



DOI: 10.13476/j.cnki.nsbdtqk.2017.02.011

顾志强, 季志恒, 胡春歧. MSKLOSS 河道洪水演算模型参数敏感性分析[J]. 南水北调与水利科技, 2017, 15(2): 73-79. GU Zhi qiang, JI Zhi heng, HU Chun qi. Parameter sensitivity analysis of MSKLOSS river flood routing model[J]. South to North Water Transfers and Water Science & Technology, 2017, 15(2): 73-79. (in Chinese)

# MSKLOSS 河道洪水演算模型参数敏感性分析

顾志强<sup>1</sup>, 季志恒<sup>1</sup>, 胡春歧<sup>2</sup>

(1. 河北省保定水文水资源勘测局, 河北 保定 071000; 2. 河北省水文水资源勘测局, 石家庄 050031)

**摘要:** 模型参数的敏感性分析是洪水预报的基础性工作。以中国洪水预报系统为平台, 采用局部分析法, 对 MSKLOSS 河道洪水演算模型参数进行敏感性分析, 以提高洪水预报的精度。为提高 MSKLOSS 河道洪水演算模型的应用效率, 考虑模型适用性、模拟分析方便性, 选取海河南系河道下垫面接近现状条件的滹沱河黄壁庄-北中山、南运河岳城-蔡小庄 96·8' 和大清河东茨村-新盖房 12·7' 三场洪水资料对模型参数进行分析。分析表明: 河道分段数、初始下渗率、下渗曲线指数和湿周等参数的敏感性较高, 稳定下渗率的敏感性在洪水量级较小时相对较高, 在参数优选和实时作业预报时需注意其初始范围的设定。

**关键词:** MSKLOSS; 河道洪水演算模型; 参数; 优选; 敏感性; 海河南系

**中图分类号:** P343.1    **文献标识码:** A    **文章编号:** 1672-1683(2017)02-0073-07

## Parameter sensitivity analysis of MSKLOSS river flood routing model

GU Zhi qiang<sup>1</sup>, JI Zhi heng<sup>1</sup>, HU Chun qi<sup>2</sup>

(1. Baoding Hydrology and Water Resources Survey Bureau of Hebei Province, Baoding 071000, China;

2. Hydrology and Water Resources Survey Bureau of Hebei Province, Shijiazhuang 050031, China)

**Abstract:** Sensitivity analysis of model parameters is the basic work of flood forecasting. Based on the platform of Chinese flood forecasting system, we conducted sensitivity analysis of the parameters of MSKLOSS river flood routing model using the local analysis method, so as to improve the accuracy of flood forecasting. In order to improve the application efficiency of MSKLOSS river flood routing model, considering the applicability of the model and the convenience of simulation and analysis, we selected three flood locations at the south of Haihe river, which were Huangbizhuang to Beizhongshan of Hutuo River, Yuecheng to Caixiaozhuang of South Canal in August 1996, and Dongcun to Xingtaifang of Daqing River in July 2012, where the underlying surface of the river is close to the present condition. Results showed that the number of river segments, initial infiltration rate, infiltration curve index, and wetted perimeter are highly sensitive. Steady infiltration rate is more sensitive when the flood magnitude is small. Attention should be paid to the initial range setting during parameter optimization and real time operational forecast.

**Key words:** MSKLOSS; river flood routing model; parameter; optimization; sensitivity; south Haihe River

MSKLOSS 河道洪水演算模型需要资料较少, 可操作性强, 适合于河道决口、分洪等突发情况下的应急洪水预报工作<sup>[1]</sup>, 特别是适用于下垫面变化大、洪水沿程损失严重的北方河道。水文模型参数取值的准确与否直接影响着模型模拟精度, 然而在参数

繁多的水文模型中, 往往只有少数参数对模型模拟精度起关键作用<sup>[2]</sup>, 因此对模型参数进行敏感性分析以识别对模型模拟精度具有重要影响的参数<sup>[3]</sup>, 对于提高模型效率具有重要作用<sup>[4]</sup>。本文以中国洪水预报系统为平台, 选取海河南系平原河道为研究

收稿日期: 2016-01-11    修回日期: 2016-06-03    网络出版时间:

网络出版地址:

作者简介: 顾志强(1978-), 男, 河北保定人, 工程师, 主要从事水文情报预报、水文水资源计算等方面的工作。E-mail: gzbds@126.com

对象,对MSKLOSS河道洪水演算模型参数进行敏感性分析。

## 1 MSKLOSS河道洪水演算模型基本原理

天然河道里的洪水波运动属于非恒定流,可用连续方程式和动力方程式来描述。1871年,圣维南提出了河道非恒定流的基本微分方程组<sup>[5]</sup>,并简化为河段水量平衡方程和槽蓄方程<sup>[6]</sup>7):

$$I - Q = dW/dt \quad (1)$$

$$W = K[xI + (1-x)Q] \quad (2)$$

式中: $I$ 、 $Q$ 分别为河段的入流、出流( $m^3/s$ ); $W$ 为河段槽蓄量( $m^3$ ); $K$ 为蓄量常数,为相应蓄量 $W$ 下恒定流状态的河段平均传播时间(h); $x$ 为流量比重系数,反映了楔蓄的大小和河段的调蓄能力,无量纲; $t$ 为时间(s)。

