

DOI: 10.19797/j.cnki.1000-0852.20200438

TOKASIDE 模型及其在洪水预报中的应用

刘志雨^{1,2}, 孔祥意¹, 李致家²

(1. 水利部信息中心(水利部水文水资源监测预报中心), 北京 100053; 2. 河海大学, 江苏 南京 210098)

摘要:分布式物理水文模型是当前国际水文研究中的热点和难点问题,是解决资料短缺流域水文预报问题的有效途径。以正交网格降雨径流模型研究为基础,针对分布式 TOPKAPI(托普卡匹)模型中存在的汇流方向概化、产流模式单一、水库调蓄影响等问题,提出了基于地形运动和蓄满超渗产流模式的网格化分布式物理水文模型 TOKASIDE。本文描述了 TOKASIDE(拓克赛得)模型原理与结构、模型参数确定等方面,对湿润地区淮河息县以上流域 2007~2018 年的 24 场洪水过程模拟、半干旱地区黄河山陕区间大理河流域 2010~2017 年的 12 场洪水过程模拟结果表明:TOKASIDE 模型在湿润流域具有很高的模拟计算精度,且提高了退水段模拟效果;在半干旱流域较好模拟部分洪水过程,对深入研究半干旱地区的水文模拟与洪水预报具有重要意义。TOKASIDE 模型可应用于洪水预报、土地利用影响评价、无资料地区水文模拟、中小流域设计洪水计算等。

关键词:分布式水文模型;TOKASID;洪水预报;湿润;半干旱

中图分类号:TV11;P333

文献标识码:A

文章编号:1000-0852(2021)03-0049-08

0 引言

流域水文模型通过对水文过程的概化描述,由一定的结构和参数对流域上产生的某一场洪水径流过程进行模拟并推求出口断面处的流量数据,是目前洪水预报工作的重要工具^[1]。依据模型对水文过程的描述角度和概化程度,可将水文模型分为概念性水文模型和基于物理基础的水文模型(简称“水文物理模型”)等^[2]。随着地理信息技术、遥感技术及计算机科学地发展,即便在无资料或资料短缺地区,流域地理条件亦可以通过数字高程模型(DEM)、土地利用及土壤分类地图等遥感影像获取,因此利用此类数据对流域下垫面条件进行描述的分布式水文物理模型成为了水文预报领域研究的一个新兴课题^[3-4]。其中, TOPKAPI 降雨径流模型便是此类基于物理基础的划分网格计算单元的分布式水文模型^[5]。TOPKAPI 模型由意大利博洛尼亚大学的 Ezio Todini(埃齐奥托蒂尼)教授于 1995 年提出,该模型是根据降雨径流关系研究提出的一个基于物理基础的分布式水文模型,目的在于发掘分布式水文模型

在洪水预报、土地利用和环境影响评价和无资料地区水文模拟计算中的应用潜力。该模型由蒸散发、融雪、壤中流、地表径流、河道径流等模块组成,将流域划分为若干网格并将每一个网格作为一个计算单元,每一个计算单元水模拟计算中均体现了物理水文过程,将降雨径流过程转化成三个“结构上相似的”非线性水库方程。同传统的概念性水文模型相比, TOPKAPI 模型充分考虑了下垫面条件在空间上分布的不均匀性,具有结构相对简单、参数意义明确、空间尺度弹性大,应用领域较为广泛等特点,目前在意大利、德国、西班牙、中国等国家的实时洪水作业预报中得到了运用。Vischel 等将 TOPKAPI 模型用于南非利本贝赫斯弗莱流域(Liebenbergsvlei)的土壤含水量估算,得出模型在土壤湿度估算方面具有良好表现的结论^[6];Coccia 等在分布式模型比较计划第二阶段(Distributed Model Intercomparison Project, Phase 2, DMIP 2)计划中,将 TOPKAPI 模型分别应用于美国内华达山脉的亚美利加流域(湿润地区流域)和卡森流域(高寒融雪地区),检验了 TOPKAPI 模型在这两种流域的应用效果,

收稿日期:2020-11-02

基金项目:国家重点研发计划资助项目“中小河流洪水防控与应急管理关键技术研究与示范”(2018YFC1508100, 2018YFC1508103)

作者简介:刘志雨(1968—),男,江苏泰县人,博士,正高级工程师,主要从事水文水资源监测预报、防汛抗旱减灾、水文模型研制、气候变化影响方面的工作。E-mail:liuzhiyu2019@mwr.gov.cn

结果表明,由于融雪地区需要考虑的因素较多,其模拟效果稍逊于湿润流域^[7];Sinclair 在南非地区的 7 200 个地点进行了 2.5 年的 TOPKAPI 模型模拟工作,建立了土壤饱和指数与土壤属性之间的联系^[8-9]。在实际应用中发现, TOPKAPI 模型存在诸如由 DEM 推求的流水方向概括性较高,没有考虑地下水、水库模拟计算等模块,产流模式单一仅考虑蓄满产流机制等不足之处,在半干旱、干旱地区的应用效果不理想^[10]。基于上面的考虑,本研究提出一个基于运动学方法和流域地形学相结合的蓄满超渗产流机制的网格化分布式模型,即 TOKASIDE-Topographic Kinematic Approximation and Saturation-Infiltration Double Excess grid-based distributed model。本文对 TOKASIDE 模型的原理与结构、主要参数确定方法等进行描述,并给出了在湿润地区淮河息县以上流域、半干旱地区黄河山陕区间大理河流域洪水模拟中的应用实例。

