

# 水文循环模拟中下垫面参数化方法综述

赵玲玲<sup>1,2</sup>, 刘昌明<sup>2,3</sup>, 吴潇潇<sup>4</sup>, 刘丽红<sup>4</sup>, 王中根<sup>2</sup>, 苏 磊<sup>5</sup>

- (1. 广州地理研究所 广东省地理空间信息技术与应用公共实验室, 广州 510070;  
2. 中国科学院地理科学与资源研究所 中国科学院陆地水循环及地表过程重点实验室, 北京 100101;  
3. 北京师范大学水科学研究院, 北京 100875; 4. 安徽理工大学地球与环境学院, 淮南 232001;  
5. 波兰亚当密茨凯维支大学自然地理与环境规划学院, 波兹南 61-608)

**摘要:** 针对水文循环模拟中地形、土地利用覆被等流域下垫面参数化方法众多, 且模拟效果相差较大的现状。本文首先根据水文循环模拟中产汇流原理, 对常用水文循环模拟中产汇流模拟方法进行汇总和分类; 在此基础上, 对产流模拟中的降水径流相关系数法、蓄满产流和超渗产流等及汇流模拟中的等流时线、单位线、圣维南方程、马斯京根法等主要模拟方法中地形、土地利用覆被和土壤类型参数化方法进行分析 and 讨论; 根据其中流域地形、土地利用覆被和土壤类型参数化方法对机理过程的描述程度, 将其分为无明确表示类、率定型参数类、确定型参数类、物理过程表达类; 进而阐明不同参数化方法中流域地形、土地利用覆被和土壤类型对水文循环模拟结果的响应和贡献。最后回归模型本质, 阐述水文循环模拟中流域下垫面参数化方法中存在经验关系对复杂机理简单表述的合理性和物理机理过程描述的欠缺性问题, 并预估未来水文循环模拟中下垫面参数化方法朝着简洁实用化和复杂机理化两个方向发展。

**关键词:** 水文循环模拟; 流域地形; 土地利用覆被; 流域特征; 参数化方法

DOI: 10.11821/dlxb201607001

## 1 引言

自然界水循环系统是一个多环节的庞大动态系统, 水循环基础研究从最初降水、蒸发、截留、下渗、径流等单一过程实验观测开始<sup>[1]</sup>。20世纪50年代中期, 开始将流域水循环作为完整的系统来研究, 随后提出了“流域水文模型”概念, 综合研究流域水循环的多过程及其相互作用。流域水循环模拟是应用物理数学及水文学知识, 将流域概化成系统, 根据输入条件(降雨、流域的蒸散发能力、下垫面等)对流域水文过程进行模拟, 进而求出输出结果(流域出口断面的流量过程等)<sup>[2]</sup>。水循环模拟是水资源评价、配置、管理和决策的基础, 在防洪减灾、水土流失、水资源开发利用、水环境保护、水生

收稿日期: 2015-11-08; 修订日期: 2016-03-28

**基金项目:** 国家自然科学基金项目(41501046); 广东省水利科技创新项目(2014-14, 2016-14); 广东省自然科学基金项目(2015A030310234); 广东省科学院优秀青年科技人才基金项目(rcjj201303); 广东省科学院平台环境与能力建设专项资金项目(2016GDASPT-0210, 2016GDASPT-0301) [Foundation: National Natural Science Foundation of China, No.41501046; Water Conservancy Science and Technology Innovation Project of Guangdong Provincial Water Resources Department, No.2014-14, No.2016-14; Natural Fund of Guangdong Province, No.2015A030310234; Youth Talent Fund of Guangdong Academy of Sciences, No.rcjj201303; The Scientific Platform and Innovation Capability Construction Program of GDAS, No.2016GDASPT-0210; No.2016GDASPT-0301]

**作者简介:** 赵玲玲(1980-), 女, 河南安阳人, 博士, 副研究员, 中国地理学会会员(S110009388M), 研究方向为水文循环模拟。E-mail: linglingzhao@foxmail.com

**通讯作者:** 吴潇潇(1992-), 女, 安徽砀山人, 硕士, 研究方向为水文学与水资源。E-mail: zyywx0910@163.com

态系统修复、道路及城市规划、人类活动的流域响应等方面都需要水文模型的支持<sup>[3-6]</sup>。

流域的地形、土地利用覆被和土壤与降水的截留、下渗、蒸发等水文要素密切相关,直接影响产汇流过程和流域出口断面的流量过程,因此下垫面在水文循环模拟中尤其重要<sup>[7]</sup>。水文循环模拟中下垫面参数化方法众多,例如,SWAT模型在计算产流时常采用SCS曲线数法,将冠层截留、地表蓄水及产前下渗集成到初损中,不单独计算冠层的降雨截留等;SWMM、HIMS、WEP等模型用Green & Ampt法或Horton法计算下渗后仍要考虑植物截留、洼地填洼等造成的降雨损失;在汇流方面所采用的方法也不尽相同,三水源新安江模型、斯坦福IV、HSPE、HIMS等模型常采用单位线法计算坡面产流, TOPMODEL及DTVGM常采用线性水库法计算坡面产流;河道流量演常采用以圣维南方程组为理论基础的运动波、动力波、扩散波及马斯京根法,不同的汇流方法对下垫面的表述方法与程度也不尽相同;本文通过对水文循环模拟中下垫面参数化方法进行总结分析,探讨地形、土地利用覆被和土壤参数化方法中存在的问题及其未来发展趋势。

