

ATHYS 模型及其在巢湖流域丰乐河水文过程模拟中的应用

郑珊珊¹, Perrin J L², 储茵^{1*}, 马友华¹, Salles C², Tournoud M G²

(1. 安徽农业大学资源与环境学院, 合肥 230036; 2. Université Montpellier 2. HydroSciences Montpellier(UMR 5569), France)

摘要: 以巢湖典型支流丰乐河流域为例, 利用分布式水文模型 ATHYS 对流域降雨—径流过程进行模拟, 以期为丰乐河流域水土保持、防洪、水资源利用和非点源污染防治等提供科学依据。ATHYS 模型将流域分为大小相同的空间小单元, 以库模型进行产流计算, 以滞后演算法 (lag and route) 方法进行汇流计算, 并以 Nash and Sutcliffe 指数作为检验模拟结果的标准, 模拟流域出口断面日径流量, 初步分析流域径流实测值与模拟值的年际变化。模型模拟结果表明, 在率定期和验证期模拟与实测径流量的总 Nash and Sutcliffe 值 (Nash 值) 都可以达到 0.80 以上, 相关系数均可达 0.89 以上。除了部分峰值和基流, 模型能较好地模拟丰乐河的径流过程。模型模拟径流总量的相对误差在率定期为 23.1%, 验证期为 34.6%。流域降雨量、径流量的年内、年际变化均比较明显, 径流实测值和模拟值的年际变化也都比较大。综合来看, 模型比较适用于所研究流域的日径流模拟。

关键词: 降雨径流; 水文模拟; ATHYS 模型; 丰乐河流域

中图分类号: X522

文献标识码: A

文章编号: 1672-352X (2014)06-1061-09

ATHYS model and its application on simulation of rainfall-runoff on Fengle catchment of Lake Chao

ZHENG Shanshan¹, Perrin J L², CHU Yin¹, MA Youhua¹, Salles C², Tournoud M G²

(1. School of Resources and Environment, Anhui Agricultural University, Hefei 230036;

2. Université Montpellier 2, Hydrosciences Montpellier(UMR 5569), France)

Abstract: The rainfall-runoff on the Fengle catchment in the Lake Chao basin was simulated using ATHYS model to provide a scientific basis for the control of erosion, flooding, non-point source pollution, and water utilization in the Fengle catchment area. The model is based on Digital Elevation Model (DEM), land use, soil and climate data of the catchment and the daily discharge data from the outlet Taoxi station. ATHYS model is a distributed hydrological model. The catchment was divided into the same size (90 × 90 m) meshes that describe DEM, landuse and soil properties. The rainfall at the location of the mesh was interpolated using the Thiessen method and the rainfall data was based on the daily rainfall measurement from eight rain gauge stations. Fengle basin is one of the biggest tributaries of Lake Chao. The basin area is 1500 km², The mainstream of the river is about 50 km long and its elevation is from 6 to 463 m. Fengle catchment belongs to the humid subtropical monsoon climate with an average of annual rainfall about 1000 meters. ATHYS model was developed based on a variety of production and transfer computing models. The runoff from each mesh was calculated using a reservoir model and the runoff volume was routed to the outlet using a lag and route method to get the hydrograph and to obtain the discharge volume. *STO*, *INF*, ω , *ds*, the primary parameters in production model, represent the maximum volume of the reservoir (mm), coefficient of infiltration (mm·h⁻¹), coefficient of subsurface runoff (no dimension), coefficient of soil infiltration (1·d⁻¹), respectively. There were two parameters in the transfer function: V_0 and K_0 . V_0 is the speed of propagation (m·s⁻¹), and K_0 is a diffusion coefficient without dimension. V_0 and K_0 are assumed here to be identical for each mesh and must be calibrated from rainfall and discharge data. There are various types of landuse in the catchment, such as rice, agricultural, nature, urban and so on. Two landuse types, rice and other, were

收稿日期: 2014-02-24

基金项目: 安徽省国际科技合作计划资助项目 (1303063012), 安徽省教育厅自然科学基金项目 (KJ2012Z099) 和中法蔡元培合作项目 (2011-2013) 共同资助。

作者简介: 郑珊珊, 硕士研究生。E-mail: 462818796@qq.com

* 通信作者: 储茵, 博士, 教授。E-mail: chuyin@ahau.edu.cn

used in this model. The model was run in a continuous way at the daily timescale. The discharge at the outlet was available for ten years duration in which five years's discharge data were randomly selected for the calibration purpose. The comparison observed and simulated discharge was based on Nash and Sutcliffe index. Data from other five years were used for validation. The parameter was calibrated using trial and error method. The model demonstrated a good calibration and validation result with the total Nash coefficients being 0.86 and 0.80, respectively. The maximum Nash coefficient in calibration was 0.92, while the minimum value was 0.68. In validation, the maximum and minimum of Nash coefficient were 0.92 and 0.68. Except for one value, the correlation coefficient between observed and simulated discharge was over 0.9 for both calibration and validation periods. The model can generally well reproduce the hydrograph except for some peaks and some baseflow periods. The relative error of the annual runoff volumes between observed and simulated runoff was about 23.1% in calibration period and 34.6% in validation period. The rainfall and runoff both had a great variation by year, while a corresponding relationship was observed between them. The eigenvalues of rainfall and runoff volume had a great inter-annual variation and the average value of annual rainfall was 1238 mm and the variation coefficient was 20.2%. The average value of annual runoff depth was 0.52 and the variation coefficient of annual runoff depth reached to 47.0%. There is no big difference in the average of annual runoff volume and daily peak runoff volume between observation and simulation values, but the observed and simulated runoff volume both showed a great inter-annual variation in total runoff volume and daily peak runoff volume. ATHYS model has proven to be able to simulate runoff from Fengle catchment in a continuous way.