为考虑河道洪水的沿程渗漏损失<sup>[8]</sup>,入流量用净入流量( $I' = I - F$ )代替,其中 $F$ 为河段入渗流量( $m^3/s$ )。则式(1)、式(2)分别变为

$$I' - Q = dW/dt \quad (3)$$

$$W = K[xI' + (1-x)Q] \quad (4)$$

由式(3)、式(4)可推导出考虑渗漏损失的马斯京根河道洪水演算方法<sup>[9]</sup>,计算公式如下:

$$Q_t = C_0 I'_t + C_1 I'_{t-1} + C_2 Q_{t-1} \quad (5)$$

其中:

$$C_0 = \frac{0.5\Delta t - Kx}{0.5\Delta t + K - Kx} \quad C_1 = \frac{0.5\Delta t + Kx}{0.5\Delta t + K - Kx}$$

$$C_2 = \frac{-0.5\Delta t + K - Kx}{0.5\Delta t + K - Kx} \quad (6)$$

$$C_0 + C_1 + C_2 = 1 \quad (7)$$

式中: $I'_t$ 、 $I'_{t-1}$ 为上断面 $t$ 和 $t-1$ 时刻的流量( $m^3/s$ ); $Q_t$ 、 $Q_{t-1}$ 为下断面 $t$ 和 $t-1$ 时刻的流量( $m^3/s$ ); $\Delta t$ 为计算时段(h)。

在实际应用中,关键是如何计算河段的入渗水量。霍顿饱和入渗理论<sup>[10-12]</sup>能较好地反映干涸河段过水时水量损失的实际情况,可用来计算河段的入渗水量。霍顿下渗曲线经验公式为

$$f = f_c + (f_0 - f_c) \exp(-kt) \quad (8)$$

式中: $f$ 为下渗率( $mm/h$ ); $f_c$ 为稳定下渗率( $mm/h$ ); $f_0$ 为初始下渗率( $mm/h$ ); $k$ 为反映土壤物理特性的下渗曲线指数,无量纲; $t$ 为时间(h)。

则河段入渗量可用下式计算:

$$F = B \times L \times f / 3600 \quad (9)$$

式中: $B$ 为行洪断面湿周(m); $L$ 为河段长(km)。

MSKLOSS河道洪水演算模型计算时,首先利用霍顿下渗曲线经验公式计算河道入渗水量,求出

河段净流入量,再用马斯京根法进行河道流量演算。

## 2 模型参数整体优选

模型参数敏感性分析分为局部分析法和全局分析法<sup>[13]</sup>。由于MSKLOSS河道洪水演算模型参数相互独立性相对较高,本次模型参数敏感性分析采用局部分析法。首先对所有参数进行整体优选,在此基础上,分析参数在其定义域内取值,其他参数值保持不变,分别进行洪水模拟计算,以确定性系数( $DC$ )作为模型模拟精度的指标<sup>[14]</sup>,分析 $DC$ 值随参数值变化的规律,以此判断参数的敏感性程度。

### 2.1 分析资料选择

考虑模型适用性、模拟分析方便性,本次分析资料选取遵循以下原则:河道下垫面变化大,下渗损失严重;上、下游有较好的控制断面;区间无大的入流,降水影响小。

鉴于海河南系相对北系下垫面变化较大<sup>[15]</sup>,平原河道下渗损失明显大于山区河道的实际情况,本次选取海河南系平原河道为研究对象。海河南系“96·8”、“12·7”暴雨洪水为1963年以来的最大暴雨洪水,河道下垫面接近现状条件,本次选取滹沱河黄壁庄-北中山、南运河岳城-蔡小庄“96·8”洪水资料和大清河东茨村-新盖房“12·7”洪水资料。对三场洪水上、下游断面的水量进行统计(表1)可知,本次分析所选择的洪水过程沿程损失均超过20%,上、下游水量严重不平衡。

表1 损失水量分析

Tab. 1 Water loss analysis

河段	黄壁庄-北中山	岳城-蔡小庄	东茨村-新盖房
入流/亿 $m^3$	17.48	7.93	0.73
出流/亿 $m^3$	12.29	6.05	0.44
损失(%)	29.7	23.7	39.7

### 2.2 模型参数整体优选

#### 2.2.1 预报方案构建

以中国洪水预报系统为平台,采用MSKLOSS河道洪水演算模型,对北中山、蔡小庄、新盖房分别构建预报方案,预报方案均设置1个输入,分别为黄壁庄、岳城、东茨村断面实测流量;区间无汇流,且区间降雨产流量可忽略不计。计算时段为1h,方案输出类型为河道流量。

#### 2.2.2 参数标识及物理意义

在中国洪水预报系统中,各参数标识及物理意义如下。

$X$ : 流量比重系数, 反映了楔蓄的大小和河段的调蓄能力, 无量纲;

$KK$ : 为蓄量常数, 恒定流时为河段的平均传播时间(h);

$MP$ : 马斯京根洪水演算分段数, 反映洪水过程平移的程度, 无量纲;

$F_0$ : 初始下渗率, 其值大小与土壤特性和初始含水量有关(mm/h)。

$F_c$ : 稳定下渗率(mm/h);

$F_k$ : 下渗曲线指数, 与土壤物理特性有关, 通常根据实测资料作图推求, 无量纲。

$L$ : 上、下游断面间的河段长(km);