## 2 水文循环物理过程机理及数学表达方法

水流运动遵从连续性方程和能量守恒方程,连续性方程通常在水文循环模拟中称为水量平衡方程。由于水流所处介质和特性的不同呈现不同的形式:土壤水由于其在土壤中的非饱和特性符合土壤水运动的理查兹方程;坡面汇流和河道汇流符合有持续净雨输入源的水动力方程,而无旁支输入的河道汇流则符合圣维南方程;地下水由于其饱和、流动缓慢符合地下水控制方程;由于实际情况复杂和实测资料短缺,动力方程假设条件、初始和边界条件难以满足;在水文循环模拟中,通常用简化方程或经验公式代替动力方程。在产流模拟中土壤水运动的Richards方程通常只考虑垂向的下渗,基于动力方程的下渗理论虽然提供了揭示下渗规律和分析影响因素的工具,基于上述原因通常由经验下渗公式代替,如Kostiakov公式、霍顿公式、菲利普公式、Holtan公式、Smith公式、Simth-Parlange公式等;而在水文循环模拟的坡面汇流方面,坡面汇流的动力模型简化主要有基于线性叠加原理的等流时线、单位线过程线、汇流曲线、瞬时过程线等,河道汇流的动力波方程通过对水流惯性项和河道附加比降的忽略简化为扩散波和运动波方程,而在求解过程中和水文学方法相结合的特征河长法和马斯京根法等;地下水汇流的运动方程通常简化为线型水库和非线性水库方法。

### 2.1 土壤水运动的Richards方程

1931年理查兹通过实验证明非饱和土壤水运动符合达西定律,即非饱和水流的渗流速度与总土水势梯度成正比,且与土壤中空隙通道的几何性质有关。即:

$$v = -K(\theta) \frac{\partial \phi}{\partial x} \quad (1)$$

$$\text{与土壤水运动的连续方程: } -\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z} \quad (2)$$

$$\text{得到三维理查兹方程: } \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K(\theta) \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K(\theta) \frac{\partial \phi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K(\theta) \frac{\partial \phi}{\partial z} \right) \quad (3)$$

通常在水文循环模拟中仅考虑垂直方向的非饱和水流运动,则简化为垂向一维理查兹方程:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K(\theta) \frac{\partial \phi}{\partial z} \right) \quad (4)$$

该方程是水文循环过程中下渗和土壤蒸发机理讨论的基本依据。

2.2 汇流动力方程

天然河道里的洪水波运动属于非恒定流。其水力要素随时间空间变化。1871年法国的Barre de Saint-Venant提出了非恒定流的基本方程组，当无旁侧入流时其形式如下：

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial L} = 0 \tag{5}$$

$$-\frac{\partial Z}{\partial L} = S_f + \frac{1}{g} \times \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{v}{g} \times \frac{\partial v}{\partial L} \tag{6}$$

式中： $A$ 为过水断面（ $\text{m}^2$ ）； $Q$ 为过水断面流量（ $\text{m}^3/\text{s}$ ）； $L$ 为沿河道的距离（ $\text{m}$ ）； $Z$ 为水位（ $\text{m}$ ）； $v$ 为断面流速（ $\text{m/s}$ ）； $S_f$ 为摩阻比降。

2.3 地下水运动的控制方程

地下水运动的连续方程：

$$\frac{\partial}{\partial t}[\rho_w n \Delta x \Delta y \Delta z] = - \left[ \frac{\partial(\rho_w v_x)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho_w v_y)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho_w v_z)}{\partial z} \right] \Delta x \Delta y \Delta z \tag{7}$$

能量守恒方程：

$$\begin{cases} v_x = -K_{sx} \frac{\partial \phi}{\partial x} \\ v_y = -K_{sy} \frac{\partial \phi}{\partial y} \\ v_z = -K_{sz} \frac{\partial \phi}{\partial z} \end{cases} \tag{8}$$

式中： $v_x$ 、 $v_y$ 、 $v_z$ 分别为 $X$ 、 $Y$ 、 $Z$ 方向上的地下水流速； $K_{sx}$ 、 $K_{sy}$ 、 $K_{sz}$ 分别为3个方向上的饱和渗透系数。

3 水文循环模拟中常用产汇流模拟方法

水文循环模拟中产流模拟方法主要有：蓄满产流、超渗产流、混合产流和降雨径流相关关系等方法<sup>[8-9]</sup>（表1）。

水文循环模拟中汇流模拟包括坡面汇流计算及河道洪水演算（表2）。河道汇流模拟方法主要有：圣维南方程组、运动波方程、动力波方程、扩散波方程、惯性波方程、水库调洪演算法、马斯京根法（Muskingum）、Muskingum-Cunge法、变量存储系数法等<sup>[33]</sup>。在大、中型流域，研究地表径流汇流时，常忽略坡面汇流阶段，只考虑河道演算，但在小流域汇流中不能忽略坡面汇流，坡面汇流模拟方法主要有：等流时线、单位线法、线性水库方程、非线性水库方程、运动波方程<sup>[34]</sup>。

模型的应用目的和模型的时间尺度有关，通常洪水预报要求小时尺度甚至分钟；而水资源管理要求日或者月尺度；气候变化等的环境评价月尺度即可满足要求。由于不同

表1 常用水文模型产流方法汇总  
Tab. 1 The classification of runoff yield methods in hydrological model