1 TOKASIDE 模型原理与结构

TOKASIDE 是建立在 Todini、Liu 等对 TOPKAPI 模型^[11-12]早期研究工作的基础上,进一步考虑地下水运动、水库入流与调蓄计算等模块以及超渗产流机制,并改进水流网的八向汇流模式,扩展了模型的实用性。图 1 为模型主要结构,主要包括蒸散发、土壤水、地表水、地下水、河道水流和水库计算等 5 个模块,其中模型输入以虚线框表示,计算模块以实线框表示。

TOKASIDE 模型考虑到了不同土质及不同土壤湿度下土壤垂直下渗能力随土壤含水量变化的特性,以及由此引发的降雨强度大于土壤下渗能力时产生的超渗产流。在整个降雨过程中随着土壤含水量与降雨强度的变化,超渗与蓄满机制可能在每一个计算单元网格内交替发生^[13]。TOKASIDE 模型的地下水模块采用了刘志雨提出的地下水径流计算方程^[11],用以模拟土壤水在深层土壤中的运动,并当地下深层土壤饱和时补给上层土壤水。此外, TOKASIDE 模型采用八向汇流

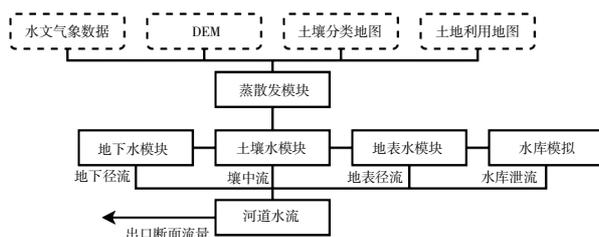


图 1 TOKASIDE 模型主要结构

Fig.1 Main structure of TOKASIDE model

模式,在汇流路径的描述上贴近真实情况。

1.1 蒸散发模块

蒸散发计算包括植物蒸散发和土壤蒸发计算两部分。在有蒸发皿数据的条件下,通过蒸发皿系数折算,估算潜在蒸散发量(能力)。在只有降水和气温资料的情况下,根据实际植物的类型和植物生长的不同时期,采用 Thornthwaite 公式^[14]计算蒸散发能力,再根据植物的湿润情况和覆盖率以及上层土壤的饱和情况来计算实际蒸散发量^[15]。

1.2 地表产流模块

TOKASIDE 模型采用蓄满产流与超渗产流相结合的产流模式,并在原 TOPKAPI 的基础上添加了地下水模块。TOKASIDE 模型将土壤划分为三层,分别为上层非饱和区,下层非饱和区与下层饱和区,其中上层非饱和区影响到蓄满与超渗地表产流,并直接参与壤中流的生成(见图 2)。

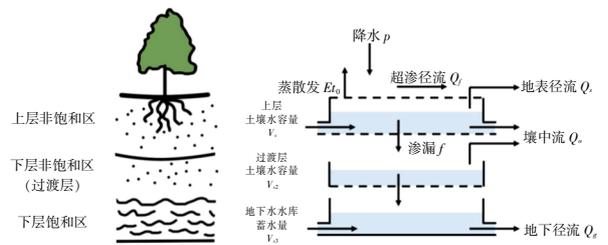


图 2 TOKASIDE 模型产流机制

Fig.2 Flow generation mechanism of TOKASIDE model

在超渗产流计算中常用到的计算下渗量方法主要有经验下渗计算方法以及基于物理机制的下渗方法等,其中应用最广的为格林安普特(Green-Ampt)公式^[16]。该方法由格林与安普特共同提出,旨在揭示下渗的物理机制基础上较为精准的计算土壤水下渗过程。通过将该方法引入 TOKASIDE 模型,扣除蒸发后的净雨同计算单元内实时土壤下渗能力进行对比,超出下渗能力部分则作为超渗水量滞留于地表参与地表径流汇流计算。包为民等提出,当地表水深较浅时,考虑到土壤含水量以及毛管水压力之间的关系,并且忽略地表水深对于下渗的影响, Green-Ampt 下渗公式可改进为如下形式^[17]:

$$f = f_c(1 + KF) \frac{WV - V}{WV} \quad (1)$$

式中: KF 为渗透系数,代表了土壤下渗能力受土壤含水量的影响; WV 为计算单元网格内的最大蓄水容量,为土壤蓄水能力 θ 与土壤厚度 L 及计算单元面积的

乘积; V 为实际土壤含水量; f_c 为土壤饱和时的下渗能力。由公式可见, 土壤下渗能力随土壤含水量的上升而减小, 并在蓄满时达到稳定下渗容量 f_c 。

1.3 地表汇流模块

地表径流水量来源包括超渗产流模式下超过下渗能力的净雨量、蓄满产流模式下土壤蓄满后的净雨量以及上游计算单元的地表径流来水等部分。TOKASIDE 模型采用八向汇流模式(见图 3), 在地表水、土壤水、地下水和河道水汇流时考虑到东北、东南、西北和西南方向的水运动。在存在河道的计算单元中认为 50% 的地表径流进入河道, 其余部分地表径流仍以地表汇流模块进行演算。描述地表径流过程的方法与壤中流相似, 即按运动学方法用曼宁公式近似模拟动力方程。按土壤水计算方法类推, 假设某一单元网格内地表径流深不变, 对每一无特殊情况的单元网格在纵向上将地表水流的动力方程整合成一个线性水库模型。