$W$ : 为行洪断面湿周, 不同洪水量级值大小不同, 同一洪水过程不同时段值有差异(m)。

### 2.2.3 参数范围、优选次数确定原则

MSKLOSS 河道洪水演算模型在  $KK$ 、 $X$  均未

知时取  $KK = \Delta t^{1.6}$ , 本次预报时段长取 1 h;  $L$  有明确物理意义, 取其实际值。故在模型参数优选时  $L$ 、 $KK$  不作率定, 本次对其它 6 个参数做敏感性分析。

对有明确物理意义, 无准确值的参数, 给其相对准确的参数取值范围, 如  $W$  暂取河宽的数倍。对无法确定取值范围的参数, 取模型理论值范围, 如  $F_k$  取 0~ 1,  $X$  取 1~ 0.5。

试验数据表明模型参数优选次数达到 300 次后, 确定性系数会趋于平稳<sup>[17]</sup>, 本次选定 500 次。

### 2.2.4 模拟成果

采用 MSKLOSS 河道洪水演算模型对三个断面的洪水进行模拟, 模拟成果详见图 1, 其参数取值详见表 2。经分析, 模拟洪水过程与实际洪水过程吻合程度高,  $DC$  值均达到 0.95 以上, 模拟精度为甲级。

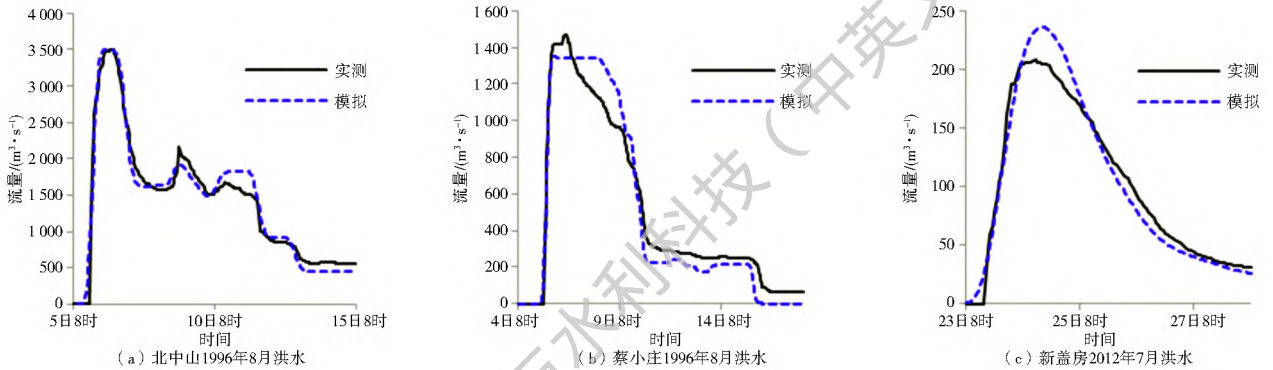


图 1 洪水模拟

Fig.1 Flood simulation diagram

表 2 整体优选参数

Tab.2 Overall optimized parameters

参数	黄壁庄-北中山	岳城-蔡小庄	东茨村-新盖房
$X$	- 0.018	0.019	- 1
$MP$	16	9	22
优选 $F_0/(mm \cdot h^{-1})$	970	1 137	954
$F_c/(mm \cdot h^{-1})$	18.5	10.9	2
$F_k$	0.138	0.481	0.617
$W/m$	420	491	365
固定 $L/km$	100	80	51
$KK/h$	1	1	1

## 3 参数敏感性分析

### 3.1 流量比重系数 $X$ 敏感性分析

固定除  $X$  之外的其它参数的取值, 计算  $X$  不同取值时洪水模拟过程的  $DC$  值, 分析得到  $X$  和  $DC$  相关关系, 详见图 2。

由图 2(a) 可知, 黄壁庄-北中山段 1996 年洪水, 当  $X$  在 -1~ 0.5 间变化时,  $DC$  的变化幅度为 0.105(0.872~ 0.977), 当  $X$  在 0 附近时,  $DC$  值最大, 为 0.977; 当  $X$  取 0.5 时,  $DC$  值最小, 为 0.872。  $X$  取值对  $DC$  值有一定的影响, 但参数  $X$  的敏感度较低。

由图 2(b) 可知, 岳城-蔡小庄段 1996 年洪水, 当  $X$  在 -1~ 0.5 间变化时,  $DC$  的变化幅度为 0.015(0.938~ 0.953), 当  $X$  在 0 附近时,  $DC$  值最大, 为 0.953; 当  $X$  取 0.5 时,  $DC$  值最小, 为 0.938。  $X$  取值对  $DC$  值影响较小, 参数  $X$  的敏感度较低。

由图 2(c) 可知, 东茨村-新盖房段 2012 年洪水, 当  $X$  在 -1~ 0.5 间变化时,  $DC$  的变化幅度为 0.22(0.751~ 0.971), 当  $X = -1$  时,  $DC$  值最大, 为 0.971; 当  $X$  取 0.5 时,  $DC$  值最小, 为 0.751。  $X$  取值对  $DC$  值有一定的影响, 但参数  $X$  的敏感度较低。