产流类型	产流计算方法	常用模型
降水径流相关关系	SCS、非线性产流方法	DTVGM <sup>[10-12]</sup> 、HIMS <sup>[13-14]</sup> 、SWMM <sup>[15]</sup> 、SWAT <sup>[16-17]</sup> 、HEC-HMS <sup>[18]</sup>
蓄满产流	土壤蓄水容量曲线	新安江 <sup>[19]</sup> 、VIC <sup>[20-21]</sup> 、EasyDHM <sup>[22-23]</sup>
	地形指数	TOPMEDEL <sup>[24-25]</sup> 、TOPKAPI <sup>[26]</sup>
超渗产流	土壤下渗能力曲线	陕北模型 <sup>[19]</sup> 、水箱模型 <sup>[32]</sup> 、EasyDHM、TOPMEDEL、VIC
	Green-Ampt	SWAT、WEP、HIMS、SWMM、PRMS <sup>[32]</sup> 、HEC-HMS
动力方程法	Richards方程	VIC、WEP <sup>[28]</sup> 、VIP <sup>[29]</sup> 、MIKE SHE <sup>[30-31]</sup>

表2 常用水文模型汇流方法汇总  
Tab. 2 The classification of confluence methods in hydrological model

汇流过程	汇流计算方法	模型
坡面汇流	单位线法	新安江模型、SWMIV、HSPF、HEC-1、TOPMODEL、VIC-3L、HIMS、SWAT
	等流时线法	新安江模型、HIMS
	线性水库方程	新安江模型、TOPMODEL、DTVGM
	非线性水库方程	SWMM、TOPKAPI
河道汇流	运动波方程	HEC-1、TOPKAPI、DTVGM、WEP-L <sup>[36]</sup> 、EasyDHM
	动力波方程	SHE、VIC-3L <sup>[35]</sup> 、PRWS、WEP-L
	马斯京根法	新安江模型、HBV、HEC-1、SWAT、HIMS、EasyDHM
	变量存储系数法	SWAT、EasyDHM

时间尺度对产汇流过程描述的刻画细致程度要求不同，所以，即使同一模型不同时间尺度在产汇流过程模拟中选取的方法差异较大，进而模型对数据的需求程度也不同。

4 产流模拟中土地利用覆被与地形参数化方法

4.1 植物截留与填注

4.1.1 植被截留 在水文过程模拟中，截留主要受自然特性、植被覆盖类型及密度、季节、降水特性等因素的影响。在实际应用中通常采用经验模型，如Horton模型（1919）、LKP模型（1949）、Meriam模型（1960）等。Horton提出了用于不同植物的一系列经验方程，应用比较广泛的经验公式（表3），参数 $S_0$ 、 $C$ 采用经验值。

4.1.2 洼地填注 在平原及坡水区，由于地面洼陷较多，填注量较大，洼地填注在很大程度上改变流域响应，Ullah等<sup>[37-38]</sup>于1979年提出了洼地容积 $V$ （ $\text{cm}^3$ ）与地表坡度 $s$ 之间的关系（表3）；根据洼地特征，Linsley<sup>[39]</sup>于1975年推导出洼地储蓄容量 $V$ 与洼地蓄量 $S$ 之间的关系（表3），可看出在产流过程模拟中，地形的不同对洼地填注的影响较大。

4.2 降雨径流相关关系法

4.2.1 SCS曲线数法 SCS曲线数法是在实测资料的基础上经过统计分析并总结而得到的经验关系，在计算地表径流时，SCS曲线数法将冠层截留、地表蓄水及产前下渗集成到初损中，因此当计算地表径流时，不必单独计算冠层的降雨截留等<sup>[40]</sup>。SCS曲线数法计算地表径流的经验公式及截留量的计算公式如表3所示。土地利用覆被对产流过程的影响主要是通过 $CN$ 值反映， $CN$ 值越大说明流域的截留量越小，地表径流产流量越大。SCS模型的开发者给出了一套详细的 $CN$ 值查询表，但是由查表得到的 $CN$ 值计算的产流量误差太大，在实际应用中 $CN$ 值的确定仍然是SCS曲线数方法应用的瓶颈<sup>[41]</sup>。

4.2.2 非线性时变增益产流方法 水文非线性系统的时变增益模型（TVGM）是夏军提出的一种简便有效的水文非线性系统方法，总结流域产流的主要公式（表3）<sup>[42]</sup>。DTVGM月模型可采用Bagrov模型的效力参数 $N$ 值，对流域土地利用类型进行分类赋值<sup>[43]</sup>。

4.3 蓄满产流

4.3.1 流域蓄水容量曲线法 流域的产流过程在空间上是不均匀的，在全流域蓄满前存在部分地区蓄满而产流，一般可由流域蓄满容量曲线表征土壤缺水量空间分布的不均匀性，流域蓄水容量曲线公式见表3。在水循环模拟中常输入的参数有流域平均蓄水容量 $WM$ 、流域蓄水容量分布曲线指数 $b$ ， $WM$ 值与流域干旱情况有关，常数 $b$ 则反映流域蓄水容量的不均匀性<sup>[44]</sup>，流域蓄水容量曲线法对流域地形、土地利用覆被及土壤对产流的影响没有明确表述，但参数 $b$ 隐含地表示了下垫面的影响。

