

DOI: 10.14042/j.cnki.32.1309.2022.02.005

# 基于变动饱和带的产汇流模型及其参数确定方法

李彬权<sup>1,2</sup>, 梁忠民<sup>1</sup>, 付宇鹏<sup>3</sup>, 王 军<sup>1</sup>, 胡义明<sup>1</sup>

(1. 河海大学水文水资源学院, 江苏 南京 210098; 2. 河海大学水科学研究所, 江苏 南京 211106;  
3. 水利部珠江水利委员会水文水资源局, 广东 广州 510611)

**摘要:** 当前分布式水文模型的参数确定仍主要依赖率定方式, 在缺资料地区应用受到限制。建立一种基于变动饱和带产流模式和网格水滴汇流方法的分布式产汇流模型, 提出利用下垫面特征来确定模型参数的方法。结合野外入渗试验和参数敏感性分析, 建立地表饱和水力传导度( $K_{0z}$ )和饱和水力传导度随深度衰减系数( $f$ )2个敏感性产流参数与地形参数、土壤类型数据的定量统计关系, 利用野外坡面流观测试验确定坡面汇流参数, 并在多个实际流域进行应用验证。结果表明: ① 利用地形参数确定 $K_{0z}$ 与使用遥感资料确定 $K_{0z}$ 的模型精度进行对比, 在姜湾实验流域场次洪水模拟的平均确定性系数从0.82提高至0.86, 洪峰与洪量误差的平均绝对值分别降低了2.2%和0.95%, 但峰现时间误差平均绝对值增大了4%(仍控制在2h内)。② 建立姜湾等14个流域参数 $f$ 率定值与不同深度土壤类型数据的定量关系, 移用至七邻等6个流域进行验证, 表明参数 $f$ 关系式与模型率定的精度非常接近, 相对误差的平均绝对值为2.8%, 场次洪水模拟的平均确定性系数为0.83, 洪峰与洪量误差的平均绝对值为10.07%和6.86%, 峰现时间误差的平均绝对值为2.61h。提出的敏感性产流参数确定方法与野外实测、模型率定、遥感资料推求等方式进行对比, 均具有较高的参数估计精度和场次洪水模拟精度, 在缺资料地区具有适用性。

**关键词:** 分布式水文模型; 变动饱和带; 网格水滴汇流; 参数确定; 缺资料地区

**中图分类号:** TV122      **文献标志码:** A      **文章编号:** 1001-6791(2022)02-0208-11

在全球气候变化与高强度人类活动影响的大环境下, 原本依据天然降雨径流关系的水文模型或预报模式已经无法满足当前复杂下垫面环境以及对预报精准度日益增长的需求<sup>[1-3]</sup>。当前变化环境下洪水预报面临新的问题和挑战, 主要表现在<sup>[4-5]</sup>: ① 气候变化导致降水特征发生变化, 水循环加快, 极端事件增加, 沿海防洪能力下降; ② 下垫面变化改变了流域产汇流规律, 破坏资料系列的一致性, 模型参数的代表性不复存在, 特别是资料缺乏地区的洪水预报问题仍是重大难题。气候变化和人类活动破坏了水文系列的代表性, 资料不能满足模型参数率定的要求<sup>[6]</sup>。因此, 亟需创新模型的理论方法, 以反映下垫面变化对产汇流过程的扰动; 发展分布式水文模型的物理确定方法, 以解决资料缺乏地区模型参数的确定难题。

1995年, Garrote和Bras<sup>[7]</sup>在Cabral下渗理论<sup>[8]</sup>基础上, 通过研究湿润锋演进及相对不透水层(变动饱和带)产生与发展过程, 建立土壤水剖面变化的数学表达方程, 提出了一种描述径流发生位置及多源径流成分的新型产流模式, 并逐步发展成为完整的分布式水文模型RIBS(Real-Time Interactive Basin Simulator)<sup>[9]</sup>。这种新型产流模式有别于传统的蓄满-超渗2种产流机制水平向或垂向组合方式, 避免人为设定某种产流机制的主观性, 更接近真实的产流过程, 但仍难以突破当前分布式水文模型的最大应用瓶颈, 即参数高度依赖率定, 在资料缺乏地区应用精度受限<sup>[10-11]</sup>。

本文综合RIBS模型中的变动饱和带产流模式和网格水滴汇流方法, 构建基于单元网格剖分结构的分布式产汇流模型, 分析模型参数敏感性, 建立敏感性产流参数与地形参数、土壤类型数据之间的统计关系, 结合野外坡面流观测试验确定汇流参数, 在多个实际流域进行应用检验。

收稿日期: 2021-08-02; 网络出版日期: 2021-12-20

网络出版地址: <https://kns.cnki.net/kcms/detail/32.1309.P.20211220.1403.002.html>

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(41730750; 41877147)

作者简介: 李彬权(1984—), 男, 江苏淮安人, 教授, 主要从事水文水资源方面研究。E-mail: libinquan@hhu.edu.cn

通信作者: 梁忠民, E-mail: zmliang@hhu.edu.cn

# 1 基于变动饱和带的产汇流模型构建

构建的模型中产流模块为 RIBS 模型中变动饱和带产流模式<sup>[9]</sup>, 汇流模块借鉴了文献[12]提出的“网格水滴”汇流计算思路, 由此构建得到的产汇流模型结构如图1(a、b、c 分别代表③、⑤、⑦单元内的河段)所示。本节简要介绍模型产汇流计算的主要过程, 详细内容可参阅文献[7-9, 12]。