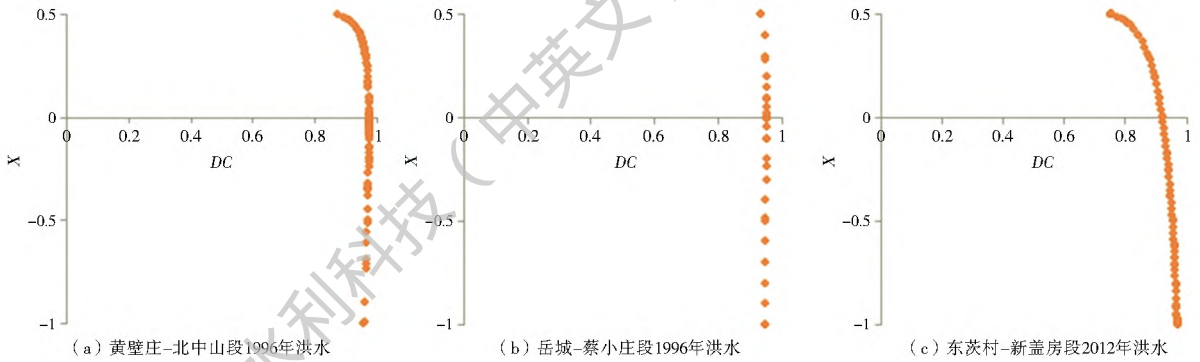


图 2 流量比重系数  $X \sim DC$  关系

Fig. 2 Relations between flow proportion coefficient  $X$  and  $DC$

### 3.2 马斯京根洪水演算分段数 $MP$ 敏感性分析

固定除  $MP$  之外的其它参数的取值, 计算  $MP$  不同取值时洪水模拟过程的  $DC$  值, 分析得到  $MP$  和  $DC$  相关关系, 见图 3 所示。

由图 3(a) 可知, 黄壁庄-北中山段 1996 年洪水, 当  $MP$  在 1~30 间变化时,  $DC$  的变化幅度大, 当  $MP=16$  时,  $DC$  值最大, 为 0.977; 当  $MP < 10$  或  $MP > 23$  时,  $DC$  值  $< 0.8$ 。

由图 3(b) 可知, 岳城-蔡小庄段 1996 年洪水, 当  $MP$  在 1~30 间变化时,  $DC$  的变化幅度大, 当

$MP=9$  时,  $DC$  值最大, 为 0.953; 当  $MP < 3$  或  $MP > 17$  时,  $DC$  值  $< 0.8$ 。

由图 3(c) 可知, 东茨村-新盖房段 2012 年洪水, 当  $MP$  在 1~30 间变化时,  $DC$  的变化幅度大, 当  $MP=22$  时,  $DC$  值最大, 为 0.971; 当  $MP < 15$  或  $MP > 29$  时,  $DC$  值  $< 0.8$ , 当  $MP \leq 5$  时,  $DC$  会出现负值。

综上所述,  $MP$  敏感性较高, 洪水模拟过程的  $DC$  值随  $MP$  的变化而变化明显;  $MP$  值会影响洪水过程的平移程度, 在参数优选和实际预报中需根据上、下游断面的距离和洪水传播特性限定合理的初始参数范围。

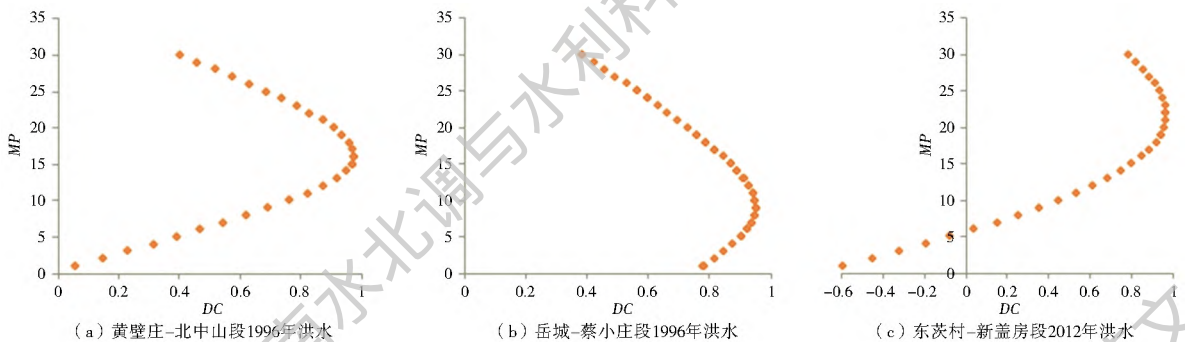


图 3 马斯京根洪水演算分段数  $MP \sim DC$  关系

Fig. 3 Relations between number of segments  $MP$  for Muskingum flood routing and  $DC$