4.3.2 地形指数 Beven等<sup>[24-25]</sup>提出的地形指数模型（TOPMODEL），主要是利用地形指



表3 产流原理公式汇总

Tab. 3 The summary of runoff formation methods

产流方法	主要原理	主要公式	参数	确定方法	备注
植被截留	Horton 经验公式	$I_a = S_v + CP_e$ [32]	$S_v$ 、 $C$	经验值	$I_a$ 为截留损失; $S_v$ 为林冠遮蔽区植被的蓄水能力; $P_e$ 为植被覆盖处降雨
洼地填注	流域上填注量的大小与洼地的分布和降雨量有关	$V = a \exp(-bs)$ $V = (I - f) \exp(-kPe)$ [37-39]	$s$ 、 $k$	由实测资料及公式计算获得	$V$ 为洼地容积; $s$ 为洼地蓄量; $I$ 为雨强; $f$ 为下渗率; $Pe$ 为净雨量; $a$ 、 $b$ 、 $k$ 为常数
降雨径流相关关系法	SCS 曲线数方法 是在实测资料的基础上经过统计分析并总结而得到的经验关系	$Q_{surf} = \frac{(R_{day} - I_a)^2}{(R_{day} - I_a + S)}$ $S = 25.4 \left( \frac{1000}{CN} - 10 \right)$ [40-41]	$CN$	查表获得	$Q_{surf}$ 为日地表径流; $R_{day}$ 为日降水量; $I_a$ 为初损量; $S$ 为截留量; $CN$ 为流域综合参数
非线性时变增益产流方法	降雨径流的系统关系是非线性的,其重要的贡献是产流过程中土壤湿度(即土壤含水量)不同所引起的产流量变化	$R(t) = G(t)X(t)$ $G(t) = g_1 + g_2 API(t)$ [12,42]	$N$ 值	经验值	$R(t)$ 为有效净雨; $X(t)$ 为降雨; $G(t)$ 为系统增益,与流域土湿有较理想的线性近似关系; $g_1$ 、 $g_2$ 分别为产流模型参数; $N$ 为效力参数
流域需水容量曲线法	流域蓄水容量曲线是将流域内各地点包气带的蓄水容量,按从小到大顺序排列得到的一条蓄水容量与相应面积关系的统计曲线	$\alpha = 1 - \left( 1 - \frac{WM}{WMM} \right)^b$ $WM = \frac{WMM}{1+b}$ [44]	$WM$ 、 $b$	由公式计算获得	$WM$ 为各地点包气带蓄水容量值, $WMM$ 为其中的最大值; $\alpha$ 为流域面积的相对值; $WM$ 为全流域平均的蓄水容量; $b$ 为常数
蓄满产流	地形指数 壤中流始终处于稳定状态,单宽集水面积由 $\alpha_s$ 表示,饱和地下水的水力坡度由地表局部坡度 $\tan\beta_s$ 表示	$Q_b = AT_0 \exp(-\lambda^*) \exp(-z/S_{zm})$ $\lambda^* = \frac{1}{A} \int_A \ln \left( \frac{\alpha_s}{\tan\beta_s} \right) dA$ [24-25]	$A$ 、 $\bar{z}$ 、 $T_0$ 、 $S_{zm}$	由实测资料及公式计算获得	$Q_b$ 为壤中流; $T_0$ 为饱和导水率; $A$ 为流域面积; $\bar{z}$ 为流域平均地表水面深度; $S_{zm}$ 为非饱和区最大蓄水深度
Richards 方程	Richards 在 1931 年研究流体通过多孔介质中毛细管传导作用时推导得到	$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[ K_s(\theta) \frac{\partial \phi}{\partial x} \right]$ $+ \frac{\partial}{\partial y} \left[ K_y(\theta) \frac{\partial \phi}{\partial y} \right]$ [45-46] $+ \frac{\partial}{\partial z} \left[ K_z(\theta) \frac{\partial \phi}{\partial z} \right]$	$K$	由公式计算获得	$\theta$ 为含水量; $t$ 为时间; $K$ 为渗透系数; $\phi$ 为非饱和土壤的总土水势; $x$ 、 $y$ 、 $z$ 分别表示坐标轴方向
下渗曲线法	判别降雨是否产流的标准是雨强是否超过下渗能力,因此,用实测的雨强过程扣除下渗过程,就可得净雨过程,即产流量过程	$F_p(t) = a + bt - ae^{-\beta t}$ $a = \frac{1}{\beta}(f_0 - f_c)$ , $b = f_c$ [8]	$\beta$ 、 $f_0$ 、 $f_c$	实测获得	$F_p(t)$ 为 $t$ 时刻累积下渗水量; $\beta$ 为系数; $f_0$ 为起始下渗率; $f_c$ 为稳定下渗率
超渗产流	初损后损法 下渗曲线法的一种简化方法,它把实际的下渗过程简化为初损和后损两个阶段	$P_{et} = \begin{cases} 0 & \sum P_i < I_a \\ P_i - f_c & \sum P_i > I_a, P_i > f_c \\ 0 & \sum P_i > I_a, P_i < f_c \end{cases}$ [47-48]	$I_a$ 、 $f_c$	由实测资料及公式计算获得	$P_{et}$ 为净雨量; $P_i$ 为 $t \sim t+\Delta t$ 时段面平均雨量; $I_a$ 为降雨初损量; $f_c$ 为流域最大潜在的降雨损失率
盈亏常数法	认为初损量是随着时间和降雨的发展而变化的变量,在长期不降雨后,初损量会逐渐恢复至初值	$I_{at} = I_a - P_t + V_t$ [47-48]	$I_a$ 、 $f_c$ 、 $v_c$	由实测资料及公式计算获得	$I_{at}$ 为 $t$ 时刻的初损量; $I_a$ 为最初的初损量; $P_t$ 为 $t$ 时刻的降雨量; $V_t$ 为 $t$ 时刻的初损恢复量