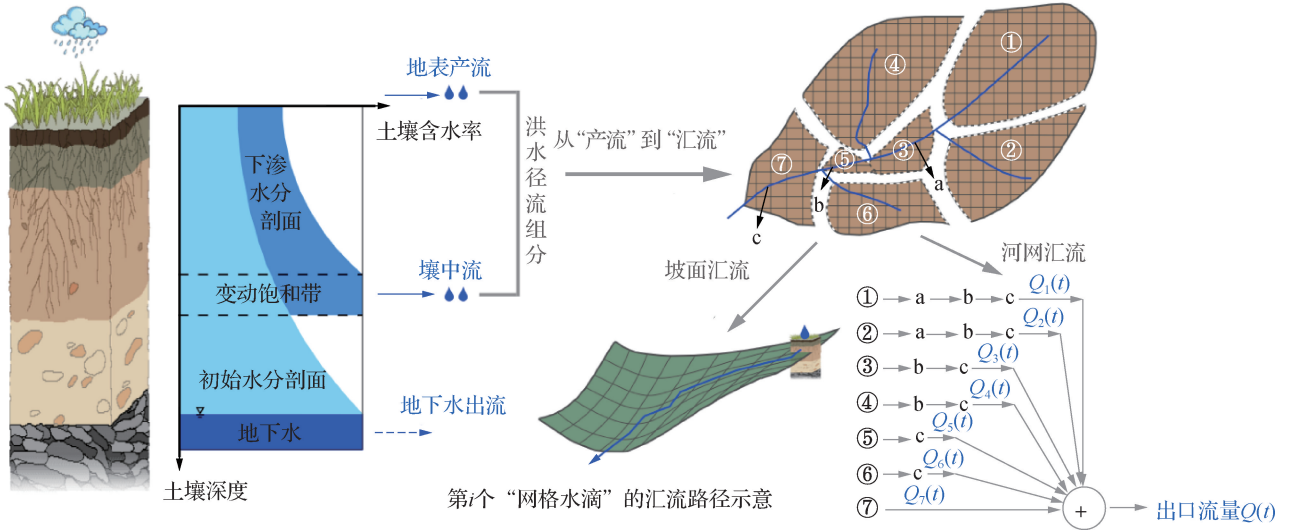


图1 基于变动饱和带的产汇流模型结构

Fig.1 Framework of the rainfall-runoff model based on variable saturation zone concept

## 1.1 基于变动饱和带概念的产流模型介绍

### 1.1.1 产流模型基本假设

下渗模型包括非饱和下渗和饱和下渗2个阶段。由于饱和水力传导度随深度减小, 随着下渗量的累积, 土壤将有可能形成变动饱和带。忽略毛管力作用<sup>[13]</sup>, 则重力是非饱和下渗的主要作用力; 同时在场次洪水模拟预报过程中假定地下水位恒定不变。以下垫面网格单元地表处为原点建立坐标系, 与地面平行的方向为  $x$  方向(坡度下降方向为正), 与地面垂直的方向为  $z$  方向(向下为正)。假定土壤饱和水力传导度( $K_s$ )随深度呈指数衰减, 即

$$K_{sz} = K_{0z} \exp(-fd) \quad K_{sx} = K_{0x} \exp(-fd) \quad (1)$$

式中:  $d$  为土壤深度, mm;  $K_{sz}$  为  $z$  方向的土壤饱和水力传导度, mm/h;  $K_{0z}$  为  $z$  方向的地表饱和水力传导度, mm/h;  $f$  为饱和水力传导度随深度衰减系数, 取值为  $0 \sim 1 \text{ mm}^{-1}$ ;  $K_{sx}$  和  $K_{0x}$  分别为  $x$  方向的土壤饱和水力传导度和地表饱和水力传导度, mm/h。引入各向异性比率  $\alpha_r = K_{0x}/K_{0z} > 1$ , 描述  $z$  与  $x$  两方向上饱和水力传导度的关系<sup>[8]</sup>。

采用 Brooks 和 Corey 方法<sup>[14]</sup>计算  $z$ 、 $x$  方向的非饱和土壤水力传导度分别为:

$$K_z = K_{0z} \exp(-fd) S_e^\varepsilon \quad K_x = K_{0x} \exp(-fd) S_e^\varepsilon \quad (2)$$

$$\varepsilon = \frac{2\lambda + 2}{\lambda} \quad S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (3)$$

式中:  $K_z$ 、 $K_x$  分别为  $z$ 、 $x$  方向的非饱和土壤水力传导度;  $\varepsilon$  为土壤孔隙分布指数;  $\lambda$  为土壤孔隙分布指数;  $S_e$  为关于土壤含水率( $\theta$ )的量纲一变量;  $\theta_s$  为饱和土壤含水率, 一般取值为  $0.3 \sim 0.6$ ;  $\theta_r$  为残余土壤含水率, 一般取值为  $0.01 \sim 0.15$ 。

1.1.2 恒定雨强的下渗模型

在恒定降雨强度条件下，土壤水分剖面通常会经历 4 个连续的状态过程(图 2)，湿润锋的位置深度记为  $N_w$ ，变动饱和带的上边界深度记为  $N_U$ ，地下水深度记为  $N_G$ ，4 个状态下各深度之间关系为：① 非饱和和状态  $N_w \leq N_U < N_G$ ；② 变动饱和状态  $0 < N_U < N_w < N_G$ ；③ 地表饱和状态  $N_w < N_G, N_U = 0$ ；④ 全面饱和和状态  $N_w = N_G, N_U = 0$ 。