### 3.3 初始下渗率 $F_0$ 敏感性分析

固定除  $F_0$  之外的其它参数的取值, 计算  $F_0$  不

同取值时洪水模拟过程的  $DC$  值, 分析得到  $F_0$  和  $DC$  相关关系, 详见图 4。

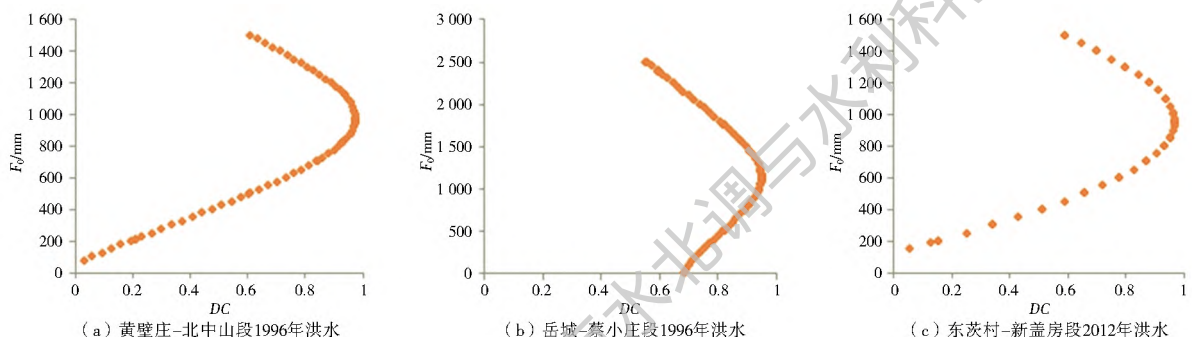


图 4 初始下渗率  $F_0 \sim DC$  关系

Fig. 4 Relations between initial infiltration rate  $F_0$  and  $DC$



由图 4(a) 可知, 黄壁庄- 北中山段 1996 年洪水, 当  $F_0$  为 970 mm 时,  $DC$  值最大, 为 0.977; 当  $F_0 < 650$  mm 或  $F_0 > 1300$  mm 时,  $DC$  值  $< 0.8$ 。

由图 4(b) 可知, 岳城- 蔡小庄段 1996 年洪水, 当  $F_0$  在 1130 mm 附近时,  $DC$  值最大, 为 0.953; 当  $F_0 < 500$  mm 或  $F_0 > 1800$  mm 时,  $DC$  值  $< 0.8$ 。

由图 4(c) 可知, 东茨村- 新盖房段 2012 年洪水, 当  $F_0$  在 950 mm 左右时,  $DC$  值最大, 为 0.971; 当  $F_0 < 650$  mm 或  $F_0 > 1300$  mm 时,  $DC$  值  $< 0.8$ 。

综上所述,  $F_0$  敏感性较高, 洪水模拟的  $DC$  值随  $F_0$  的变化而呈明显变化,  $F_0$  会影响洪水过程损失水量计算,  $F_0$  过大或者过小, 会导致过程损失水量偏大或偏小, 进而影响整个洪水过程洪量和洪峰流量计算。

### 3.4 稳定下渗率 $F_c$ 敏感性分析

固定除  $F_c$  之外的其它参数的取值, 计算  $F_c$  不同取值时洪水模拟过程的  $DC$  值, 分析得到  $F_c$  和  $DC$  的相关关系, 见图 5。

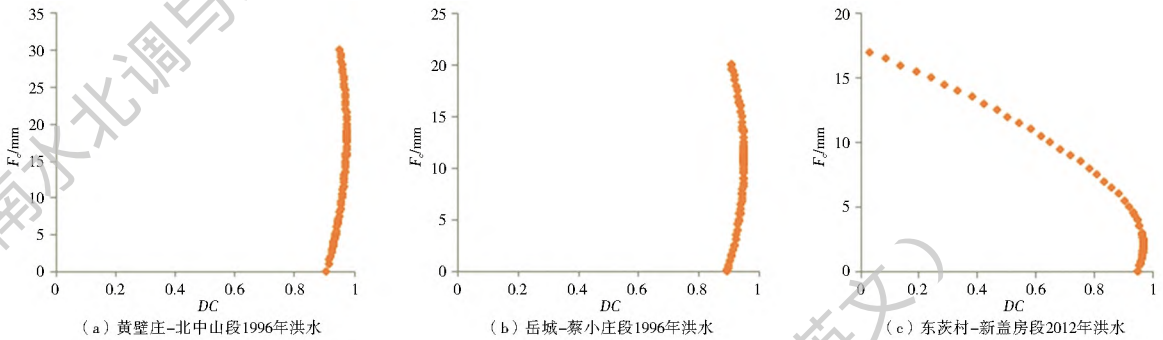


图 5 稳定下渗率  $F_c \sim DC$  关系

Fig. 5 Relations between the steady infiltration rate  $F_c$  and  $DC$

由图 5(a) 可知, 黄壁庄- 北中山段 1996 年洪水, 当  $F_c$  在 0~ 30 mm 间变化时,  $DC$  的变化幅度不大, 为 0.067(0.910~ 0.977), 当  $F_c$  在 18 mm 左右时,  $DC$  值较大, 为 0.977; 在其它参数最优的情况下,  $DC$  值均  $> 0.90$ 。参数  $F_c$  的敏感度低。

由图 5(b) 可知, 岳城- 蔡小庄段 1996 年洪水, 当  $F_c$  在 0~ 20 mm 间变化时,  $DC$  的变化幅度不大, 为 0.053(0.900~ 0.953), 当  $F_c$  在 10 mm 左右时,  $DC$  值较大, 为 0.953; 在其它参数最优的情况下,  $DC$  值均  $> 0.90$ 。参数  $F_c$  的敏感度低。