Key words: rainfall runoff; hydrological simulation; ATHYS model; Fengle catchment

21世纪以来,全球气候变化异常,洪涝、干旱等极端水文灾害事件频繁发生并不断加剧,远高于同期

多年平均水平,发生时间也异于常年,人类的生命、财产都受到了重大的影响^[1]。气候的变化引起了流域水文要素(蒸发、降水、径流等)的变化,从而影响了整个流域水资源系统^[2],如何预测极端气候的发生以及了解流域水循环系统的特征变得尤为重要。研究流域的水文过程、建立流域水文水资源模型有利于了解流域的降雨径流特征,将气候变化情景输入到水文模型中,还可以进一步模拟并分析区域水文变量和水循环过程,从而提前预测并做好灾害发生的准备,进一步合理利用水资源,减少水土流失的发生。

水文模型是为了模拟水循环过程而构建的数学模型,是探索和认识水循环和水文过程的重要手段,也是解决水文预报、水资源规划与管理、水文分析与计算等实际问题的有效工具^[3]。流域水文模型的种类有很多,从水文模型对流域空间数据的处理角度可分为集总式、半分布式和分布式模型;从对水文过程的模拟角度可分为经验性、概念性和基于水文物理过程的模型^[4]。基于物理过程的分布式模型或者复杂的概念性分布式模型需要较多的数据支撑,模型的不确定性很大,结构简单的水文模型所需数据较少,减小了模型的不确定性,具有更强的实用性。目前在水文学科领域影响较大、发展较快的主要是概念性流域水文模型和分布式流域水文模

型。国内外比较典型、应用较为普遍的概念性水文模型有新安江模型(三水源)、SACRAMENTO模型、TANK模型和SCS模型等^[5]。较为常见的分布式水文模型有英国IHDM(1995)模型,欧洲的SHE模型和TOPMODEL(1995)模型,美国的SWAT模型、SWMM模型等^[6]。

巢湖最大支流—丰乐河流域面积较大,空间差异性较强,适合采用分布式流域水文模型进行其水文模拟。相比于其它流域分布式水文模型,ATHYS模型具有模型结构简单,参数较少,计算较快,实用性强等优点,故作者尝试将ATHYS模型应用于丰乐河流域的水文模拟,初步评价ATHYS模型在丰乐河流域的适用性,以期为丰乐河流域水土流失、防洪、水资源利用和非点源污染过程研究提供科学依据。

1 材料与方法

1.1 ATHYS模型介绍

ATHYS模型是由法国发展研究所(IRD-Institut de recherche pour le développement)研发的一个分布式动态水文模型(<http://www.athys-soft.org>)。该模型是基于DEM的分布式水文模型,以单一网格单元或连续网格单元为基本单位,网格的尺寸大小根据空间数据确定,包括流域数字高程模型(DEM)、土地利用及雷达降雨数据等。流域的平均降雨量可使用泰森多边形法或距离反比法计算得出^[7]。

ATHYS模型主要需要3种类型的空间数据:①

栅格数字高程模型(DEM) 及由此派生出来的数据; ②与遥感(RS)技术结合的专题图, 包括土地利用类型等, 经过模型的处理, 将多源数据进行集成, 统一到模型的基础地形单元; ③地面观测资料, 主要有雨量观测站的雨量记录、水文测站的各站点的地理位置坐标等。

ATHYS 模型由 3 个主要模块组成: ①Mercedes—原始数据的输入及模型的运行平台, 可处理水文气象数据(如降雨、温度等)和地理空间数据(如地形、土地利用等), 可应用于洪水预报、水资源管理等; ②Vishyr—气象水文数据的处理, 可以将图形文件校正、转化和可视化处理, 并进行一定的降雨数据计算; ③Vicair—地理空间数据的处理, 可以将图形文件校正、转化和可视化处理, 处理图形时提供选样、数字计算、图像处理、数据统计等功能。

1.2 产汇流的计算

将从监测站点获得的降水数据进行整合和处理后可得到原始降雨量的数据, 通过一定的产流方程可以得到净雨量, 再由汇流方程计算可得出水文过程线图, 通过对图形的分析可大致了解流域的降雨径流特征以及径流实测值和模拟值之间拟合效果。

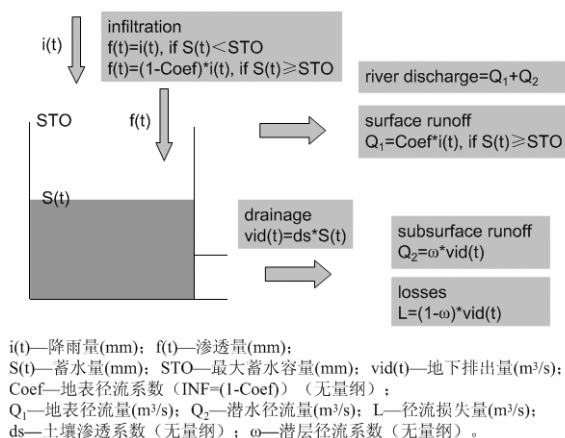


图 1 产流计算方程

Figure 1 Production calculation equations

1.2.1 产流计算 目前常用的产流计算方法包括降雨径流经验相关法、下渗曲线法和流域水文模型法等。其中, 流域水文产流模型主要有: 新安江模型、水箱模型、萨克拉门托模型、HEC 模型、包夫顿模型、第IV号斯坦福模型、API 连续演算水文模型等^[8]。