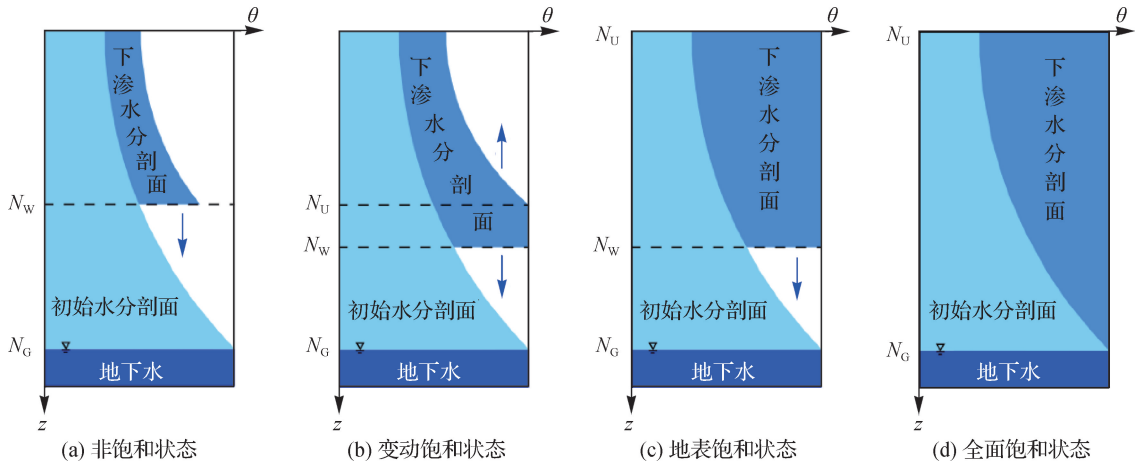


图 2 土柱单元不同水分状态示意

Fig.2 Schematic diagram of different moisture states of soil column unit

在变动饱和带尚未产生条件下，饱和水力传导度随深度递减，因此当恒定降雨强度  $I \leq K_{0z}$  时，一定存在一个深度  $N_b$ ，使得该深度  $z$  方向上的饱和水力传导度与雨强相等，即  $K_z(\theta_s, N_b) = I$ ，代入式(2)得到<sup>[8]</sup>：

$$N_b = \frac{1}{f} \ln\left(\frac{K_{0z}}{I}\right) \tag{4}$$

在此深度之下，饱和水力传导度小于恒定雨强，湿润锋下降速率小于恒定雨强，因而水分在此深度以下开始逐渐积累，产生变动饱和带。在湿润锋到达  $N_b$  之前，湿润锋与土柱表面之间处于非饱和状态。定义一个比较小的恒定雨量为  $I_0$  (取  $I_0 = 0.1 \text{ mm/h}$ )，在持续时间较长的恒定雨强  $I > I_0$  条件下，土壤水分剖面分成受  $I$  影响和湿润锋  $N_w$  之下仍只受  $I_0$  影响的 2 个不连续区域。

在  $I > K_{0z}$  和  $N_w > N_b$  2 种条件下，湿润锋以上的土壤会处于饱和状态。定义  $K_{eq}$  为饱和区域内饱和水力传导度的调和平均值：

$$K_{eq} = K_{0z} \frac{f(N_w - N_U)}{\exp(fN_w) - \exp(fN_U)} \tag{5}$$

$N_w$  和  $N_U$  的计算公式为：

$$\frac{dN_w}{dt} = \frac{[K_{eq} - I_0] \cos\alpha}{\theta_s - \theta_{I_0, N_w}} \tag{6}$$

$$\frac{dN_U}{dt} = \frac{[K_{eq} - I] \cos\alpha}{\theta_s - \theta_{I, N_U}} \tag{7}$$

式中： $\alpha$  为网格单元地表与水平面的夹角； $\theta_{I_0, N_w}$  和  $\theta_{I, N_U}$  分别为受  $I_0$  影响的  $N_w$  处土壤含水率和受  $I$  影响的  $N_U$  处土壤含水率。

在  $I < K_{0z}$  时，下渗率( $F$ )计算公式为

$$F = \begin{cases} I \cos \alpha & N_U > 0 \text{ 或 } N_U = N_W = 0 \\ K_{0z} f N_W \cos \alpha / [\exp(f N_W) - 1] & N_U = 0 \text{ 且 } 0 < N_W < N_G \\ 0 & N_U = 0 \text{ 且 } N_W = N_G \end{cases} \quad (8)$$

### 1.1.3 变化雨强的下渗模型

为简化变化雨强条件下土壤水分剖面计算的难度, 模型假定<sup>[7]</sup>: 在变化雨强下只有第1个湿润锋向土壤深处运动, 此后下渗水量均补充第1个湿润锋, 直到土壤达到完全饱和状态。为此, 引入等效降雨强度( $I_e$ ), 该值将使得湿润锋以上非饱和区域的土壤含水量与变化降雨强度条件下实际土壤含水量相等。

应用迭代法求解土壤水分剖面方程可得到 $I_e$ 的数值<sup>[7]</sup>。产生变动饱和带后, 湿润锋控制方程2个变量 $N_W$ 、 $N_U$ 可由下式确定:

$$\frac{d N_W}{dt} = \frac{(K_{eq} - I_0) \cos \alpha}{\theta_s - \theta_{I_0, N_W}} \quad (9)$$

$$\frac{d N_U}{dt} = \frac{(K_{eq} - I_e) \cos \alpha}{\theta_s - \theta_{I_e, N_U}} \quad (10)$$

式中:  $\theta_{I_e, N_U}$ 为受 $I_e$ 影响的 $N_U$ 处土壤含水率。

### 1.1.4 产流计算公式

在时间步长 $\Delta t$ 内下垫面网格的地表产流量为

$$R_f = \begin{cases} 0 & N_U > 0 \text{ 且 } N_W < N_G \\ I \Delta t - F \Delta t & N_U = 0 \text{ 且 } N_W < N_G \text{ 且 } I \Delta t > F \Delta t \\ I \Delta t & N_U = 0 \text{ 且 } N_W = N_G \end{cases} \quad (11)$$

式中:  $R_f$ 为地表产流量, mm。

相应的壤中流产流量为

$$R_{int} = \sin \alpha \left\{ N_U I_e (\alpha_r - 1) + \frac{K_{0z} \alpha_r}{f} [\exp(-f N_U) - \exp(-f N_W)] - \frac{K_{0z} f (N_W - N_U)^2}{\exp(f N_W) - \exp(f N_U)} \right\} \quad (12)$$

式中:  $R_{int}$ 为壤中流产流量, mm。

因此, 在假定地下水位不变条件下产流总量为地表产流量与壤中流产流量之和。

## 1.2 网格水滴汇流模型

所谓“网格水滴”, 即将流域上降雨后有产流量的网格视作水滴, 在重力驱动和阻力影响下沿地面坡度方向运动, 每个水滴将在何时到达流域出口断面取决于路径长度和在路径轨迹上运动速度<sup>[12]</sup>。由于坡面与河网汇流的水力条件有所差别, 坡面汇流和河网汇流采用不同的流速公式。