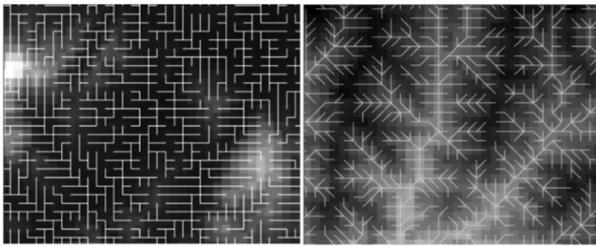


图 3 TOPKAPI 模型四向汇流路径(左)与 TOKASIDE 模型八向汇流法(右)

Fig.3 Four-direction confluence path of Topkapi model (left) and eight-direction confluence method of TOKASIDE model (right)

1.4 地下径流模块

经由上层非饱和区的下渗土壤水在经由过渡层土壤后渗透进入深层饱和区, 目前只模拟单一无压含水层的情况, 并且假定地下饱和含水层间的深层地下水运动都为水平运动, 仅有来自下层非饱和区的下渗土壤水和地下水旁侧入流被该部分接收^[18]。当深层地下水蓄满时原本应进入该部分的下渗土壤水转而回充上层土壤加入土壤水部分。地下径流的计算方式同壤中流基本相同, 同样认为横向水流符合连续性方程和达西定律的联立描述。

$$\frac{\partial v_3}{\partial t} = (q_r + q_h) - \frac{C_{sh2} s_b}{X} v_3 \quad (2)$$

式中: v_3 为地下水饱和含水层的含水量体积; C_{sh2} 为下层土壤在水平方向上的饱和水力传导度; s_b 为不透水层坡度。

1.5 水库模拟模块

TOKASIDE 模型的水库计算方法采用陆玉忠、刘

志雨^[19]等提出的考虑水库调蓄的水库计算模块。该方法对于属于水库的计算单元网格进行标识, 进入水库网格的地表、壤中及地下水流相加作为水库的入库流量。水库出库流量采用实际泄洪数据或者根据水库调度规程推算的泄洪数据, 则根据计算得到的入库流量与实测或推算的泄洪流量扣除水库蒸发即可获得水库的蓄量, 进而通过水位蓄量关系曲线求得水库水位。

$$\frac{\partial V_r}{\partial t} = (Q_f + pX^2) - Evp - Q_r \quad (3)$$

式中: V_r 为水库蓄量体积; Q_f 为根据模型汇流计算得到的周边网格入库流量; Evp 为计算蒸散发水量, Q_r 为实测水库下泄流量。

1.6 河道汇流模块

含有河道的计算单元中计算河道流量时考虑上游来水流量与计算单元内经由坡面汇入河道的水量。假设河道为矩形断面, 断面宽度沿着河道至流域出口是不断增加的。对于无特殊情况的河道, 水流非线性水库模型可被描述成如下方程:

$$\frac{\partial V_c}{\partial t} = (r_c + Q_c^u) - \frac{\sqrt{s_0} (\sin r)^{\frac{2}{3}}}{2^{\frac{2}{3}} n (\tan r)^{\frac{1}{3}} X^{\frac{4}{3}}} V_c^{\frac{4}{3}} \quad (4)$$

式中: V_c 为河道水的体积; r_c 为计算单元中旁侧进入河道的流量, 包括直接进入河道的地表径流以及通过土壤进入的壤中流; Q_c^u 为上游计算单元进入的河道流量; n 为河底曼宁糙率, 反应河底对于水流的阻碍作用大小; s_0 为计算单元间的坡度, 依据假定, 认为河道坡度等同于计算单元之间的坡度 $\tan(\beta)$; γ 为河底边坡坡度。

2 TOKASIDE 模型所需的基本资料与参数确定

2.1 模型所需的基本资料和基本参数

在实际应用中, TOKASIDE 模型所需的基本资料包括数字高程、土壤类型、植被类型、降水以及气温等气象资料。模型的主要输入及其格式见表 1。

2.2 参数确定方法

理论上具有明确物理意义的参数值不需要率定, 可直接量测得到。然而由于量测值是基于量测点获得的, 面上代表性不够, 加之有些参数时空变化幅度较大, 难以通过实测来确定, 因而实际应用中仍需要参数率定。物理模型参数的率定原则为, 在实测或推导值的基础上一定合理范围内调整, 以对模拟结果影响较大的敏感参数优先。传统使用的方法为人工试错

表1 TOKASIDE模型主要输入变量及参数

Table1 Main input data of TOKASIDE model

主要输入变量及参数	格式	说明
降雨数据	基于站点的时间序列或栅格地图	产流的主要输入,若为雨量站形式则需要雨量站的经纬度坐标
气温数据	基于站点的时间序列	包括计算时段气温及月平均气温,用于潜在蒸散发,需要气象站经纬度坐标
流域高程模型	栅格地图	用于提取流域范围与水系等基本信息,以及根据坡度计算汇流方向等
土壤分类情况	栅格或矢量地图	用于描述下垫面土壤的分布情况
土壤参数	文本表格	用于存储不同种类土壤的具体参数,包括土壤厚度,水平及垂直饱和和水力传导度,饱和含水量,残余含水量等
土地利用分类	栅格或矢量地图	用于描述流域地表不同植被类型的分布情况
土地利用参数	文本表格	用于存储不同种类地表的参数,如曼宁系数用于计算地表洪水波演算及植被蒸散发系数用于计算潜在蒸散发