产流可分为两种模式, 即超渗产流和蓄满产流。前者认为产流受控于入渗强度, 当降雨强度超过入渗强度就产流; 后者则认为产流受控于包气带的田间持水量, 在满足田间持水量之前, 无论降雨强度

多大, 皆不产流。在我国南方, 由于湿润多雨, 包气带田间持水量充足, 降雨很容易补足土壤缺水量。大量研究表明, 一般情况下, 用蓄满产流模型来计算南方地区的流域产流是有效的。但是如果遇到历时短、强度大的暴雨, 其计算的径流量就会有所偏差^[9]。

ATHYS 模型自带多种产汇流计算模式, 如 Top-Model、Green-Ampt、SCS 等, 还可加入新的计算方法。这里选用的产流计算方程为模型自带方程 Reservoir-2, 其产流为蓄满产流模式, 产流计算方程见图 1。

Reservoir-2 模型是一个库模型, 可以理解为在土壤中建立一个虚拟的库, $S(t)$ 为库的蓄水量, STO 为这个库的最大蓄水容量。当 $S(t) < STO$, 即库蓄水量小于库最大蓄水容量时, 降雨渗透进入库中; 当 $S(t) > STO$, 即库蓄水量大于库最大蓄水容量时, 就会产生地表径流, 渗透量为降雨量与地表径流量之差。 Q_1 和 Q_2 分别为地表径流量和潜层径流量, 最终共同汇入河流中。对于地下排出量可以理解为是潜层径流量和径流损失量之和, 即 $vid(t)=Q_2+L$ 。

产流模型主要参数有:

- ①最大蓄水容量— STO (mm)
- ②渗透系数— INF ($mm \cdot h^{-1}$)
- ③潜层径流系数— ω (无量纲)
- ④土壤渗透系数— ds ($1 \cdot d^{-1}$)

在产流的计算时主要考虑土地利用类型, 没有土壤数据参与计算。实际应用时, 可根据流域的特性, 对这些参数给出合理的约束范围。其中最大蓄水容量和土壤渗透系数可参考类似流域的经验系数取值, 而渗透系数和潜层径流系数则须经率定而得。

1.2.2 汇流计算 汇流计算可以划分为集总式和分布式两类。在集总式汇流计算中, 只在沿水道的一个位置上, 把水流表达为时间的函数; 而在分布式汇流计算中, 可以沿水道的若干个断面处, 同时把水流表达为时间的函数。径流的流量、流速和水深(水位)会随着时间和空间发生变化, 因此比较精确的算法是将其描述为分布过程^[10]。

对于必须考虑汇流过程的分布式模型而言, 已有许多相当成熟的水力学和水文学方法来计算汇流过程, 可以根据情况选用, 常用的有马斯京根汇流模型、扩散波汇流模型和运动波汇流模型^[11-15]。

在分布式流域水文模型实际应用中, 如果流域面积较大, 一般可将流域划分为若干子流域, 在每个子流域上分别进行栅格产汇流计算得到子流域出口流量, 然后根据所建立的流域水文网络模型进行

流域河网汇流计算^[16]。

流域汇流计算常采用的方法有单位线法、等流时线法和以圣维南方程建立的数学模型（如SWMM）等^[17]。本模型汇流计算方程选择水文学汇流计算方法—滞后演算法（Lag and Route），汇流过程见图2。

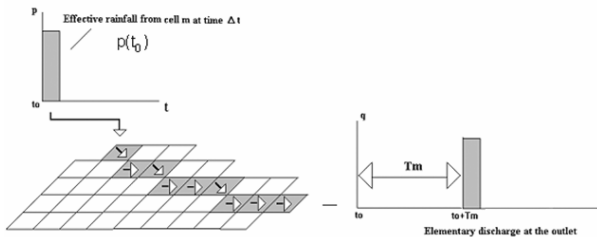


图2 汇流过程
Figure 2 Transfer routine

净雨从每个栅格单元流向流域出口，在每个栅格单元中，模型计算出水流到流域出口的时间，记为 T_m ，以及扩散时间 K_m ：

$$T_m = \frac{L_m}{V_0} \quad (1)$$

$$K_m = K_0 \times T_m \quad (2)$$

L_m 是水流从单元栅格到流域出口的流动路径长度， V_0 是水流速度 ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)， K_0 为一无量纲系数。假定每一个单元栅格的 V_0 和 K_0 是完全相同的，并可从降雨数据和流出数据中计算得出。就目前相关研究来看，只有 V_0 是随不同事件变化的，而 K_0 是一个恒量^[18]。水流路径可以从 DEM 中得出，径流量 $q(t)$ 和净雨量 $Pe(t_0)$ 的关系为：

$$\begin{cases} q(t) = 0 & t < t_0 + T_m \\ q(t) = \frac{Pe(t_0)}{K_m} \exp\left(-\frac{t - (t_0 + T_m)}{K_m}\right) A & t > t_0 + T_m \end{cases} \quad (3)$$

上式中， A 是单元栅格的面积。每个单元栅格的径流量组合可构成完整的洪水水文过程线图。

汇流模型主要参数有：

① 传播速度— V_0 ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)；② 扩散系数— K_0 (无量纲)。