由图 5(c) 可知, 东茨村- 新盖房段 2012 年洪水, 当  $F_c$  在 0~ 20 mm 间变化时,  $DC$  的变化幅度大, 当  $F_c$  在 2 mm 左右时,  $DC$  值最大, 为 0.971; 当  $F_c > 6.5$  mm 时,  $DC$  值  $< 0.8$ 。其原因为: 此次洪水水量级不大(新盖房洪峰流量仅  $208 \text{ m}^3/\text{s}$ ), 稳定下渗水量所占的比重相对较大。

综上所述, 在大洪水时,  $F_c$  敏感性不高, 但当洪水水量级不大时, 稳定下渗水量所占的比重增大,  $F_c$  敏感性会提升。

### 3.5 下渗曲线指数 $F_k$ 敏感性分析

固定除  $F_k$  之外的其它参数的取值, 计算  $F_k$  不同取值时洪水模拟过程的  $DC$  值, 分析得到  $F_k$  和  $DC$  相关关系, 见图 6。

由图 6(a) 可知, 黄壁庄- 北中山段 1996 年洪水, 当  $F_k$  在 0.01~ 1 间变化时,  $DC$  的变化幅度大, 当  $F_k$  在 0.138 左右时,  $DC$  值最大, 为 0.977; 当  $F_k < 0.1$  或  $F_k > 0.2$  时,  $DC$  值  $< 0.8$ 。

由图 6(b) 可知, 岳城- 蔡小庄段 1996 年洪水, 当  $F_k$  在 0.01~ 1 间变化时,  $DC$  的变化幅度大, 当  $F_k$  在 0.48 左右时,  $DC$  值最大, 为 0.953; 当  $F_k < 0.33$  或  $F_k > 0.95$  时,  $DC$  值  $< 0.8$ 。

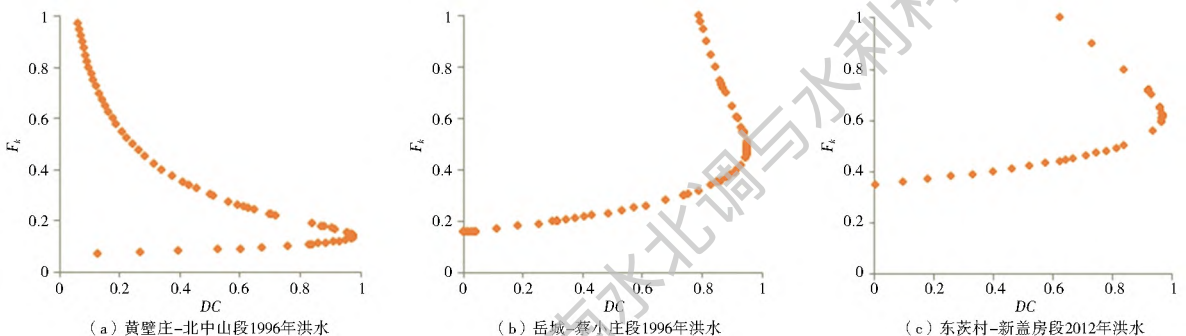


图 6 下渗曲线指数  $F_k \sim DC$  关系

Fig. 6 Relations between infiltration curve index  $F_k$  and  $DC$

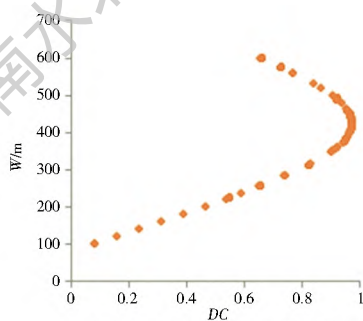
由图6(c)可知,东茨村-新盖房段2012年洪水,当 $F_k$ 在0.01~1间变化时, $DC$ 的变化幅度大,当 $F_k$ 在0.617左右时, $DC$ 值最大,为0.971,当 $F_k < 0.5$ 或 $F_k > 0.8$ 时, $DC$ 值 $< 0.8$ 。

综上所述, $F_k$ 敏感性较高,在 $F_0$ 、 $F_c$ 一定的情况下, $F_k$ 值的大小影响下渗过程中达到到稳渗的时间,进而影响下渗水量和洪峰流量的计算。

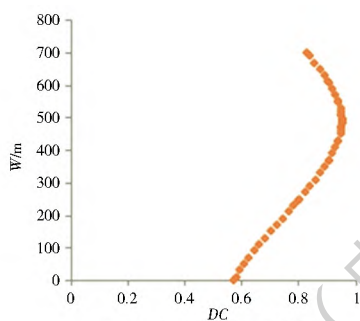
### 3.6 湿周 $W$ 敏感性分析

固定除 $W$ 之外的其它参数的取值,计算 $W$ 不同取值时洪水模拟过程的 $DC$ 值,分析得到 $W$ 和 $DC$ 相关关系,详见图7。

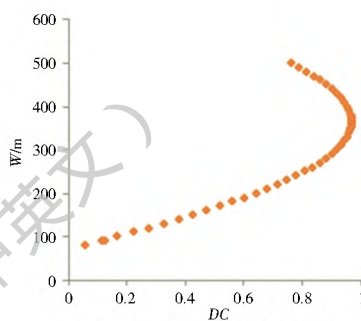
由图7(a)可知,黄壁庄-北中山段1996年洪



(a) 黄壁庄-北中山段1996年洪水



(b) 岳城-蔡小庄段1996年洪水



(c) 东茨村-新盖房段2012年洪水

图7 湿周 $W \sim DC$ 关系图

Fig.7 Relations between wetted perimeter  $W$  and  $DC$

综上所述, $W$ 取值对 $DC$ 值影响较大,参数 $W$ 的敏感度较高。在 $F_0$ 、 $F_c$ 、 $F_k$ 一定的情况下, $W$ 值的大小影响整个过程下渗水量的计算,进而影响洪量和洪峰流量的计算。

