 水科学进展 , 2009 , (03) : 332-336.
 [6] 肖金强. 应用分布式流域水文模型 Mikeshe 研究华北土石山区小流域水文响应[D]. 北京林业大学 , 2006.
 [7] 陈广才 , 谢平. 水文变异的滑动 F 识别与检验方法[J]. 水文 , 2006 , 26 (2) : 57-60.
 [8] 曹洁萍 , 迟道才 , 武立强等. Mann-Kendall 检验方法在降水趋势分析中的应用研究[J]. 农业科技与装备 , 2008 , (05) : 35-40.