### 1.2.1 坡面汇流

根据流域DEM得到地形地貌信息, 利用D8法确定流向和汇流路径长度。坡面流速主要受地形坡度、土地利用、地表糙率等因素影响, 采用美国水土保持局提出的坡面流速公式为

$$V_s = K_v n_s^{-m} S^\mu \quad (13)$$

式中:  $S$ 为坡度;  $\mu$ 为坡度幂指数;  $K_v$ 为坡面流速系数, m/s;  $n_s$ 为地表糙率, 取值为0~1;  $m$ 为糙率幂指数, 一般取值为0.5~1.0。

### 1.2.2 河网汇流

对于“网格水滴”汇流路径上的河道网格而言, 采用曼宁公式计算水滴的流速, 公式为

$$V_h = C_v S^{\frac{1}{2}} = \frac{R_c^{\frac{2}{3}}}{n_c} S^{\frac{1}{2}} \quad (14)$$

式中： $C_v$ 为河网流速系数，m/s； $n_c$ 为河道糙率； $R_c$ 为河道水力半径。

根据式(13)和式(14)确定的水滴流速，结合汇流路径长度即可得到水滴汇流时间为

$$t_i = \int_0^{d_i} \frac{dx}{V_i(x)} \quad (15)$$

式中： $t_i$ 为第*i*个网格水滴的汇流时间，s； $d_i$ 为第*i*个网格水滴的汇流路径长度，m； $V_i(x)$ 为第*i*个网格水滴的流速。

## 2 研究流域

选取20个流域的历史场次洪水资料用于模型参数确定和应用检验，各流域的出口断面水文站地理位置和流域控制面积见表1。其中，前4个流域属于太湖东苕溪支流余英溪姜湾水文站以上流域(姜湾流域)的子流域，是以和睦桥实验站<sup>[15]</sup>为基础发展而成的野外山坡实验流域。姜湾流域4个子流域的DEM空间分辨率为100 m，模型模拟时间步长为30 min；其他流域的DEM空间分辨率为1 km，模型模拟时间步长为1 h。

表1 选用的20个流域地理位置和控制面积

Table 1 Locations and control areas of 20 selected basins

序号	流域	水文站	出口断面位置	控制面积/km <sup>2</sup>	气候条件
1	梅家塘	太湖姜湾实验流域梅家塘断面	30°35'52"N, 119°46'56"E	5.6	湿润
2	范坞里	太湖姜湾实验流域范坞里断面	30°34'34"N, 119°48'47"E	14.8	湿润
3	古竹湾	太湖姜湾实验流域古竹湾断面	30°34'57"N, 119°47'53"E	10.4	湿润
4	佛堂村	太湖姜湾实验流域佛堂村断面	30°34'38"N, 119°49'10"E	17.1	湿润
5	北庙集	淮河北庙集站	32°16'58"N, 115°25'34"E	1 701	湿润
6	潢川	淮河潢河潢川站	32°09'35"N, 115°05'06"E	2 060	湿润
7	秦渡镇	渭河秦渡镇站	34°08'23"N, 108°45'01"E	1 029	半湿润
8	千阳	渭河千阳站	34°37'58"N, 107°08'20"E	2 933	半湿润
9	甘谷	渭河甘谷站	34°39'06"N, 105°20'26"E	2 480	半干旱
10	清涧河	清涧河延川站	36°53'09"N, 110°11'16"E	3 468	半干旱
11	香屯	乐安河香屯站	29°02'18"N, 117°37'04"E	3 341	湿润
12	三台	嘉陵江三台站	31°02'15"N, 105°01'23"E	2 227	湿润
13	平武	嘉陵江平武站	32°25'43"N, 104°31'19"E	4 284	半湿润
14	甘溪	嘉陵江甘溪站	31°56'41"N, 104°40'03"E	1 065	半湿润
15	七邻	淮河史河七邻站	31°26'33"N, 115°44'40"E	91	湿润
16	黄泥庄	淮河史河黄泥庄站	31°27'19"N, 115°36'47"E	787	湿润
17	长台关	淮河长台关站	32°18'21"N, 114°03'30"E	3 029	湿润
18	三都	乐安河三都站	29°17'00"N, 117°50'54"E	1 392	湿润
19	东湾	黄河伊河东湾站	34°03'24"N, 111°58'35"E	2 647	半湿润
20	汝州	淮河沙颍河汝州站	34°08'06"N, 112°50'42"E	2 803	半湿润

## 3 模型参数的确定方法

### 3.1 参数敏感性分析

采用普适似然不确定性估计方法(GLUE)<sup>[16]</sup>分析6个产流参数的敏感性，先验分布为均匀分布，似然函

数为确定性系数( $E_{ns}$ ),其阈值取0.5。各流域的敏感性分析结果大致相同,参数 $K_{0z}$ 和 $f$ 的较小改变均会导致 $E_{ns}$ 值的较大改变, $\theta_s$ 、 $\theta_r$ 、 $\varepsilon$ 和 $\alpha_r$ 4个参数取值变化对模型精度影响不大。因此,参数 $K_{0z}$ 和 $f$ 为敏感性参数,其他产流参数不敏感。

### 3.2 产流参数的确定

#### 3.2.1 地表饱和水力传导度

选择姜湾流域开展野外双环入渗观测试验,建立地表饱和水力传导度实测值与地形参数的统计关系。在实验流域河谷内选择40个试验点,每个试验点开展5次以上平行的双环入渗观测试验,分析得到平均稳定下渗率,代表试验点所在下垫面网格(100 m×100 m)地表饱和水力传导度的平均值。