先根据经验系数给出汇流模型中两个参数的约束范围，再通过模型参数的率定来确定参数的取值。

1.3 模型参数率定和验证

模型参数率定，即参数调试、参数估计或参数优化，是通过调整参数大小使模拟值与观测值不断接近的过程，使模型的模拟输出值与实际观测值的误差最小^[19]。本文采用手动率定的方法，以流域基本特征为基础确定参数取值范围，固定其它参数，

选中一个参数进行率定。将实际观测数据分为两部分，其中一部分进行率定，另一部分进行验证。

选中模型中产汇流方程中的参数，根据参数的取值范围来确定参数的初始值，以及根据参数的敏感性进行手动率定，将率定结果所得的最优参数代入验证部分进行验证。率定和验证结果用 Nash and Sutcliffe 值 (Nash 值) 为标准衡量。

Nash 值的基本公式为^[20]：

$$Nash = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (X_t - Y_t)^2}{\sum_{t=1}^T (X_t - \bar{X})^2} \quad (4)$$

式中， X_t 和 Y_t 分别为观测值和模拟值系列； t 为时间； \bar{X} 为观测值的平均值。

同时利用统计软件 SPSS19.0 分析径流实测值和模拟值系列之间的相关性，相关系数记为 r ；并选择径流总量相对误差来衡量研究区径流总量实测值和模拟值之间的接近程度。

1.4 丰乐河流域

丰乐河又称后河或桃溪河，是巢湖主要支流之一。它发源于六安市金安区张店镇境内，流经舒城张母桥、桃溪、丰乐三镇，于三河镇与杭埠河汇合入巢湖。地理位置介于 $E116^{\circ}45' \sim 117^{\circ}21'$ ， $N31^{\circ}18' \sim 31^{\circ}33'$ 之间。控制断面桃溪站位于丰乐河中下游 (图3)，该站控制流域面积 1500 km^2 ，主河道河长约 50 km 。流域以丘陵为主，高程在 $6 \sim 463 \text{ m}$ 之间。流域内土壤比较复杂，最主要的是潴育水稻土、粗骨土、黄褐土、黄棕壤和紫色土。土地利用类型复杂多样，主要为水旱轮作地、林地、旱地^[21]。丰乐河流域处于中纬度地带，为亚热带湿润季风气候。年平均气温在 $15 \sim 16^{\circ}\text{C}$ 之间，年平均降雨量在 1000 mm 左右。降水年际、年内分布较不均匀，主要降雨过程发生在春季和夏季，其中夏季易发生暴雨及大暴雨，洪水量大，持续时间较长^[22]。

1.5 有关数据及其处理

1.5.1 数字高程模型 ATHYS 模型是基于 DEM 基础上的分布式水文模型，这里 DEM 数据来源为“国际科学数据平台” (<http://datamirror.csdb.cn/>)，数据的栅格尺寸为 $90 \text{ m} \times 90 \text{ m}$ ，丰乐河流域的数字高程图见图3。

1.5.2 土地利用数据 土地利用数据来自合肥肥西县，六安舒城、金安区的土地利用现状图进行合并处理得到。

初步将流域土地利用方式分为 5 种大的类别：水稻田 (rice)；其他农业用地 (agriculture)；自然占地 (nature)；水域 (water)；城镇 (urban)。

丰乐河流域主要用地为农业和林地用地。其中农业用地(包括水田和旱地)占全流域面积的 45%, 广泛分布于流域中部大部分地区; 林地占 39% (其中果园占 3%), 主要分布在西南和东北丘陵地区; 村镇道路等仅占 10%, 零散地分布于流域内; 其它(池塘、河流、湖泊水面等)占 6%; 流域内没有大的工厂及城镇。

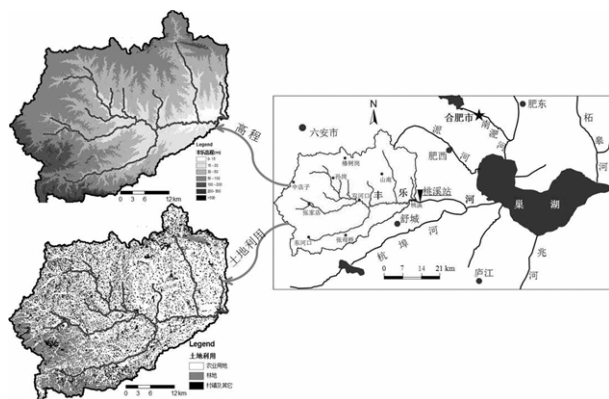


图 3 丰乐河流域位置、高程、土地利用及雨量站分布图
Figure 3 Location, elevation, landuse and gauges distribution of Fengle catchment

降雨-径流的空间分布关系随土地利用类型、土壤类型的变化而在空间上发生变化^[23-24], 考虑丰乐河流域近几十年内的土地利用方式没有显著的变

化, 流域水稻种植面积较大, 水文特征比较明显; 再考虑到参数率定时, 如果参数过多, 会增加手动率定时间, 并会增加与流域实际情况相比产生的误差量。所以在本文中, 考虑比较简单的土地利用方式, 将土地利用类型分为水稻田(rice)和其他(other)两种。

1.5.3 降雨-径流数据 研究区基本降雨数据为丰乐河流域上世纪九十年代至本世纪初期 10 年的降雨数据, 由桃溪、山南、双河口等雨量站获得(雨量站分布见图 3), 监测断面位于桃溪镇桃溪大桥下游 200 m 处。每年的降雨数据记为年份 1~10, 前 1~5 年数据用做模型的率定, 后 6~10 年数据用做模型的验证。所有降雨-径流输入输出数据的时间步长均是天, 以每日降雨径流量为研究基本单位。在这里 ATHYS 模型采用连续运行模式, 考虑到模型的预热问题可能会导致模拟的第一年效果较差, 故在每组数据模拟前均已加入预热期, 这里对预热期的结果不作分析。