续表 3

产流方法	主要原理	主要公式	参数	确定方法	备注
Green&Ampt (物理概念公式)	假定入渗过程中湿润锋面始终为一个干湿截然分开的界面,湿润锋前为初始含水量,湿润锋面处存在一个固定不变的吸力	$f_i = K \left[ \frac{1 + (\varphi - \theta_i) S_i}{F_i} \right]^{[49]}$	$K$ 、 $S_i$ 、 $\theta_i$ 、 $\varphi$	可以通过具体实验测定,也可以采用参考值	$f_i$ 为 <i>t</i> 时段的降雨损失; $K$ 为饱和水力传导度; $F_i$ 为体积土壤缺水量; $S_i$ 为 <i>t</i> 时刻的累积降雨损失; $(\varphi - \theta_i)$ 为湿润土厚度
Horton (经验公式)	认为下渗率不仅是时间的函数,还应该跟土壤含水量的状态有关。土壤含水量大,则下渗能力低,渗透率增加	$f_p = f_c + (f_0 - f_c) e^{-kt}$ [50-51]	$K$ 、 $f_c$	经验值、具体实验测定	$f_p$ 为下渗容量; $f_0$ 为初始下渗容量; $f_c$ 为稳定下渗率; $k$ 为经验参数; $t$ 为入渗历时
Kostiakov (经验公式)	认为在下渗过程中,下渗容量 $f_p$ 与累积下渗量 $F_p$ 成反比; $\alpha$ 为比例常数	$f_p = \sqrt{\frac{\alpha}{2}} t^{-\frac{1}{3}}$ [8-9, 32]	$\alpha$	经验值	$f_p$ 为下渗容量; $\alpha$ 为经验参数; $t$ 为入渗历时
Philip (经验公式)	认为在下渗过程中, $(f_0 - f_c)$ 与 $(F_p - f_c t)$ 成反比; $\alpha$ 为比例常数	$f_p = \sqrt{\frac{\alpha}{2}} t^{-\frac{1}{2}} + f_c$ [52]	$\alpha$ 、 $f_c$	经验值、具体实验测定	$f_p$ 为下渗容量; $f_c$ 为稳定下渗率; $\alpha$ 为经验参数; $t$ 为入渗历时
Hotan (经验公式)	基于蓄量概念的下渗经验公式	$f_p = GI \times \alpha \times SA^{1.4} + f_c$ [8-9, 32]	$\alpha$ 、 $f_c$	根据土壤类型及作物情况确定	$f_p$ 为下渗容量; $SA$ 为表土层土壤缺水量; $GI$ 为作物生长指数; $\alpha$ 为地面孔隙率指数; $t$ 为入渗历时
Smith (经验公式)	认为下渗率受限于降雨强度,然后土壤表面的水压力水头开始趋于零,而 <i>t<sub>p</sub></i> 时刻开始出现径流	$f_p = f_{\infty} + A(t - t_0)^{-\alpha}$ [8-9, 32]	$A$ 、 $t_0$ 、 $\alpha$	经验值	$f_p$ 为下渗容量; $f_{\infty}$ 为理论上等于饱和水力传导度; $A$ 、 $t_0$ 、 $\alpha$ 分别为与土壤类型、初始土壤含水量和雨强有关的参数
Smith-Parlange (经验公式)	可用来计算积水后的积水时间和下渗容量	$\int_0^{t_p} i dt = \frac{B(\theta_i)}{i_p - K_s} \approx \frac{s^2/2}{i_p - K_s}$ [53]	$i_p$ 、 $s$	根据土壤性质或是下渗试验获得	$i_p$ 为积水时的雨强; $s$ 为菲利普定义的吸收度; $K_s$ 为饱和水力饱和度

数  $\ln(\alpha/\tan\beta)$ 来反映流域水文现象,通过流域含水量来确定源面积的大小,含水量由地貌指数确定。地形指数和含水量的关系根据稳态理论进行推导,即假定流域的地下水位动态变化可以由单位面积均匀壤中流控制,用局部坡面角近似表示侧向地下径流量,流域内地貌指数数值相等两点具有水文相似性。

4.4 超渗产流方法

4.4.1 下渗曲线法 流域的下渗规律用下渗曲线来表示(表3),采用下渗曲线法进行产流计算时,为了提高计算精度,降低降雨强度时空分布的不均匀性对产流的影响,降雨时段长度不宜大,常以分钟计,流域也应按雨量站分布状况划分为较小的单元区域进行产流计算。但流域下渗能力曲线的确定需要很多径流资料或实地试验才能获得,在实际应用中往往难以实现。

应用中对下渗能力曲线通常采用初损后损法和盈亏常数法进行简化,初损后损法是下渗曲线法的一种简化方法,它把实际的下渗过程简化为初损和后损两个阶段。产流以前的总损失水量称为初损,以流域平均水深表示;后损主要是流域产流以后的下渗损失,以平均下渗率 $f_c$ 表示。Skaggs等<sup>[27]</sup>给出了不同土壤类型 $f_c$ 的参考值,在缺少数据的条件时,可以根据此参考值初步设定流域的下渗率;盈亏常数法与初损后损法类似,但其与初损后损法不同的是,盈亏常数法认为初损量是随着时间和降雨的发展而变化的变量,在长期不降雨后,初损量会逐渐恢复至初值,因此,除了初损量 $I_0$ 和后续下渗率 $f_c$ 两

个参数外, 还需要给定恢复速率 $v_c$ 。

**4.4.2 下渗公式** 下渗公式主要分为物理概念公式和经验下渗公式两类, 常见的物理概念公式有 Green&Ampt; 经验下渗公式应用较多的有 Horton、Kostiakov、Philip、Hotan、Smith、Smith-Parlange (表3), 采用经验下渗公式计算产流时, 确定参数常采用经验值。