法,手工调整参数并计算模拟结果同实测结果之间的差异。然而这种方法较为依靠个人经验,并且存在一定的偶然性,且效率较为低下。同时,由于参数之间存在互相关联性,因此逐个参数调整时,后调整的参数可能会对已调整过的参数产生影响^[20-22]。因此对整组参数进行优化的自动率定算法成为目前较为流行的方法。常用的自动优化算法有 Rosenbrock 法和单纯形(Simplex)法等局部优化算法以及 SCE-UA (Shuffle Complex Evolution method)全局优化算法等^[23]。

TOKASIDE 模型的主要参数包括不同土壤的土壤厚度 L 、土壤横向饱和和水力传导度 ks_h 、土壤纵向饱和和水力传导度 ks_v 、下渗系数 KF 、不同地表植被的地表曼宁系数 n_s 、以及不同河流分级的河道曼宁系数 n_{ch} ,其中经试验得知主要敏感参数为土壤厚度 L 、横向水力传导度 ks_h 、土壤饱和含水量、植被地表曼宁系数 n_s 与河道曼宁系数 n_{ch} 等(见表2)。土壤的饱和传导率、饱和体积含水量等可参考 USDA 用于 Green-Ampt 下渗模型中的土壤参数值^[24],曼宁地面、河道阻力系数 n 可参阅周文德先生 1988 年主编的《应用水文学》一书,并采用洪峰与确定性系数作为目标函数在一定范围

表2 TOKASIDE模型主要率定范围参数表

Table2 Main parameters calibration range of TOKASIDE model

土壤厚度 L/m	壤土	砂壤土	黏土		
	1.3~1.8	0.4~1.1	0.8~1.6		
横向饱和 水力传导度 $ks_h / 10^{-6} m \cdot s^{-1}$	2.26~9.05	0.40~1.62	0.17~0.71		
土壤饱和 含水量 WV	0.35~0.50	0.27~0.33	0.30~0.55		
地表曼宁 系数 n_s	农田 0.06~0.25	林地 0.20~0.35	混合林地 0.12~0.27	草地 0.06~0.25	
河道曼宁 系数 n_{ch}	I 0.05~0.30	II 0.02~0.15	III 0.02~0.15	IV 0.02~0.15	V 0.02~0.15

内通过 SCE-UA 算法^[25]进行自动调整。流域的初始土壤含水百分比会对流域内的前期洪水模拟结果造成非常大的影响,在本次率定中采用预热模拟方法,由第一场洪水提前约一个月开始模拟通过自然蒸发调节使得模拟的初始状态更加贴近真实情况。确定性系数目标函数公式为:

$$Obj=1-NSE=\frac{\sum_{i=1}^n (Q_s-Q_o)^2}{\sum_{i=1}^n (Q_o-\bar{Q}_o)^2} \quad (5)$$

式中:1-NSE 代表纳什效率系数同数值 1 之间的差值,其越小表明模拟结果越好; Q_s 为 i 时刻的模拟流量, Q_o 为 i 时刻的实测流量; \bar{Q}_o 为实测流量在整个洪水过程中的平均值。

2.3 资料获取与数据处理

TOKASIDE 模型建立的前期数据处理和流域文件生成采用 ArcGIS 工具箱结合自主开发的基于 Matlab 计算程序开发的 PreTKS 模型预处理工具箱进行。所需的信息数据格式均采用 asc 格式的栅格地图,该格式既可方便 ArcGIS 中利用空间工具进行处理,也方便 PreTKS 模型预处理工具箱的读取。TOKASIDE 模型输入数据包括用于刻画流域下垫面条件的数字高程模型 DEM、土壤分类地图、地表植被分类地图、分类对应的数据索引文件,用于反映气候条件空间差异的雨量站点和气象站点坐标,以及作为气象条件输入的降雨和气温数据等^[26]。其中 DEM 数据可通过国际农业研究磋商组织(CGIAR)进行的全球的航天飞机雷达地形测绘使命(Shuttle Radar Topography Mission, SRTM)网站上免费获得全球的 90m 分辨率数字高程模型;土壤分类与地表植被利用地图可通过中国科学院地理科学与资源研究所与资源环境科学数据中心的资源环境数据云平台网站获取,其空间分辨率均为 1 km。在模型计算单元与输入地图分辨率不同时采用 ArcGIS 的

重采样工具, 将空间栅格数据重采样为适配模型计算单元空间分辨率的格式。土壤质地参数可由联合国粮农组织(FAO)发布的全球土壤质地概要数据库(Global Soil Profile Database)获取。下垫面的各物理参数通过分布地图空间差值到每个计算单元网格上, 用于在每一个网格上计算完整的产汇流水文过程。

3 TOKASIDE 模型的应用

选取湿润地区淮河息县以上流域、半干旱地区黄河山陕区间大理河流域为示范区, 将 TOKASIDE 模型分别应用于以上两个典型流域, 并对模型的洪水模拟预报效果进行分析。

3.1 淮河息县以上流域应用

选取淮河上游王家坝以上地区息县流域作为湿润地区研究对象。王家坝流域位于河南省南部, 居淮河上游, 属季风气候, 多年平均年降雨量 1 060mm, 其中 50%左右的降雨集中在汛期, 息县及潢川流域为其上游河流发源地。息县水文站控制面积 10 190km², 建有南湾(集水面积 1 058km²)和石山口(集水面积 306 km²) 2 座大型水库, 扣除 2 座大型水库后息县以上的集水面积为 8 400km²。息县地区高程范围为 37~963m, 东北部地势较平坦, 西部、西南及南部为山区地势较高。土壤类型以黏壤土为主, 兼有壤土沙壤土及黏土等土壤