2 结果与分析

2.1 丰乐河降雨径流特征

2.1.1 年际变化特征 对各年的年降雨总量、年径流深、日降雨量峰值、日径流量峰值和年径流系数情况进行统计学计算分析, 结果见表 1。

表 1 丰乐河流域降雨径流特征值年际变化统计

Table 1 Statistical analysis of interannual rainfall-runoff of Fengle catchment

统计值 Stastic value	年降雨总量/mm Annual quantum of rainfall	年径流深/mm Annual runoff depth	年径流系数 Annual runoff coefficient	日降雨量峰值/mm Peak value of daily rainfall	日径流量峰值/m ³ ·s ⁻¹ Peak value of daily runoff volume
平均值 Average	1238	684	0.52	93	620
最大值 Maximum	1635	1174	0.80	117	1040
最小值 Minimum	774	214	0.27	70	271
变异系数/% CV	20.2	47.0	32.4	17.5	37.4

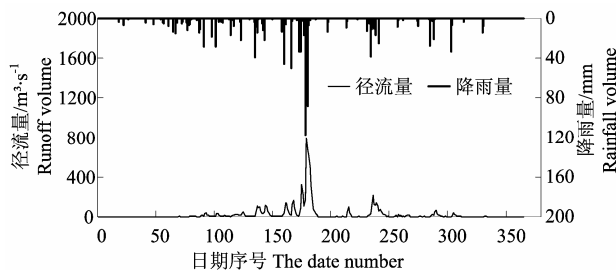


图 4 丰乐河流域降雨径流过程线图

Figure 4 Hydrograph of rainfall runoff of Fengle catchment

从表 1 中看出, 流域平均年降雨总量为 1238 mm, 变异系数为 20.2%, 年降雨量的最大值大出最

小值 861mm, 流域 10 个年份的年降雨总量年际变化较大; 流域年径流深的平均值为 684 mm, 最大值约为最小值的 5 倍, 变异系数为 47.0%, 其年际变化比年降雨量的年际变化更大, 因为年径流深的变化不仅受气候因素影响, 还与流域特征及人类活动密切相关。丰乐河流域属于较湿润地区, 年降雨量对年径流深起决定性作用, 但其变化还受到流域下垫面因素与流域人类活动的影响。

流域年径流系数平均值为 0.52, 最大值为最小值的 3 倍, 变异系数数值为 32.4%, 年径流系数差异较大, 年径流系数的变化主要受流域年降雨量和年径流深的变化影响。流域日降雨量峰值的平均值为

93 mm, 变异系数为 17.5%, 变化差异较明显; 日径流量峰值的变异系数为 37.4%, 最大值约为最小值的 4 倍, 变化差异较日降雨量峰值的变化更为明显。

2.1.2 年内变化特征 在 10 个年份的降雨径流数据中选取较为符合流域典型降雨径流特征的 1999 年为例, 分析流域降雨径流年内变化, 见图 4。

由图 4 知, 丰乐河流域降雨、径流年内变化较大且分布不均匀, 夏季降雨、径流量均比较多, 冬

季较少, 日降雨量最大值在 120 mm 左右, 径流量最大值在 800 m³·s⁻¹ 左右; 流域年总径流量为 9.3×10⁸m³, 年内分配不均匀, 但与降雨量的年内分配相对应; 流域降雨、径流都主要集中分布在 5-8 月, 它们分别占全年比例为 64%和 85%, 降雨、径流的分布不均均为流域水文情势的剧烈变化与非点源污染的产生创造了条件, 5-8 月是洪水产生与防治的关键时期, 其中 6 月和 7 月的降雨强度较高, 洪水过程呈现出多峰或双峰型曲线。

表 2 土地利用类型及其对应的各参数值

Table 2 Landuse types and values of the corresponding parameters

土地利用类型 Land use type	STO/mm	INF/mm·h ⁻¹	ω	ds/1·d ⁻¹	$V_0/m\cdot s^{-1}$	K_0
水稻 Rice	95	0.01	0.6	0.02	0.33	0.8
其他 Others	100	0.1	0.3	0.08	0.33	0.8

2.2 模型率定及分析

采用人工手动率定模型参数的方法, 在进行率定时, 主要考虑流量的动态变化, 以 Nash 值为衡量模型模拟效果的标准, 经手动率定后得到参数见

表 2。

其中, V_0 和 K_0 值不随土地利用类型变化。

由以上参数代入前 5 组率定年份, 率定结果如表 3。

表 3 年份 1~5 的模型率定结果

Table 3 Calibration result of year 1-5

年份序号 The year number	1	2	3	4	5	总 Total
径流量 Nash 值 Nash value of runoff volume	0.90	0.68	0.85	0.69	0.92	0.86
径流相关系数 r Correlation coefficient of runoff	0.95	0.89	0.93	0.93	0.97	—
径流总量相对误差/% Relative error of runoff volume	2.3	34.1	33.8	21.8	23.7	23.1