综上, 水文循环模拟在产流过程的植被截留中考虑土地利用覆被对水循环的影响, 在填注过程中考虑地形对水循环的影响, 而在主要的产流方法中, 降雨径流相关关系主要通过试验得到的经验关系或者半定量的关系来刻画下垫面的影响, 在蓄满产流方法中主要通过率定型的经验参数考虑地形和土地利用的影响; 而超渗产流法通常在下渗曲线中通过下渗公式中的经验参数对下垫面中的土壤进行描述, 地形和土地利用覆被则是隐含影响因素, 并没有直接表述。

## 5 汇流模拟中流域下垫面参数化方法

### 5.1 坡面汇流模拟

经验性地表汇流模拟以线性叠加理论为基础, 主要的方法有等时流线法、单位线(包括时段单位线、瞬时单位线、地貌单位线)及线性水库等简化的方法<sup>[54]</sup>。

**5.1.1 等流时线法** 等流时线法则是将汇流的物理过程简化, 能够较好的应用到分布式水文模型中, 等流时线法的原理及主要公式如表4所示。汇流速度确定是等流时线法的关键, 通常根据流域已有实测资料和经验给定, 所以该方法对流域下垫面的作用无明确表述, 暗含在等流时线的经验参数中。

**5.1.2 单位线** 单位线是一种经验的模拟方法, 将流域看作一个整体, 不考虑净雨与下垫面的不均匀性, 符合倍比性及叠加性条件(表4)。由Nash<sup>[55-56]</sup>根据串联线性水库概念, 利用流域的空间特性对单位线法进行改进, 提出了瞬时单位线的概念, 但Nash瞬时单位线在参数确定仍具有一定的经验性, 并不能完全根据流域下垫面信息确定单位线。1979年, Rodriguez-Iturbel<sup>[57]</sup>, 提出了地貌瞬时单位线(GIUH)的概念, 利用概率论法将流域下垫面信息与单位线联系起来, 随后Gupta等<sup>[58]</sup>对其进行了扩展, 提出由地形、地貌参数及水力参数表达的地貌单位线公式。采用地貌瞬时单位线来确定汇流过程是解决无资料地区汇流模拟的有效途径。Nash瞬时单位线和地貌单位线在方法上对产流中流域地形地貌的影响有基于物理机理的刻画, 但仍是基于流域是一个整体的假设, 因此, 不能对汇流过程实现空间描述和模拟, 无法处理较大流域中降水不均匀的情况。

### 5.2 河道流量演算

河道流量演算是以由水流连续方程和能量守恒方程组成圣维南方程组为理论基础。圣维南方程组是基于物理机理的河道汇流方程, 对河道坡降、糙率均有考虑, 同时方程组属于一阶双曲型拟线性偏微分方程组, 利用数值解法可以求解, 但是求解过程比较复杂, 且不一定得到好的效果。

**5.2.1 简化动量方程式** 对圣维南方程组的动力方程式进行简化, 忽略其中的不同项可得到不同形式的洪水波(运动波、动力波、扩散波、惯性波等)。目前比较常用的有运动波、动力波、扩散波, 忽略动力方程中的惯性项和附加比所描述的洪水波是运动波; 扩散波忽略动量方程中的惯性项; 动力波动量方程中的每一项<sup>[59-60]</sup>。与其他方法相比采用运动波法计算汇流所需要的地貌信息较少, 应用相对简单, 因此, 运动波在坡面汇流和分布式水文模型汇流计算中比较广泛<sup>[61]</sup>。运用圣维南方程组及简化动量方程式计算汇流时对地形信息的要求主要是实测的河道断面资料。

**5.2.2 其他经验关系代替动力方程式** 此类算法将圣维南方程组中的连续性方程简化为河

表 4 汇流原理及公式汇总  
Tab. 4 The summary of flow concentration methods

汇流方法	主要原理	主要公式	参数	确定方法	备注
坡面汇流单位线	等流时线	$Q_t = \frac{1}{\Delta t} \sum_{j=k_1}^{k_2} r_{d,j} \Delta A_{t-j+1}$ [54]	$c$	多以洪峰附近的流速值为主要依据确定汇流速度 $c$ 值	$Q_t$ 为 $t$ 时段末的出流量; $r_d$ 为时段净雨量; $\Delta A_i$ 为第 $i$ 块等流时面积; $\Delta t$ 为单位时段长; $t$ 为流量时序; $k_1$ 、 $k_2$ 分别为累积界限
	时段单位线	$Q_{d,t} = \sum_{j=k_1}^{k_2} r_{d,j} q_{t-j+1}$ [54]	$r_d$ 、 $q$	分析法、试错法、最小二乘法、图解法等	$Q_d$ 为流域出口断面时段末直接径流流量; $r_d$ 为时段净雨量; $q$ 为单位线时段末流量
	瞬时单位线 (J.E. Nash)	$u(t) = \frac{1}{K\Gamma(N)} \left(\frac{t}{K}\right)^{N-1} e^{-t/K}$ [55-56]	$N$ 、 $K$	用矩阵法求参数,也可根据地形信息求 $N$ 值,然后用最优化方法求 $K$ 值	$N$ 为串联线性水库个数; $K$ 为线性水库内水流传播时间
	地貌瞬时单位线	$Q(t) = I_0 * f_B(t), t > 0$ $f_B(t) = \frac{dF_B(t)}{dt}$ [57-58] $= \sum_{s \in S} f_{x_1} \times f_{x_2} \times \cdots \times f_{x_i}(t) p(s)$	流速	由公式计算获得	$I_0$ 为净雨量; $f_{si}$ 为滞留时间 $T_{si}$ 的概率密度函数; $p(s)$ 为路径概率; * 为卷积相乘
	SCS 模型单位线	$q_p = \frac{0.208FR}{t_p}, t_p = \frac{2}{3}t_c$ $t_c = \frac{5}{3}L, L = \frac{l^{0.8}(S+25.4)^{0.7}}{7069y^{0.5}}$ $D = 0.133t_c$ [41]	$q_p$ 、 $L$ 、 $D$	根据公式获得	$q_p$ 为单位线洪峰流量; $L$ 为洪峰滞时; $D$ 为单位线时段长
	线性水库方程	$K \frac{dQ}{dt} + Q = I$ [62-63]	$K$	水文分析法	$K$ 为蓄量常数(平均流域汇流时间)
	非线性水库方程	$nkQ^{n-1} \frac{dQ}{dt} + Q = I$ [62-63]	$n$ 、 $k$	水文分析法	$n$ 、 $k$ 为常数
河道流量演算	圣维南方程组	$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0$ $-\frac{\partial Z}{\partial x} = S_f + \frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{v}{g} \frac{\partial v}{\partial x}$ [32, 62]	$n$ 、 $C$ 、 $K$	通过查表获得	$x$ 为沿河道距离; $Z$ 为水位; $v$ 为断面平均流速; $n$ 为曼宁糙率系数; $C$ 为谢才系数; $K$ 为流量模数