类型。土地多为农田, 有少部分林地及混合林地。

以 1h 为计算步长建立模型, 选取 2007~2014 年中站点资料较为齐备且洪量相对较大的 13 场洪水用作模型参数率定, 2015~2018 年的 11 场洪水检验模型模拟效果, 降水与实测流量数据均通过线性插值处理为 1h 等时段长。指标选取径流深误差、洪峰误差、峰现时间误差以及确定性系数, 参数率定结果见表 3。由表 4 息县流域模拟结果统计表可以看出, 用于率定的

表3 息县流域模拟参数

Table3 Parameters of model in Xixian watershed

参数	率定值	参考值	参数	率定值	参考值
L_1	0.63	0.56	n_{s1}	0.083	0.10
L_2	0.93	0.56	n_{s2}	0.075	0.10
L_3	1.50	1.50	n_{s3}	0.088	0.050
L_4	0.62	1.50	n_{s4}	0.050	0.050
L_5	1.50	1.50	n_{s5}	0.050	0.050
ks_{h1}	7.21×10^{-6}	4.44×10^{-6}	n_{s6}	0.050	0.050
ks_{h2}	5.31×10^{-7}	7.21×10^{-7}	ks_{e1}	8.56×10^{-8}	4.92×10^{-8}
ks_{h3}	4.92×10^{-6}	4.92×10^{-6}	ks_{e2}	8.56×10^{-8}	7.21×10^{-8}
ks_{h4}	5.54×10^{-6}	3.64×10^{-6}	ks_{e3}	4.44×10^{-9}	4.44×10^{-9}
ks_{h5}	4.44×10^{-7}	4.44×10^{-7}	ks_{e4}	4.22×10^{-7}	3.64×10^{-8}
n_{ch1}	0.073	0.08	ks_{e5}	8.73×10^{-8}	8.73×10^{-8}
n_{ch2}	0.067	0.07	KF	19.15	-
n_{ch3}	0.036	0.06			

表4 息县流域模拟结果统计

Table4 Statistics of simulation results of Xixian watershed

洪水编号	实测径流深 /mm	模拟径流深 /mm	洪量相对误差 /%	实测洪峰 /m ³ ·s ⁻¹	模拟洪峰 /m ³ ·s ⁻¹	洪峰相对误差 /%	峰现时间误差 /h	确定性系数	
2007062016	178.59	191.83	7.41	3981.58	3626.00	-8.93	0	0.90	
2007071322	169.66	156.69	-7.65	4350.00	4353.55	0.08	-3	0.96	
2008072006	106.67	130.50	22.35	3790.21	2722.43	-28.17	-1	0.81	
2008081206	77.46	78.52	1.37	3260.00	1992.17	-38.89	5	0.77	
2008082912	46.25	48.01	3.80	1910.00	1924.89	0.78	-4	0.88	
2009081603	68.98	75.92	10.06	2070.00	1771.70	-14.41	-1	0.88	
率定	2010070200	177.37	214.20	19.76	3514.77	3070.16	-12.65	-4	0.89
	2012082018	65.16	83.35	27.92	2032.82	2611.04	28.44	-3	0.71
	2013071800	15.79	14.27	-9.64	392.47	396.40	1.00	2	0.85
	2013082000	22.12	24.09	8.91	568.31	659.14	15.98	-3	0.68
	2014082122	40.51	44.34	9.47	1070.00	1296.55	18.17	-2	0.91
	2014091121	52.68	45.47	-13.69	830.92	709.87	-14.57	-4	0.82
	2014092805	40.42	45.40	12.32	2025.11	1952.46	-3.59	1	0.90
	2015061420	94.34	100.63	6.66	1820.75	1773.57	-2.59	-3	0.87
	2015071618	35.39	29.74	-15.97	567.14	636.02	12.15	-4	0.81
	2015081418	21.41	21.37	-0.18	483.36	453.59	-6.16	2	0.90
	2016061620	75.54	78.14	3.45	2006.76	2248.01	12.02	-6	0.63
	2016071508	80.92	84.72	4.70	3250.00	3054.51	-6.02	2	0.93
验证	2017070406	64.09	75.47	18.04	2150.00	1979.79	-7.92	1	0.78
	2017083121	66.90	54.52	-18.50	921.79	923.72	0.21	3	0.77
	2017092305	230.12	196.75	-14.50	2260.00	1745.91	-17.75	1	0.85
	2018042202	45.36	50.69	11.73	1530.00	1462.67	-4.40	6	0.67
	2018051704	43.95	33.48	-23.82	520.02	371.05	-28.65	0	0.72
	2018072406	34.15	32.37	-5.21	683.00	671.69	-1.66	-4	0.77

13 场洪水中,10 场洪水洪量与洪峰误差均小于 20%,合格率 76.92%;用于检验的 11 场洪水中,10 场洪水洪峰与洪量误差均小于 20%,合格率 90.91%,检验结果达到甲级预报方案。

同原版 TOPKAPI 模型相比,TOKASIDE 模型增加的下渗曲线使得在不同时刻的土壤下渗量随土壤含水量变化并在土壤蓄满后达到最小值,从而如图 4 所示缓解原版 TOPKAPI 模型中存在的洪水过程陡降现象^[5,27]。