利用GIS软件提取得到姜湾流域下垫面网格的3类10个地形参数:①一阶地形因子:坡度( $T_{slo}$ )、坡向( $T_{asp}$ );②二阶地形因子:剖面曲率( $T_{pro}$ )、平面曲率( $T_{pla}$ )、坡度变率( $T_{sos}$ )、坡向变率( $T_{soa}$ );③复合地形因子:地表切割深度( $T_{cde}$ )、粗糙度( $T_{rou}$ )、地形起伏度( $T_{top}$ )、高程变异系数( $T_{var}$ )。利用入渗试验的前30组试验资料建立地表饱和水力传导度与10个地形因子之间的统计关系,并利用后10组试验资料进行验证。建立的统计关系式见式(16),试验实测值与公式计算值对比结果如图3所示,式(16)的决定系数为 $R^2=0.76$ ,表明其具有较高的参数估计精度。

$$K_{0z} = 11\ 692.152 + 0.054 T_{asp} - 272.04 T_{pla} - 640.902 T_{pro} + 84.252 T_{slo} - 19.338 T_{cde} - 11\ 529.006 T_{rou} - 3.354 T_{top} + 135.792 T_{var} - 34.326 T_{sos} + 0.894 T_{soa} \quad (16)$$

#### 3.2.2 饱和水力传导度随深度衰减系数

参数 $f$ 与土壤粒径随深度的变化有关,因此可通过建立 $f$ 与不同深度土壤粒径的关系来确定该参数值。由于数据分辨率限制,难以采用试验测定方式获取下垫面网格参数 $f$ 的真实值。本文通过模型率定获取流域空间平均的参数 $f$ 值,建立率定的参数 $f$ 值与不同深度土壤类型的统计关系式。土壤资料来源于中国科学院资源环境科学数据中心,包括表层(0~30 cm)和深层(30~100 cm)的砂土、粉砂土、黏土3种土壤类型数据。选用表1中前14个流域场次洪水资料率定参数 $f$ 值,建立与不同深度土壤类型的统计关系式见式(17),决定系数为 $R^2=0.995$ ;选用表1中后6个流域资料进行验证,对比结果如图4所示。

$$f = -0.008 T_{sand} - 0.0068 T_{silt} + 0.00001 T_{clay} + 0.0063 S_{sand} + 0.0041 S_{silt} + 0.009 S_{clay} \quad (17)$$

式中: $T_{sand}$ 为表层砂土含量,%; $T_{silt}$ 为表层粉砂土含量,%; $T_{clay}$ 为表层黏土含量,%; $S_{sand}$ 为深层砂土含量,%; $S_{silt}$ 为深层粉砂土含量,%; $S_{clay}$ 为深层黏土含量,%。

验证流域的式(17)计算值与参数 $f$ 率定值非常接近,相对误差为-1.6%~6.2%,平均相对误差绝对值为2.8%,表明该关系式较合理,结果具有较高精度。

#### 3.2.3 非敏感性产流参数

非敏感性产流参数包括 $\theta_s$ 、 $\varepsilon$ 、 $\theta_r$ 和 $\alpha_r$ 。其中, $\theta_s$ 和 $\varepsilon$ 来源于根据遥感资料反演的全球土壤水力参数数据集<sup>[17]</sup>(空间分辨率为30"), $\theta_r$ 可基于表层土壤粒径分布数据利用经验公式<sup>[17]</sup>估算得到。根据已有研究经验<sup>[7-9]</sup>,参数 $\alpha_r$ 可取10。

### 3.3 汇流参数的确定

#### 3.3.1 坡面汇流参数

坡面汇流参数包括 $K_v$ 、 $n_s$ 、 $n_c$ 和 $\mu$ 。其中, $n_s$ 、 $n_c$ 根据土地利用类型和文献<sup>[18]</sup>中给出的糙率经验值来确定,其他3个参数根据姜湾野外实验流域的坡面流观测试验分析确定。选用姜湾流域和陆桥实验站5场降雨(20180724、20180726、20180803、20180813、20180816)7个山坡共35组坡面流速观测数据,根据式(13)建立方程组,求解得到 $K_v=0.0099$  m/s, $m=1.089$ , $\mu=0.65$ 。

#### 3.3.2 河网汇流参数

河网汇流模块的唯一参数为 $C_v$ ,在假定河道糙率固定条件下取决于 $R_c$ ,而 $R_c$ 与水面宽(河宽)有关。借

鉴已有文献研究成果<sup>[19-20]</sup>,在资料缺失地区忽略河道糙率,仅考虑水力半径的影响, $C_v$ 的估算公式为

$$C_v = c_1 \left( \frac{B^2 + c_2}{1 + c_3 B} \right)^{\frac{2}{3}} \quad (18)$$

式中: $B$ 为流域出口处河宽, $m$ ;  $c_1$ 、 $c_2$ 、 $c_3$ 为需要确定的参数。

采用表1中1—14流域场次洪水资料率定式(18),后6个流域资料进行验证,对比结果如图5所示。流域出口断面河宽结合水文站基本情况、野外实测和卫星影像综合估算,率定得到参数值为 $c_1 = 0.0745$ 、 $c_2 = 466.9305$ 、 $c_3 = 0.3622$ ,关系式的决定系数为 $R^2 = 0.925$ 。验证流域的式(18)计算值与 $C_v$ 率定值非常接近,相对误差均小于12%。

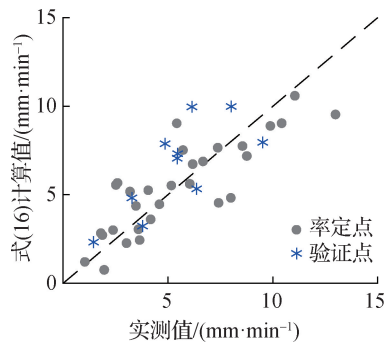


图3  $K_{0z}$ 估算公式在姜湾实验流域率定与验证结果

Fig. 3 Calibration and validation of the estimate formula of  $K_{0z}$  in the Jiangwan experimental watershed