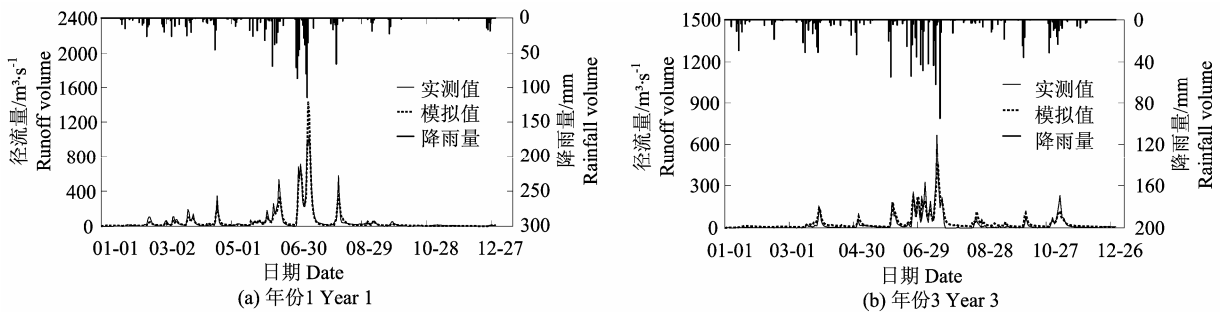


图 5 年份 1 与年份 3 日径流过程模拟图

Figure 5 Simulation of daily runoff of year 1 and year 3

表 4 年份 6~10 的模型验证结果

Table 4 Validation result of year 6-10

年份序号 The year number	6	7	8	9	10	总 Total
径流量 Nash 值 Nash value of runoff volume	0.84	0.91	0.73	0.68	0.92	0.80
径流相关系数 r Correlation coefficient of runoff	0.93	0.96	0.92	0.93	0.97	—
径流总量相对误差/% Relative error of runoff volume	23.4	3.0	67.0	71.5	8.1	34.6

由表 3 知, 年份 1~5 的模拟结果 Nash 值较高, 且小组总的 Nash 值达到 0.86; 各年份径流量实测

值与模拟值的相关系数 r 最高达到 0.97, 最低也达到了 0.89, 均在 0.01 水平 (双侧) 上显著相关; 小

组总的径流总量的相对误差在 23.1%左右; 可以以此组参数作为率定结果的最优参数。选取基本可以代表小组平均模拟水平的年份 1 与年份 3 进行径流过程分析 (图 5)。

从图 5 可以看出, 径流动态过程线模拟的较好, 模拟值与实测值的变化趋势大体一致。模拟的径流变化过程可与本地的降雨特征相对应, 在丰水期和枯水期的拟合效果基本相同。

其中, 年份 1 在 7 月份达到最大径流量, 最大径流量模拟值与实测值分别为 1440 m³/s 和 1040 m³/s, 模拟值比实测值大了 400 m³/s, 其余月份的日径流量峰值模拟值大部分都小于其实测值, 随着

降雨量的减少, 年份 1 在 9 月份之后不再有较大径流量; 年份 3 也在 7 月份达到最大径流量, 且最大径流量的模拟值和实测值分别为 459 m³/s 和 668 m³/s, 模拟值比实测值小了 207 m³/s, 年份 3 日径流量峰值的模拟值大部分都小于实测值, 该年份在 10 和 11 月份仍有较大降雨, 产生了较大径流。

总的看来, 年份 1 基流模拟较好, 年份 3 在基流模拟上有一定差异, 两个年份的径流量模拟的峰现时间较为一致, 但在部分峰值的模拟上有较大差异, 峰值变化的差异性并不一致, 基流的模拟部分也有待提高。

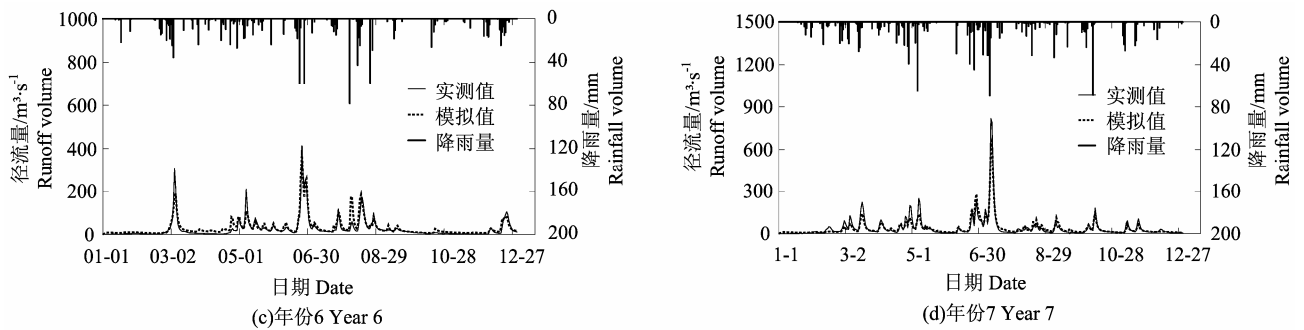


图 6 年份 6 与年份 7 日径流量模拟过程
Figure 6 Simulation of daily runoff of year 6 and year 7

表 5 径流实测值与模拟值年际变化统计

Table 5 Statistical analysis of interannual observed and simulated runoff volume

	实测年径流 总量/亿 m ³ Measured annual runoff volume	模拟年径流 总量/亿 m ³ Simulated annual runoff volume	年径流总量 相对误差/% Relative error of annual runoff volume	实测日径流量 峰值/m ³ ·s ⁻¹ Measured peak Value of daily runoff volume	模拟日径流量 峰值/m ³ ·s ⁻¹ Simulated peak value of daily runoff volume	日径流量峰值 相对误差/% Relative error of daily runoff volume
1	17.11	16.71	2.3	1040	1446	39
2	16.48	10.85	34.1	532	301	43.4
3	8.25	11.04	33.8	668	460	31.2
4	3.13	3.81	21.8	306	383	20.1
5	7.66	9.48	23.7	794	643	19.1
6	8.19	10.10	23.4	394	381	3.2
7	12.85	12.46	3.0	818	662	19.0
8	6.55	10.94	67.0	672	731	8.8
9	4.88	8.37	71.5	271	293	8.1
10	14.65	15.84	8.1	704	910	29.2
平均值 Average	9.98	10.96	28.9	620	621	22.1
最大值 Maximum	17.11	16.71	71.5	1040	1446	43.4
最小值 Minimum	3.13	3.81	2.3	271	293	3.2
变异系数/%CV	46.9	31.6	—	37.4	57.6	—