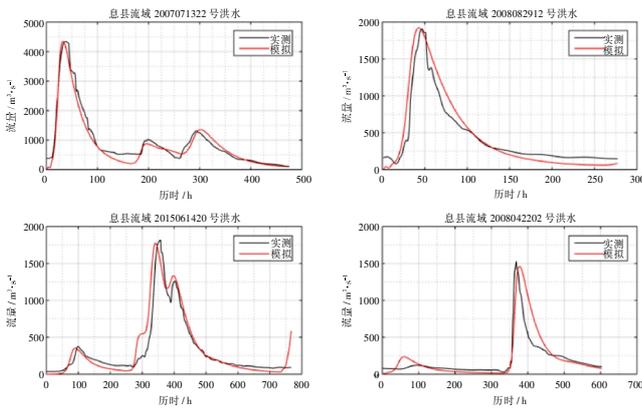


图 4 息县流域部分洪水模拟过程线

Fig.4 Flood simulation hydrograph in Xixian basin

基于网格计算单元的 TOKASIDE 模型除了能够给出流域出口断面的洪水过程外,还可如图 5 即时输出流域内任意网格的包括地表流量、土壤水状态等数据,在决策制定、风险评估以及无资料地区预报预警等领域均可适用。

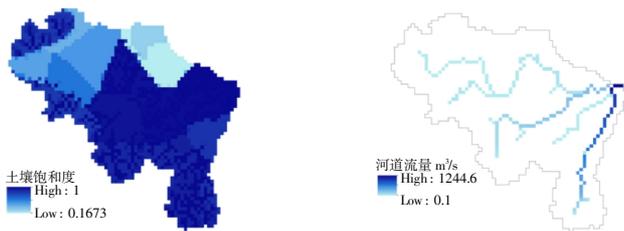


图 5 息县流域 2008082912 号洪水 8 月 31 日 9 时流域土壤含水量分布(左)与河道流量分布图(右)

Fig.5 Distribution of soil water content (left) and river flow distribution (right) of flood no.2008082912 in Xixian basin at 9:00 on August 31

3.2 黄河山陕区间大理河流域应用

绥德县属温带大陆性半干旱气候,年平均降雨量 486mm,年平均气温 9.7℃,境内河流全属黄河水系,流经的一级河流有黄河,二级河流有无定河,四级河流有大理河、淮宁河。绥德水文站控制面积 3 907km²,高程

范围 878~1 699m,其地形以山地为主,呈西北较高东南较低趋势,土质以砂砾质壤土为主。以 1h 为计算步长建立模型,选取 2010~2017 年站点资料较为齐备且洪量相对较大的 12 场洪水资料,其中 2010~2013 年 7 场洪水资料用于模型参数率定,2014~2017 年 5 场洪水用于模型检验,将收集的降水与实测流量数据线性插值为 1h 步长。率定得到的参数如表 5 所示。可以看到同息县流域参数相比,在土壤厚度 L 、饱和水力传导度 k 及曼宁糙率 n 等参数方面并没有明显的差异,而 KF 值的差别较为明显(19.15 与 0.48),这表明引入改进型的格林安普特下渗机制后下渗系数 KF 能够明显控制湿润流域同半干旱流域间产流机制差异引起的下渗量差别。

表 5 绥德流域模拟参数

Table5 Parameters of model in Suide watershed

参数	率定值	参考值	参数	率定值	参考值
L_1	0.77	1.5	n_{s1}	0.064	0.05
L_2	1.15	1.5	n_{s2}	0.043	0.05
L_3	1.43	1.5	n_{s3}	0.031	0.05
ks_{h1}	3.26×10^{-6}	1.09×10^{-6}	ks_{r1}	5.02×10^{-6}	1.09×10^{-8}
ks_{h2}	5.06×10^{-6}	1.09×10^{-6}	ks_{r2}	1.82×10^{-6}	1.09×10^{-8}
ks_{h3}	6.73×10^{-6}	7.45×10^{-6}	ks_{r3}	4.34×10^{-6}	7.45×10^{-8}
n_{ch1}	0.063	0.02	KF	0.48	-
n_{ch2}	0.050	0.02			
n_{ch3}	0.040	0.06			

绥德流域模拟统计结果如表 6 所示。因流域气候较干燥,流域内土壤含水量长期较低,使用原版 TOPKAPI 模型进行模拟时出现洪量过低现象,需将前期土壤含水量设定为不合物理规律的较高值。由表 6 和图 6 可看出,增加了超渗模块后的 TOKASIDE 模型可以在土壤尚未蓄满的情况下产生径流,从而较好的进行原本 TOPKAPI 模型难以模拟的半干旱地区洪水过程,尤其是洪量较大的如 201707219 号洪水等,不过也存在部分洪水例如 2014062523 号洪水模拟结果欠佳,洪峰洪量不足的情况,分析其原因主要可归结为以下:(1)超渗产流机制的产流计算依赖于基于土壤分类地图获取的下渗参数。对于下垫面分类不准确或与实际状况出入较大的土壤分类会带来较大的误差;(2)半干旱地区降雨历时较短,雨强变化大,因此降雨观测数据可能存在部分偏差;(3)模型对于下渗量与土