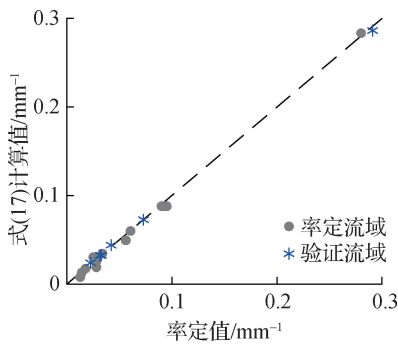


图4 饱和水力传导度随 $f$ 估算公式在20个流域的率定与验证结果

Fig. 4 Calibration and validation of the estimate formula of coefficient of attenuation of  $f$  in 20 basins

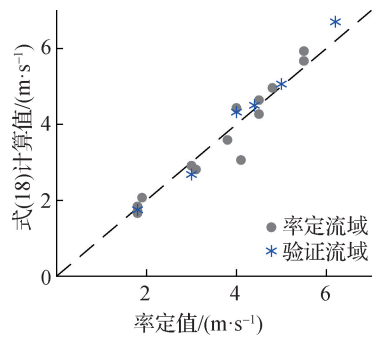


图5  $C_v$ 估算公式在20个流域的率定与验证结果

Fig. 5 Calibration and validation of the estimate formula of  $C_v$  in 20 basins

## 4 模型的应用验证

从场次洪水过程模拟角度检验模型应用效果,包括2个敏感性产流参数( $K_{0z}$ 、 $f$ )确定方法与模型率定参数结果的对比分析。①地表饱和水力传导度确定方法验证:选择姜湾流域梅家塘、范坞里、古竹湾、佛堂村4个子流域2018年7月至2020年8月共16场较大洪水进行模拟(11场用于率定,5场用于验证)。②饱和水力传导度随深度衰减系数确定方法验证:选择表1中后6个流域的历史场次洪水进行模拟。模型模拟效果采用 $E_{ns}$ 、洪峰相对误差( $E_{peak}$ )、洪峰滞时( $\Delta T_{peak}$ )和洪量相对误差( $E_{vol}$ )4个指标进行评定。

### 4.1 参数 $K_{0z}$ 确定方法的验证

对比分析姜湾流域2套场次洪水模拟结果, 见表2: ① 参数  $K_{0z}$  根据式(16)确定; ② 参数  $K_{0z}$  来源于全球土壤水力参数数据集<sup>[17]</sup>; 其他参数采用统一的率定值。对比各断面场次洪水模拟结果发现, 除洪峰滞时指标外, 式(16)的模型结果比遥感数据集中  $K_{0z}$  值的结果精度更高, 表明本文提出的参数  $K_{0z}$  确定方法较为合理。图6给出了佛堂村子流域的验证场次20190901号洪水过程模拟结果, 模拟时段步长  $\Delta t = 30 \text{ min}$ 。

表2 参数  $K_{0z}$  确定方法在姜湾流域场次洪水模拟中验证结果

Table 2 Validation of the estimation method of parameter  $K_{0z}$  in Jiangwan experimental watershed

流域	数据集 $K_{0z}$ 值				式(16) $K_{0z}$ 值			
	$E_{ns}$	$ E_{peak} /\%$	$ \Delta T_{peak} /h$	$ E_{vol} /\%$	$E_{ns}$	$ E_{peak} /\%$	$ \Delta T_{peak} /h$	$ E_{vol} /\%$
梅家塘	0.80	13.67	1.31	6.81	0.85	10.41	1.50	6.54
古竹湾	0.80	10.73	1.75	5.35	0.83	10.06	1.66	3.34
范坞里	0.84	11.06	1.75	6.55	0.87	8.03	1.94	6.38
佛堂村	0.84	10.69	1.97	6.44	0.87	8.86	2.00	5.09
平均	0.82	11.54	1.70	6.29	0.86	9.34	1.77	5.34

注: 1·1表示所有场次洪水模拟结果精度指标绝对值的平均值。

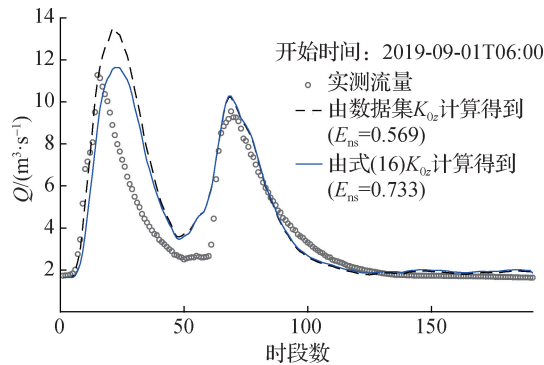


图6 佛堂村子流域20190901号洪水过程模拟结果

Fig.6 Simulated hydrographs for the flood #20190901 of the Fotangcun sub-basin

### 4.2 参数 $f$ 确定方法的验证

对比七邻等6个流域2套场次洪水模拟结果, 见表3: ① 参数  $f$  根据式(17)确定, 其他参数通过率定获

表3 参数  $f$  确定方法在6个流域场次洪水模拟中验证结果

Table 3 Validation of the estimation method of parameter  $f$  in six basins

流域	模型率定 $f$ 值				式(17) $f$ 值			
	$E_{ns}$	$ E_{peak} /\%$	$ \Delta T_{peak} /h$	$ E_{vol} /\%$	$E_{ns}$	$ E_{peak} /\%$	$ \Delta T_{peak} /h$	$ E_{vol} /\%$
七邻(2001—2010年10场次洪)	0.82	8.81	1.50	5.05	0.81	11.80	1.50	7.83
黄泥庄(2002—2010年11场次洪)	0.84	12.17	2.36	5.41	0.83	11.80	2.82	6.35
长台关(2000—2010年10场次洪)	0.86	5.76	3.40	7.50	0.86	5.65	3.40	8.45
三都(2011—2018年12场次洪)	0.84	13.58	2.25	5.59	0.83	13.52	2.42	6.03
东湾(1965—1998年10场次洪)	0.84	9.23	2.20	5.91	0.84	9.54	2.30	6.12
汝州(2000—2010年9场次洪)	0.82	8.91	3.11	5.64	0.80	8.13	3.22	6.40
平均	0.84	9.74	2.47	5.85	0.83	10.07	2.61	6.86