## 4 结论

选择滹沱河黄壁庄-北中山段、南运河漳河岳城-蔡小庄段1996年洪水以及大清河东茨村-新盖房段2012年洪水共三场,采用局部敏感性分析方法,分析了MSKLOSS河道洪水演算模型参数的敏感性,得出以下结论。

(1) 马斯京根河道分段数 $MP$ 、初始下渗率 $F_0$ 、下渗曲线指数 $F_k$ 、湿周 $W$ 的敏感性较高;在大洪水时,稳定下渗率 $F_c$ 敏感性不高,但当洪水量级不大时其敏感性会提升。在参数优选和实时作业预报时,需要根据不同河段的实时情况,限定合理的初始参数范围。

(2) 流量比重系数 $X$ 的敏感性较低,但洪峰流量误差在沿程损失量较大时会随着 $X$ 值的增加而增大。建议在参数优选和实时作业预报时,控制其值0.2以下。

### 参考文献(References):

[1] 王春泽,胡军波,刘彦华,等.时变参数法在洪水预报中的应用

水,当 $W$ 在0~600 m间变化时, $DC$ 的变化幅度大,当 $W$ 在420 m左右时, $DC$ 值最大,为0.977;当 $W < 300$  m或 $W > 550$  m时, $DC$ 值 $< 0.8$ 。

由图7(b)可知,岳城-蔡小庄段1996年洪水,当 $W$ 在0~700 m间变化时, $DC$ 的变化幅度较大,当 $W$ 在490 m左右时, $DC$ 值最大,为0.953;当 $W < 240$  m或 $W > 700$  m时, $DC$ 值 $< 0.8$ 。

由图7(c)可知,东茨村-新盖房段2012年洪水,当 $W$ 在0~500 m间变化时, $DC$ 的变化幅度较大,当 $W$ 在365 m左右时, $DC$ 值最大,为0.971;当 $W < 260$  m或 $W > 490$  m时, $DC$ 值 $< 0.8$ 。

[J]. 水文, 2010, 30(5): 32-37. (WANG Chur ze, HU Jur bo, LIU Yarr hua, et al. Application of time varying parameters in flood forecasting[J]. Journal of China Hydrology, 2010, 30(5): 32-37. (in Chinese))

- [2] 黄清华,张万昌.SWAT模型参数敏感性分析及应用[J].干旱区地理,2010,33(1):5-18. (HUANG Qing hua, ZHANG War chang. Application and parameters sensitivity analysis of SWAT model[J]. Arid Land Geography, 2010, 33(1): 5-18. (in Chinese))
- [3] 马海波,董增川.SCE-UA算法在TOPMODEL参数优化中的应用[J].河海大学学报,2006,34(4):361-365. (MA Haibo, DONG Zeng chuan. Application of SCE-UA algorithm to optimization of TOPMODEL parameters[J]. Journal of Hohai University, 2006, 34(4): 361-365. (in Chinese))
- [4] 田雨,雷晓辉,蒋云钟,等.水文模型参数敏感性分析方法研究评述[J].水文,2010,30(4):9-12. (TIAN Yu, LEI Xiaohui, JIANG Yur zhong, et al. Comment on Parameter Sensitivity Analysis of Hydrological Model[J]. Journal Of China Hydrology, 2010, 30(4): 9-12. (in Chinese))
- [5] 甘丽云,付强,孙颖娜,等.基于免疫粒子群算法的马斯京根模型参数识别[J].水文,2010,30(3):43-47. (GAN Liyun, FU Qiang, SUN Ying na, et al. Muskingum model parameters recognition based on immune particle swarm algorithm[J]. Journal of China Hydrology, 2010, 30(03):43-47. (in Chinese))
- [6] 赵红杰,柏继云,马力.遗传扩展蚁群算法用于马斯京根模型参数估计[J].东北农业大学学报,2014,45(8):118-123. (ZHAO Hong jie, BAI Ji yun, MA Li. Genetic extended ant colony at