表6 绥德流域模拟结果统计
Table6 Statistics of simulation results in Suide watershed

洪水编号	实测径流深 /mm	模拟径流深 /mm	洪量相对误差 /%	实测洪峰 /m ³ ·s ⁻¹	模拟洪峰 /m ³ ·s ⁻¹	洪峰相对误差 /%	峰现时间误差 /h	确定性系数
2010080211	3.10	2.87	-7.40	53.30	52.59	-1.33	1.00	0.70
2010080711	8.33	4.22	-49.32	176.00	78.94	-55.15	12.00	-0.37
2011071715	14.29	6.96	-51.29	58.50	59.24	1.26	1.00	0.35
率定 2011082807	13.41	0.35	-97.39	65.55	2.08	-96.83	-17.00	-0.83
2012072600	29.28	22.01	-24.82	350.00	240.64	-31.25	1.00	0.79
2013072503	23.89	21.65	-9.37	404.00	398.27	-1.42	2.00	0.83
2013081009	17.10	1.48	-91.32	336.00	19.04	-94.33	3.00	-0.33
2014062523	13.07	8.74	-33.18	282.00	61.22	-78.29	21.00	0.25
2015072109	3.80	3.98	4.68	106.00	51.97	-50.97	0.00	0.72
检验 2015080115	3.79	0.65	-82.76	71.30	15.42	-78.37	-10.00	-0.31
2016081221	16.01	13.12	-18.05	146.00	130.62	-10.53	9.00	0.63
2017072119	172.39	200.84	16.50	3280.00	3424.69	4.41	1.00	0.85

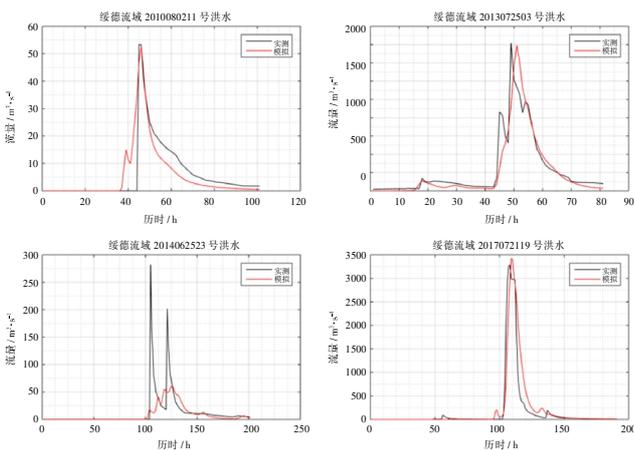


图 6 绥德流域部分洪水模拟过程线
Fig.6 Flood simulation hydrograph in Suide basin

壤湿度的关系描述采用线性关系,这一关系可能还需进一步的探讨。

4 结论与展望

为能够进一步提高中小流域以及半干旱流域的水文预报能力,本文提出 TOKASIDE 模型,该模型在原基于物理基础的分布式水文模型 TOPKAPI 模型基础之上添加了蓄满超渗产流时空组合以及地下水计算等模块。该模型具有以下特点:(1)模型以物理机制为基础,在每一个网格计算单元上均体现完整的水文过程,实现了多点预报结果输出。(2)大部分参数具有物理意义,且利用了流域地形特征和下垫面分布空间信息,将模型参数同实测地理信息建立关系,方面参数获取与

无资料地区的参数估算。(3)采用蓄超组合的产流机制,提升了在半干旱流域的预报精度。目前本模型采用的下渗能力刻画方法还相对简单,有待进一步的改进,以及如何更加精细化的表达每个网格内的水文过程空间差异还需要进一步的研究。

在湿润地区淮河息县以上流域、半干旱地区黄河山陕区间大理河流域洪水模拟中的应用表明, TOKASIDE 模型在保留原 TOPKAPI 模型计算简单、参数具有物理意义、划分网格计算单元提供多输出的优点下,通过将土壤下参与土壤含水量建立关系实现了蓄满与超渗产流机制的时间组合,在息县湿润流域缓解了原模型中的洪水过程陡落现象,且相较蓄满产流模式,超渗产流模式在绥德半干旱流域能够较好的模拟部分洪水场次,对基于物理基础的分布式水文模型在半干旱流域的预报具有积极意义,在半干旱流域山洪风险预警、设计洪水计算等领域均有着较好的应用前景。

参考文献:

[1] 李致家,姚成,张珂,等. 基于网格的精细化降雨径流水文模型及其在洪水预报中的应用[J]. 河海大学学报:自然科学版, 2017,45(6): 471-480. (LI Zhijia, YAO Cheng, ZHANG Ke, et al. Research and application of the high-resolution rainfall runoff hydrological model in flood forecasting [J]. Journal of Hohai University (Natural Sciences), 2017,45(6):471-480. (in Chinese))

[2] 李致家,霍文博. 水文多模型比较与集合预报[A]. 第33届中国气象学会年会, 2016. (LI Zhijia, HUO Wenbo. Hydrological multi model comparison and ensemble forecasting [A]. The 33rd Annual Meeting