2.3 模型验证及分析

将经手动率定所得的最优参数代入年份 6~10,

模拟其日径流量, 时间为 1 年, 所得的验证结果如表 4。

由表4知,年份6~10的模拟结果Nash值较高,且小组总的Nash值达到0.80;各年份径流量实测值与模拟值的相关系数 r 最高达到0.97,最低为0.92,均在0.01水平(双侧)上显著相关;小组总的径流总量相对误差约为34.6%。从中选取基本可以代表小组平均模拟水平的年份6和年份7进行径流过程分析(图6)。

从图6中可以看出,模型模拟结果基本反映了本地的降雨径流特征,丰水期为5-9月,其余月份基本为枯水期。

其中年份6在8月初达到日最大降雨量,与之对应的8月初径流量并不是最大,这是由于研究区在7月份降雨量较少,加之天气干燥,气温较高,导致在产生了大量降雨后,雨水部分用于补充土壤和空气中的水分,蒸发量也较大,使得地面径流量减小。此外,年份6在3月初也较产生了较大的径流量,这是由于积雪的融化和该年份在初春时节较密集的降雨而产生的。年份6年径流量最大值在7月初产生,模拟值和实测值分别为381和394 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$;无较大差异,在3月初与5月初,径流均达到了峰值,径流模拟值和实测值在3月初与5月初分别为184、305、107和209 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,径流峰值模拟值和实测值分别相差121和102 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,差异较大,在8月初期,同样也出现了径流峰值模拟值和实测值相差较大的情况,模拟值与实测值分别为174和41 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,模拟值约为实测值的4.2倍。年份7的降雨、径流情况基本对应,年径流量最大值在7月初产生,最大值的模拟值和实测值分别为662和818 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,实测值比模拟值大156 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,其余月份实测值峰值大部分高于模拟值的峰值。

从径流拟合过程线看,模拟曲线大部分较为吻合,径流模拟的峰现时间较为一致;但在部分峰值的模拟上,径流量实测值与模拟值有较大差异,差异性并不一致,且基流的模拟仍有一定差异,模型在丰水期的拟合效果与模型在枯水期的拟合效果基本相同,可见模型对湿润气候地区和干燥气候地区都有比较好的模拟效果。

2.4 径流实测值与模拟值的年际变化

由表5知,各径流特征值均在逐年变化,实测年径流总量与模拟年径流总量在平均值上相差不大,平均值分别为9.98和10.96亿 m^3 ;在变异系数上,实测年径流总量的变异系数为46.9%,变异系数较大,说明实测年径流总量的年际变化较大。模拟年径流总量的变异系数为31.6%,比实测值的变异系数要小,可见年径流总量的模拟值的年际变化

较实测值来说变化幅度更小一些。

实测日径流量峰值与模拟日径流量峰值在均值上相差较小,分别为620 m^3/s 和621 m^3/s 。在差异系数上,实测与模拟日径流量峰值的差异系数均较大,分别为37.4%和57.6%,说明日径流量峰值的年际变化较大,其中,模拟日径流量峰值的变异系数大于实测日径流量峰值的变异系数,可见日径流量模拟值的年际变化较实测值更大一些。年径流总量的相对误差与日径流量峰值的相对误差分别为28.9%和22.1%,后者的误差值较小,说明在10个年份中,日径流量峰值的模拟效果比年径流总量的模拟效果更好一些。

3 小结与讨论

从ATHYS模型在丰乐河流域上的模拟效果来看,率定期和验证期的总Nash系数数值均分别为0.86和0.80;径流实测值和模拟值的相关性较高,除率定期第2年外,相关系数 r 均达到0.92以上;径流总量相对误差在率定期和验证期分别为23.1%和34.6%,径流总量误差较大,但本模型主要考虑流量的动态变化,而不是按径流总量进行率定,径流总量的差异不会对模拟结果产生大的影响;从径流拟合过程线来看,大多数的精度令人满意,径流模拟的峰现时间较为一致,但部分峰值仍有较大差异,在基流的模拟上还有待改进。

从各年份的径流模拟结果来看,各径流特征值均在逐年变化,实测年径流总量与模拟年径流总量在平均值上相差不大,平均值分别为9.98和10.96亿 m^3 ;实测日径流量峰值与模拟日径流量峰值在均值上也相差较小,分别为620和621 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$;年径流总量的模拟值的年际变化较实测值来说变化幅度更小一些,但日径流量模拟值的年际变化较实测值来说变化幅度更大一些;日径流量峰值的模拟效果比年径流总量的模拟效果更好。