- gorithm for parameter estimation of Muskingum routing model [J]. Journal of Northeast Agricultural University, 2014, 45 (8): 118-123. (in Chinese)
- [7] 包为民. 水文预报[M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2006. (BAO Wei min. Hydrological Forecast[M]. Beijing: China Water & Power Press, 2006. (in Chinese))
- [8] 齐春英, 刘克岩. 沿程渗漏河道的洪水流量演算模型[J]. 水文, 1997, 17(6): 27-30. (QI Chunying, LIU Keyan. Flood flow routing model for river course with or way seepage[J]. Journal Of China Hydrology, 1997, 17(6): 27-30. (in Chinese))
- [9] 李匡, 付力, 胡宇丰, 等. 马斯京根法参数 C<sub>0</sub>、C<sub>1</sub>、C<sub>2</sub> 取值范围的确定[J]. 南水北调与水利科技, 2012, 10(5): 43-45. (LI Kuang, FU Li, HU Yufeng, et al. Determination of the value ranges of parameters C<sub>0</sub>, C<sub>1</sub>, and C<sub>2</sub> of Muskingum Method [J]. South to North Water Transfers and Water Science & Technology, 2012, 10(5): 43-45. (in Chinese))
- [10] 林凯荣, 郭生练, 张文华. 基于霍顿下渗能力曲线的流量过程线连续分割方法研究[J]. 水文, 2008, 28(1): 10-14. (LIN Kai rong, GUO Shenglian, ZHANG Wenhua. A continuous hydrograph separation method based on Horton infiltration capacity curve[J]. Journal Of China Hydrology, 2008, 28(1): 10-14. (in Chinese))
- [11] 芮孝芳. 水文学原理[M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2004. (RUI Xiaofang. Principle of hydrology [M]. Beijing: China Water & Power Press, 2004. (in Chinese))
- [12] 王蕊, 夏军, 张文华. 一种新的概念性水文模型及其应用研究[J]. 水文, 2009, 29(2): 1-6. (WANG Rui, XIA Jun, ZHANG Weirhua. A new conceptual hydrological model and its application[J]. Journal of China Hydrology, 2009, 29(2): 1-6. (in Chinese))
- [13] Saltelli A, Chan K, Scott E M. Sensitivity Analysis[M]. Wiley, New York(Eds.), 2000.
- [14] GB/T 22482-2008, 水文情报预报规范[S]. (GB/T 22482-2008, Standards for hydrological information and hydrological forecasting[S]. (in Chinese))
- [15] 魏兆珍. 海河流域下垫面要素变化及其对洪水的影响研究[D]. 天津: 天津大学, 2013. (WEI Zhaozhen. Study on the underlying surface change of Haihe River Basin and its impacts on flood[D]. Tianjin: Tianjin University, 2013. (in Chinese))
- [16] 赵志贡, 王卫东. 马斯京根法流量演算系数的分析研究[J]. 东北水利水电, 2006, 24(7): 21-23. (ZHAO Zhigong, WANG Weidong. Study on discharge calculation coefficient with Muskingum method[J]. Water Resources & Hydropower of Northeast China, 2006, (24) 7: 21-23. (in Chinese))
- [17] 章四龙. 洪水预报系统关键技术研究与实践[M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2006. (ZHANG Si long. Key technology research and practice of the flood forecasting system [M]. Beijing: China Water & Power Press, 2006. (in Chinese))

(上接第 72 页)

- [18] 吴杰峰, 陈兴伟, 高路, 等. 基于标准化径流指数的区域水文干旱指数构建与识别[J]. 山地学报, 2016, 34(3): 282-289. (WU Jiefeng, CHEN Xingwei, GAO Lu, et al. Construction and recognition of regional hydrological drought index based on standardized runoff index [J]. Mountain Research, 2016, 34(3): 282-289. (in Chinese)). DOI: 10. 16089/j. cnki. 1008-2786. 000129
- [19] Mann H B. Nonparametric tests against trend [J]. Econometrica, 1945, 13: 245-259
- [20] Kendall M G. Rank correlation measures [M]. London: Charles Griffin, 1976: 110-120
- [21] 黄婕, 王跃峰, 高路, 等. 1960-2010 年福建省不同等级降水时空变化特征[J]. 中国水土保持科学, 2015, 13(2): 17-23. (HUANG Jie, WANG Yuefeng, GAO Lu, et al. Temporal-spatial characteristics of different rainfall levels in Fujian province from 1960 to 2010 [J]. Science of Soil and Water Conservation, 2015, 13(2): 17-23. (in Chinese)).
- [22] 于延胜, 陈兴伟. 水文序列变异的差积曲线-秩检验联合识别法在闽江流域的应用——以竹岐站年径流序列为例[J]. 资源科学, 2009, 31(10): 1717-1721. (YU Yansheng, CHEN Xingwei. Difference curve rank test method for detecting the change point in hydrological time series [J]. Resources Science, 2009, 31(10): 1717-1721. (in Chinese))
- [23] 张调风, 朱西德, 王永剑, 等. 气候变化和人类活动对湟水流域径流影响的定量评估[J]. 资源科学, 2014, 36(11): 2256-2262. (ZHANG Diaofeng, ZHU Xi de, WANG Yongjian, et al. The impact of climate variability and human activity on runoff changes in the Huangshui River basin [J]. Resources Science, 2014, 36(11): 2256-2262. (in Chinese))
- [24] 王文圣, 丁晶, 李跃清. 水文小波分析[M]. 北京: 化学工业出版社, 2005. (WANG Wen sheng, DING Jing, LI Yueqing. Hydrological wavelet analysis [M]. Beijing: Chemical Industry Press, 2005. (in Chinese))
- [25] 陈莹, 陈兴伟, 尹义星. 1960-2010 年闽江流域径流演变特征[J]. 自然资源学报, 2011, 26(8): 1401-1411. (CHEN Ying, CHEN Xingwei, YIN Yixing. Characteristics of runoff changes in the Minjiang river basin from 1960 to 2006 [J]. Journal of Natural Resources, 2011, 26(8): 1401-1411. (in Chinese))