- of China Meteorological Society, 2016. (in Chinese)
- [3] 李致家, 王秀庆, 吕雁翔, 等. TOPKAPI 模型的应用及与新安江模型比较研究[J]. 水力发电, 2013,39(11):6-10. (LI Zhijia, WANG Xiuqing, LV Yanxiang, et al. Application of Topkapi model and comparison with Xin'anjiang model [J]. Hydropower, 2013,39(11):6-10. (in Chinese))
- [4] 李致家, 胡伟升, 丁杰, 等. 基于物理基础与基于栅格的分布式水文模型研究[J]. 水力发电学报, 2012,31(2):5-13+32. (LI Zhijia, HU Weisheng, DIND Jie, et al. Study on distributed hydrological model based on physical basis and grid [J]. Journal of Hydropower, 2012,31(2):5-13+32. (in Chinese))
- [5] Liu Zhiyu, Todini Ezio. Assessing the TOPKAPI non-linear reservoir cascade approximation by means of a characteristic lines solution [J]. Hydrological Processes, 2010,19(10).
- [6] Vischel T, Pegram G, Sinclair S, et al. Comparison of soil moisture fields estimated by catchment modelling and remote sensing: A case study in South Africa [J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2008,12(3).
- [7] Coccia G, Mazzetti C, Ortiz E A , et al. Application of the TOPKAPI model within the DMIP 2 Project [R]. 2009.
- [8] Sinclair S, Pegram G G S. A sensitivity assessment of the TOPKAPI model with an added infiltration module [J]. Journal of Hydrology, 2013,479(4):100-12.
- [9] Sinclair S, Pegram G G S. A comparison of ASCAT and modelled soil moisture over South Africa, using TOPKAPI in land surface mode [J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2010,6(6):613-26.
- [10] 刘玉环, 李致家, 刘志雨, 等. 半湿润半干旱地区 TOPKAPI 模型的洪水模拟[J]. 水力发电, 2016,42(1):18-22. (LIU Yuhuan, LI Zhijia, LIU Zhiyu, et al. Flood simulation of Topkapi model in semi humid and semi-arid areas [J]. Hydropower, 2016,42(1):18-22. (in Chinese))
- [11] Liu Z. Application of GIS-based distributed hydrological model to flood forecasting [J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2004,35(5):70-5.
- [12] Todini E, Ciarapica L. The TOPKAPI model. In Mathematical Models of Large Watershed Hydrology [M]. Littleton, Colorado: Water Resources Publications, 2002:471-50.
- [13] 李致家, 黄鹏年, 张永平, 等. 半湿润流域蓄满超渗空间组合模型研究[J]. 人民黄河, 2015,37(10):1-6+34. (LI Zhijia, HUANG Pengnian, ZHANG Yongping, et al. Study on spatial combination model of over infiltration in semi humid watershed [J]. Yellow River, 2015,37(10):1-6+34. (in Chinese))
- [14] Thornthwaite C W, Mather J R. The water balance [J]. Climatology, 1955,8(1).
- [15] Doorenbos J, Pruitt W O. Crop water requirements [J]. FAO Irrigation and Drainage, 1977,2(156):24.
- [16] Green W, Ampt G. Studies of soil physics: the flow of air and water through soils [J]. The Journal of Agricultural Science, 1911,4(1):1-24.
- [17] 包为民. 格林—安普特下渗曲线的改进和应用[J]. 人民黄河, 1993(9):1-3. (BAO Weimin. Improvement and application of the infiltration curve of Green amput [J]. Yellow River, 1993(9):1-3. (in Chinese))
- [18] 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 Zhiyu, XIE Zhenghui. Improvement of Topkapi model and its application in flood simulation of Huaihe River Basin [J]. Journal of China Hydrology, 2003,23(6):1-7. (in Chinese))
- [19] 陆玉忠, 刘志雨. 基于网格的分布式水文模型在中小型水库洪水模拟中的应用[A]. 全国水文学学术讨论会, 2004. (LU Yuzhong, LIU Zhiyu. Application of grid-based distributed hydrological model in flood simulation of small and medium-sized reservoirs [A]. National Hydrological Symposium, 2004. (in Chinese))
- [20] 温娅惠, 李致家, 霍文博, 等. 基于不同目标函数 GLUE 方法参数不确定性研究[J]. 水力发电, 2018,44(11):10-6. (WEN Yahui, LI Zhijia, HUO Wenbo, et al. Study on parameter uncertainty of GLUE method based on different objective functions [J]. Hydropower, 2018,44(11):10-6. (in Chinese))
- [21] 徐杰, 李致家, 马亚楠, 等. 基于 TOPKAPI 模型的湿润流域洪水模拟[J]. 南水北调与水利科技, 2020,18(1):18-25. (XU Jie, LI Zhijia, MA Yanan, et al. Flood simulation of wet watershed based on TOPKAPI model [J]. South-to-North Water Diversion and Water Science and Technology, 2020,18(1):18-25. (in Chinese))
- [22] 颜梅春, 陈贝贝, 李致家, 等. 基于土壤地形指数和下垫面水文分区的流域模型参数率定[J]. 河海大学学报(自然科学版), 2015,43(3):197-202. (YAN Meichun, CHEN Beibei, LI Zhijia, et al. Calibration of regional model parameters based on soil topographic index and underlying hydrological zoning [J]. Journal of Hohai University (Natural Science Edition), 2015,43(3):197-202. (in Chinese))
- [23] 邓元倩, 李致家, 刘甲奇, 等. 基于 SCE-UA 算法新安江模型在泮河流域的应用[J]. 水资源与水工程学报, 2017,28(3):27-31. (DENG Yuanqian, LI Zhijia, LIU Jiaqi, et al. Application of Xin'anjiang Model in Fenghe River basin based on SCE-UA algorithm [J]. Journal of Water Resources and Hydraulic Engineering, 2017,28(3):27-31. (in Chinese))
- [24] GLDAS global soils dataset of Reynolds [M/OL]. <http://wwwngdc.noaa.gov/seg/eco/cdroms/reynolds/reynoldshmt>.
- [25] Duan Qingyun, Sorooshian Soroosh, Gupta Vijai K. Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models [J]. Journal of Hydrology, 1994,158(3-4):265-84.
- [26] Liu Z, Martina M L V, Todini E. Flood forecasting using a fully distributed model: application of the TOPKAPI model to the Upper Xixian catchment [J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2005,9(4):347-64.
- [27] Coccia G, Mazzetti C, Ortiz E, et al. A different soil conceptualization for the Topkapi model application within the dmip 2 [A]. AGU Fall Meeting Abstracts, 2010. (下转第 24 页)