续表 4

汇流方法	主要原理	主要公式	参数	确定方法	备注
简化动力方程式	运动波方程	以圣维南方程组为理论基础, 忽略动量方程中的惯性项和附加比项 $\frac{\partial Q}{\partial t} + c_k \frac{\partial Q}{\partial x} = 0, c_k = \eta v^{59}$	$\eta$	根据实测资料按照公式获得	$\eta$ 为波速系数
	扩散波方程	以圣维南方程组为理论基础, 忽略动量方程中的惯性项 $\frac{\partial Q}{\partial t} + c \frac{\partial Q}{\partial x} = \mu \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2}$ [60-61]	$C, \eta$	根据实测资料按公式获得	$c$ 为波速; $\eta$ 为扩散系数
	动力波方程	动量方程中的每项均不可忽略 $\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0$ [60-61] $v \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial t} + g \frac{\partial y}{\partial x} = g(i_0 - \frac{v^2}{C^2 R})$	$n, C, K$	通过查表获得	$n$ 为曼宁糙率系数; $C$ 为谢才系数; $K$ 为流量模数
经验关系代替动力方程式	水库调洪演算法	水量平衡方程和槽蓄方程 $V_2 + \frac{\Delta t}{2} Q_2 = \frac{\Delta t}{2} (I_1 + I_2) + V_1 - \frac{\Delta t}{2} Q_1$ [63]	$I, Q, V$	图解法、试错法	$I$ 为入流量; $Q$ 为出流量; $V$ 为河段槽蓄量
	Muskingum法	水量平衡方程和槽蓄方程 $Q_2 = C_0 I_2 + C_1 I_1 + C_2 Q_1$ $C_0 = \frac{0.5 \Delta t - KX}{0.5 \Delta t + K(1-X)}$ [64] $C_1 = \frac{0.5 \Delta t + KX}{0.5 \Delta t + K(1-X)}$ $C_2 = \frac{-0.5 \Delta t + K(1-X)}{0.5 \Delta t + K(1-X)}$	$K, X$	可用河段的水力学和地形特征表示参数; 也可用最小二乘法、图解法、矩阵法等确定参数	$K$ 为蓄量常数; $X$ 为常数, 有各种解释, 其范围和它的解释是相互依赖的
	Muskingum-Cunge法	Muskingum-Cunge法是对Muskingum的改进, 最大的区别在于参数 $K, x$ 的确定, Muskingum-Cunge法的参数是由水流资料确定的 $Q_2 = C_0 I_2 + C_1 I_1 + C_2 Q_1 + C_3 Q_{lat}$ $C_0, C_1, C_2$ 、公式同上 $C_3 = \frac{\Delta t}{0.5 \Delta t + K(1-X)}$ $K = \frac{\Delta x}{c}, X = \frac{1}{2} (1 - \frac{Q}{c \Delta x B S_0})$ [65-66]	$K, X$	由实测水流资料确定的	$c$ 为波速; $Q_{lat}$ 为旁侧入流; $B$ 为水面宽度; $S_0$ 是河床坡度
	变量存储系数法	对马斯京根法的改进, 考虑到河段的洪水波传播时间与河段长度和坡度有关, 不同河段 $K$ 值应该不同 $K = \frac{L}{V_c}, V_c = \frac{5V}{3}, V = \frac{R^{2/3} \sqrt{i}}{n}$	$x, n, R$	通过查表、公式计算获得	$x$ 为常数; $n$ 为曼宁系数; $R$ 为水力半径

段水量平衡方程:

$$\frac{I_1 + I_2}{\Delta t} - \frac{Q_1 + Q_2}{\Delta t} = V_2 - V_1 \quad (9)$$

式中:  $I_1, I_2$ 为时段初、末的入流量;  $Q_1, Q_2$ 为时段初、末的出流量; 和  $V_1, V_2$ 为时段初、末的河段槽蓄量;  $\Delta t$ 为时段。