注: 1·1表示所有场次洪水模拟结果精度指标绝对值的平均值。



得；②所有模型参数均通过率定获得。结果表明，6个流域的率定参数模拟结果均略优于式(17)的模型结果；总体上看，本文提出的参数 $f$ 确定方法对应的场次洪水模拟的平均确定性系数为0.83、洪峰和洪量误差的平均绝对值分别为10.07%和6.86%、洪峰滞时误差的平均绝对值为2.61 h，满足精度要求。图7给出了七邻、东湾流域2场验证场次洪水的模拟结果，模拟时段步长 $\Delta t = 1$  h。

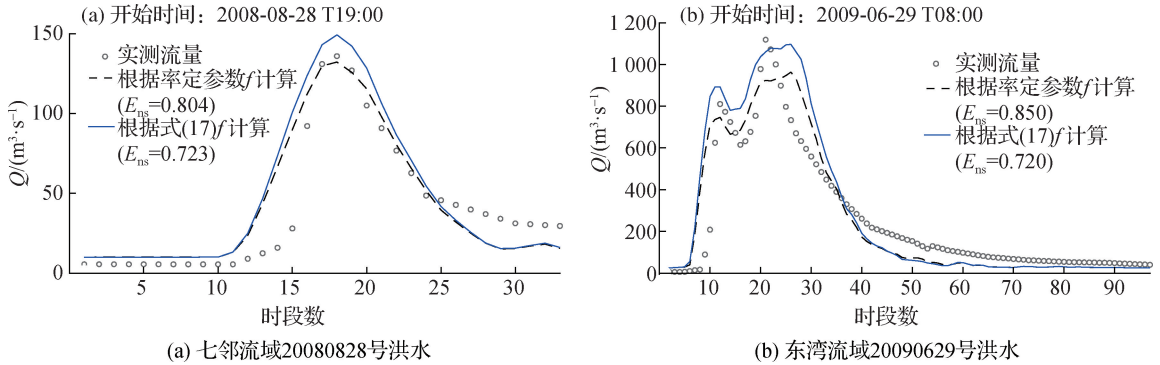


图7 七邻流域和东湾流域洪水过程模拟结果

Fig. 7 Simulated the flood hydrographs the Qilin Basin and the Dongwan Basin

## 5 结 论

利用姜湾野外实验流域和16个实际流域的资料，建立地表饱和和水力传导度和饱和水力传导度随深度衰减系数2个敏感性产流参数与下垫面特征数据的定量统计关系，并建立汇流参数的经验估计关系式。主要结论为：

(1) 姜湾流域4个干流断面的实例应用表明，利用下垫面地形特征参数估算地表饱和和水力传导度的方法在洪水模拟中精度较高，16场洪水的确定性系数、洪峰(洪量)误差和洪峰滞时误差均满足规范的精度要求；与使用遥感资料推求地表饱和和水力传导度值得到的洪水模拟结果相比，除洪峰滞时误差略差外，其他3个精度指标均更优。

(2) 根据20个实际流域的资料对饱和水力传导度随深度衰减系数的估计关系式进行率定和验证，结果表明利用土壤质地数据估算深度衰减系数值的方法在场次洪水模拟中的精度指标均满足规范要求，但比单纯进行模型参数率定的结果略差。

(3) 提出的利用下垫面特征数据估算模型参数的方法在资料缺乏地区场次洪水模拟预报中具有适用性。

## 参考文献：

- [1] 王浩, 严登华, 贾仰文, 等. 现代水文水资源学科体系及研究前沿和热点问题[J]. 水科学进展, 2010, 21(4): 479-489. (WANG H, YAN D H, JIA Y W, et al. Subject system of modern hydrology and water resources and research frontiers and hot issues[J]. Advances in Water Science, 2010, 21(4): 479-489. (in Chinese))
- [2] 雷晓辉, 王浩, 廖卫红, 等. 变化环境下气象水文预报研究进展[J]. 水利学报, 2018, 49(1): 9-18. (LEI X H, WANG H, LIAO W H, et al. Advances in hydro-meteorological forecast under changing environment[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2018, 49(1): 9-18. (in Chinese))
- [3] LI D Y, LIANG Z M, ZHOU Y, et al. Multicriteria assessment framework of flood events simulated with vertically mixed runoff model in semiarid catchments in the Middle Yellow River[J]. Natural Hazards and Earth System Sciences, 2019, 19(9): 2027-2037.
- [4] 张建云, 王国庆, 金君良, 等. 1956—2018年中国江河径流演变及其变化特征[J]. 水科学进展, 2020, 31(2): 153-