丰乐河流域降雨量与径流量年内变化较大且分布不均匀,但降雨量与径流量的年内分配是相互对应的。模型模拟结果基本反映了当地实际的降雨径流特征,模型对本地区具有一定的适用性;但在峰值和基流的模拟精度上还有待于进一步提高。模型模拟主要过程需要输入的数据较少,且模型参数也较少并且参数有一定物理意义,具有较强的实用性。在此次的模型率定中,径流总量的误差较大,主要是由于基流误差较大,这也是模型有待改进的地方。采用手动人工试错法进行了模型的率定,其所得到的模型参数不一定最优。同时,在本模型中,使用

Nash 系数值作为确定模型最优参数的方法比较单一, 应寻求模型验证的其他途径, 减少模型结构和参数的经验性以及实测资料的依赖性, 进一步提高模型的适用范围; 并可通过更加合理的设置模型参数, 选择更为细致的土地利用类型, 考虑气候变化对降雨径流的影响^[25], 加入蒸散发过程以及提高原始资料的精度等进一步的提高模型模拟的精度, 减小模型的不确定性^[26]。

参考文献:

- [1] 杨涛, 陆桂华, 李会会, 等. 气候变化下水文极端事件变化预测研究进展[J]. 水科学进展, 2011, 22(2): 279-286.
- [2] 赵晓慎, 周海, 王文川. 气候变化对区域水循环系统影响的研究进展[J]. 华北水利水电学院学报, 2012, 33(2): 46-49.
- [3] 吴险峰, 刘昌明. 流域水文模型研究的若干进展[J]. 地理科学进展, 2002, 21(4): 341-348.
- [4] 徐宗学. 水文模型: 回顾与展望[J]. 北京师范大学学报: 自然科学版, 2010, 46(3): 278-289.
- [5] 傅春, 张强. 流域水文模型综述[J]. 江西科学, 2008, 26(4): 588-592; 638.
- [6] 芮孝芳, 朱庆平. 分布式流域水文模型研究中的几个问题[J]. 水利水电科技进展, 2002, 22(3): 56-58; 70.
- [7] Bouvier C & Delclaux F. ATHYS: a hydrological environment for spatial modeling and coupling with a GIS[J]. Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources Management, 1996, 235: 19-28.
- [8] 刘兆存, 金生, 韩丽华. 国内流域产汇流模型与应用分析[J]. 地球信息科学, 2007, 9(3): 96-103.
- [9] 刘国华, 钱镜林, 汪玉树. 产汇流模型参数综合率定在洪水预报中的应用[J]. 浙江大学学报: 工学版, 2003, 37(5): 576-581.
- [10] 王纲胜, 夏军, 牛存稳. 分布式水文模拟汇流方法及应用[J]. 地理研究, 2004, 23(2): 175-182.
- [11] 芮孝芳. Muskingum 法及其分段连续演算的若干理论探讨[J]. 水科学进展, 2002, 13(6): 682-688.
- [12] Thompson S A. Hydrology for water management[J]. Rotterdam: A A Balkema, 1999: 212-216; 272-275.
- [13] Beven K J. Rainfall-runoff modeling[M]. John Wiley & Sons Ltd, 2001: 67-68; 124-178.
- [14] 谢平, 梁瑞驹. 扩散模拟型流域地貌汇流模型[J]. 地理学报, 1997, 52(4): 316-323.
- [15] 黄国如, 芮孝芳. 基于运动波数值扩散的洪水演算方法[J]. 河海大学学报, 2001, 29(2): 110-113.
- [16] 龙海峰, 熊立华, 万民. 基于 DEM 的分布式水文模型在清江流域的应用[J]. 长江流域资源与环境, 2012, 21(1): 71-78.
- [17] 郝玉伟, 王兴菊, 陆小蕾. 流域汇流计算方法的对比分析[C]//中国水利学会水资源专业委员会、中国水利水电科学研究院、大连理工大学. 变化环境下的水资源响应与可持续利用—中国水利学会水资源专业委员会 2009 学术年会论文集. 2009: 670-675.
- [18] Trambly Y, Bouvier C, Ayrat P A, et al. Impact of rainfall spatial distribution on rainfall-runoff modeling efficiency and initial soil moisture conditions estimation[J]. Nat Hazards Earth Syst Sci, 2011, 11: 157-170.
- [19] 王中根, 夏军, 刘昌明, 等. 分布式水文模型的参数率定及敏感性分析探讨[J]. 自然资源学报, 2007, 22(4): 649-655.
- [20] Nash J E and Sutcliffe J V: River flow forecasting through conceptual models part I: A discussion of principles, J Hydrol, 1970, 10(3): 282-290.
- [21] 盛春淑, 罗定贵. 基于 AVSWAT 丰乐河流域水文预测[J]. 中国农学通报, 2006, 22(9): 493-496.
- [22] 储茵, 潮洪武, 马友华, 等. 巢湖流域丰乐河洪水事件营养盐输出动态研究[J]. 长江流域资源与环境, 2013, 22(8): 1072-1080.
- [23] 袁艺, 史培军. 土地利用对流域降雨-径流关系的影响—SCS 模型在深圳市的应用[J]. 北京师范大学学报: 自然科学版, 2001, 37(1): 131-136.
- [24] 王杰, 黄英, 段琪彩, 等. 土地利用变化情景下牧羊河水文响应研究[J]. 长江流域资源与环境, 2013, 22(6): 756-762.
- [25] 陈实, 高超, 黄银兰. 不同季节划分尺度下巢湖流域气候变化趋势分析[J]. 长江流域资源与环境, 2013, 22(5): 582-587.
- [26] 闫红飞, 王船海, 文鹏. 分布式水文模型研究综述[J]. 水电能源科学, 2008, 26(6): 1-4.