161. (ZHANG J Y, WANG G Q, JIN J L, et al. Evolution and variation characteristics of the recorded runoff for the major rivers in China during 1956—2018[J]. *Advances in Water Science*, 2020, 31(2): 153-161. (in Chinese))
- [5] 王怀军, 张建云, 王国庆, 等. 中国中小河流气候和下垫面与产汇流过程关系研究[J]. *地理科学*, 2021, 41(1): 109-120. (WANG H J, ZHANG J Y, WANG G Q, et al. Relationships between climate, underlying surface and runoff yield and flow concentration processes in China's middle and small rivers[J]. *Scientia Geographica Sinica*, 2021, 41(1): 109-120. (in Chinese))
- [6] LI D Y, LIANG Z M, LI B Q, et al. Multi-objective calibration of MIKE SHE with SMAP soil moisture datasets[J]. *Hydrology Research*, 2019, 50(2): 644-654.
- [7] GARROTE L, BRAS R L. A distributed model for real-time flood forecasting using digital elevation models[J]. *Journal of Hydrology*, 1995, 167(1/2/3/4): 279-306.
- [8] CABRAL M C, GARROTE L, BRAS R L, et al. A kinematic model of infiltration and runoff generation in layered and sloped soils [J]. *Advances in Water Resources*, 1992, 15(5): 311-324.
- [9] IVANOV V Y, VIVONI E R, BRAS R L, et al. Catchment hydrologic response with a fully distributed triangulated irregular network model[J]. *Water Resources Research*, 2004, 40(11): W11102.
- [10] 李红霞, 张新华, 张永强, 等. 缺资料流域水文模型参数区域化研究进展[J]. *水文*, 2011, 31(3): 13-17. (LI H X, ZHANG X H, ZHANG Y Q, et al. Review of hydrological model parameter regionalization for ungauged catchments[J]. *Journal of China Hydrology*, 2011, 31(3): 13-17. (in Chinese))
- [11] 刘金涛, 宋慧卿, 王爱花. 水文相似概念与理论发展探析[J]. *水科学进展*, 2014, 25(2): 288-296. (LIU J T, SONG H Q, WANG A H. Advances in the theories of hydrologic similarity: a discussion[J]. *Advances in Water Science*, 2014, 25(2): 288-296. (in Chinese))
- [12] 芮孝芳. 单元嵌套网格产汇流理论[J]. *水利水电科技进展*, 2017, 37(2): 1-6. (RUI X F. Theory of runoff yield and confluence by grid inlaid in watershed basic unit[J]. *Advances in Science and Technology of Water Resources*, 2017, 37(2): 1-6. (in Chinese))
- [13] BEVEN K. Infiltration into a class of vertically non-uniform soils[J]. *Hydrological Sciences Journal*, 1984, 29(4): 425-434.
- [14] BROOKS R H, COREY A T. Hydraulic properties of porous media [J]. *Hydrology Paper*, 1964, 7: 26-28.
- [15] 刘金涛, 冯德程, 陈喜, 等. 山坡地形曲率分布特征及其水文效应分析: 真实流域的野外实验及相关分析研究[J]. *水科学进展*, 2011, 22(1): 1-6. (LIU J T, FENG D Z, CHEN X, et al. Distribution characteristics of hillslope curvature and its effects on hydrological processes: a real-world test[J]. *Advances in Water Science*, 2011, 22(1): 1-6. (in Chinese))
- [16] BEVEN K, BINLEY A. The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction[J]. *Hydrological Processes*, 1992, 6(3): 279-298.
- [17] DAI Y J, SHANGGUAN W, DUAN Q Y, et al. Development of a China dataset of soil hydraulic parameters using pedotransfer functions for land surface modeling[J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2013, 14(3): 869-887.
- [18] VIEUX B E. *Distributed hydrologic modeling using GIS[M]*//Water Science and Technology Library. Dordrecht: Springer Netherlands, 2001: 1-17.
- [19] ZHAO C S, ZHANG C B, YANG S T, et al. Calculating e-flow using UAV and ground monitoring[J]. *Journal of Hydrology*, 2017, 552: 351-365.
- [20] 姚蕾. 缺资料地区产汇流模型研究[D]. 南京: 河海大学, 2014. (YAO L. Research of runoff model in ungauged basins [D]. Nanjing: Hohai University, 2014. (in Chinese))

## A runoff generation and concentration model based on the variable saturation zone concept and its parameter determination\*

LI Binquan<sup>1,2</sup>, LIANG Zhongmin<sup>1</sup>, FU Yupeng<sup>3</sup>, WANG Jun<sup>1</sup>, HU Yiming<sup>1</sup>

(1. *College of Hydrology and Water Resources, Hohai University, Nanjing 210098, China*; 2. *Institute of Water Science and Technology, Hohai University, Nanjing 211106, China*; 3. *Bureau of Hydrology and Water Resources, Pearl River Water Resources Commission of Ministry of Water Resources, Guangzhou 510611, China*)

**Abstract:** The calibration processes of current distributed hydrological model has been a critical issue in data-scarce or ungauged regions. In this study, we setup a hydrological model, in which, the variable saturated zone concept originated from the real-time interactive basin simulator is applied for runoff generation and the grid water droplet method for flow concentration. We also proposed a method for parameter estimation based on the characteristics of underlying surface. Based on field infiltration experiments and parameter sensitivity analysis, the quantitative statistical relationships were built between two sensitive parameters (surface saturated hydraulic conductivity  $K_{0z}$ , coefficient of attenuation of saturation hydraulic conductivity with depth  $f$ ) and the topographic parameters and soil types. The overland confluence parameters were determined by field overland flow observation experiments. The proposed parameter estimation method was verified in selected basins. Our results showed that: ① The proposed method for  $K_{0z}$  estimation contributes to a better modeling performance for flood simulation in Jiangwan experimental watershed, the average Nash-Sutcliffe efficiency coefficient increased from 0.82 to 0.86, and the average absolute values of peak and flood volume errors decreased by 2.2% and 0.95%, respectively, but the average absolute value of the peak present time error increased by 4% (still controlled within 2 h). ② Using the measured flood data of 14 basins such as Jiangwan to calibrate the parameter  $f$ , we established the quantitative relationship between the calibrated parameter  $f$  and the soil type data of different depths was built in 14 basins including Jiangwan, and further tested in other six basins. The parameter  $f$  estimated by the soil type data of different depths was very close to that determined by traditional model calibration processes, the average absolute relative error is 2.8%, the average Nash-Sutcliffe efficiency coefficient of the flood simulation is 0.83, and the average absolute values of flood peak error and flood volume error were 10.07% and 6.86%, respectively, and the average absolute peak present time error was 2.61 h. Our results indicated that the proposed methods for determining sensitive runoff generation parameters are applicable in data-sparse areas and could provide a better or comparable parameter estimation and flood simulation than that determine by field measurements, model calibration, remote sensing data estimation, and other methods.

**Key words:** distributed hydrological model; variable saturation zone; grid water droplet confluence; parameter determination; data-sparse region

\* The study is financially supported by the National Natural Science Foundation of China (No.41730750; No.41877147).