动力方程简化为河段的水量槽蓄方程, 用 $I, Q, V$ 之间的某种近似关系代替, 通过河段的入流过程演算出流过程, 不同的近似关系得到不同的演算方法, 常用的演算方法有水库调洪演算法<sup>[62-63]</sup>、马斯京根法 (Muskingum) <sup>[64]</sup>、Muskingum-Cunge<sup>[65-66]</sup>法及变量存储系数法 (表4)。Muskingum在具体应用时首先要确定参数 $K$ 和 $X$ 。 $K$ 是河段平均传播时间, 其值依赖于河段长度和波速。参数 $X$ 表示入流和出流对蓄量的相对影响,  $X$ 取值范围为[0~1]。 $K, X$ 的确定存在一定的经验性。Muskingum-Cunge法是由Cunge在Muskingum法的基础上提出的, 与Muskingum法最大的区别是参数 $K, X$ 的确定, Muskingum-Cunge法参数 $K, X$ 可以根据时间步长、河床坡度及洪水波速等直接计算 (表4)。Muskingum-Cunge法能够在一定程度上反映流域地貌和河网结构的特性对汇流过程的影响。

地形地貌对汇流过程影响较大, 也是研究最多的影响因子。对小流域而言, 地表覆

被等下垫面特征会通过糙率等水力学特性影响径流过程，目前的研究还多侧重于有实测资料地区，或通过建立经验关系实现。

在水文循环模拟计算河道流量演算时，需要对坡地及河道进行适当的概化或简化，部分或全部的忽略坡面或河道水力特性的空间变化，而采用统一的参数对其进行调试，这在很大程度上限制了方法本身对汇流过程的空间描述能力和精度。

6 流域水文循环模拟中产汇流参数化方法分类

根据流域水文循环模拟中对地形和土地利用覆被参数化方法对产汇流中机理过程的描述程度将其分为4类，即：对地形和土地利用覆被在产汇流中的作用无明确表示的无明确表述类、用经验参数表示地形和土地利用覆被在产汇流中的作用，但经验参数根据实测资料率定的率定型参数类、根据地形和土地利用覆被与产汇流过程经验关系通过查表或简单计算得到表示参数值的确定型参数类、根据地形和土地利用覆被与产汇流过程物理关系的参数化方案归为物理过程表达类。按照产汇流模拟中流域下垫面中流域地形、土地利用覆被和土壤类型参数化对其物理机理描述程度将其分类如表5和表6所示。

表5 常用产流参数化方法分类表  
Tab. 5 The classification of parameterization in runoff yield process

产流方法		类别
降雨径流相关关系法	SCS曲线数方法	确定型参数类
	非线性时变增益产流方法	确定型参数类
蓄满产流	土壤需水容量曲线法	率定型参数类
	地形指数	确定型参数类
	Richards方程	物理概念型
	下渗曲线法	无明确表达类
超渗产流	初损后损法	无明确表达类
	盈亏常数法	率定型参数类
	Green&Ampt(物理概念公式)	物理概念型
	Horton(经验公式)	率定型参数类
	Kostiakov(经验公式)	率定型参数类
	Philip(经验公式)	率定型参数类
	Hotan(经验公式)	率定型参数类
	Smith(经验公式)	率定型参数类
	Smith-Parlange(经验公式)	率定型参数类

表6 常用汇流参数化方法分类表  
Tab. 6 The classification of flow concentration methods

汇流方法		类别
坡面汇流	等流时线	率定型参数类
	时段单位线	无明确表达类
	瞬时单位线(J.E.Nash)	率定型参数类
	地貌瞬时单位线	物理概念型
	SCS模型单位线	确定型参数类
	线性水库方程	率定型参数类
	非线性水库方程	率定型参数类
河道流量演算	圣维南方程组	物理概念型
	运动波方程	确定型参数类
	扩散波方程	确定型参数类
	动力波方程	确定型参数类
	其他经验关系代替动力方程	率定型参数类
	水库调洪演算法	率定型参数类
	Muskingum法	率定型参数类
	Muskingum-Cunge法	率定型参数类
变量存储系数法		率定型参数类

进步,这类模型也更为复杂,机理刻画更为准确,例如SHE模型;而另一类模型为了解决某一现实问题而构建,通常对模拟精度影响不大的过程加以简化,以最简单的计算,最小的数据需求,达到实际应用精度为原则,随着机理认识的深入,这类模型通常会更加简洁实用,例如TVGM。

而水文循环模拟中流域下垫面参数化方法的发展趋势与水文模型的发展趋势一致,一类用简洁方法描述主要规律达到实用需求,例如系统模型;另一类为尽可能详尽刻画现实过程探讨其物理机理,例如VIC模型。上文中无明确表达类、率定型参数类及部分确定型参数类属于前一类,该类参数化方法力求用简化的经验关系表示下垫面在流域水循环中的作用,通常采用实测数据来率定该关系,但采用率定的关系表述,能否反映流域下垫面的作用及该关系是否反映该复杂机理的简单规律有待进一步的讨论和验证;物理表达类和部分确定型参数类属于第二类,该类参数化方法具有或者部分具有物理机理,但这类方法较少,未来研究有较大探索空间。

## 8 讨论

水文循环模拟中下垫面参数化方法众多,本文从以下几个方面对流域水文循环模拟中下垫面参数化方法进行综述。

(1) 首先对流域水文循环模拟常用方法中的产汇流模拟方法进行分类,然后对常用流域水文循环模拟中产汇流方法的流域地形、土地利用覆被和土壤类型各类参数化方法进行回顾,探讨其对下垫面在流域水文循环模拟中的作用描述的方法和机理刻画程度。

(2) 将产汇流过程中下垫面参数化方法对其物理机理的表述程度分为无明确表达,率定型参数、确定型参数和物理表达4类。当前常用的参数化方法对流域下垫面中地形、土地利用覆被和土壤类型在产汇流中的物理机理描述程度最多的为率定型参数类,其次是确定型参数类,且一般是根据参数表或者经验关系来确定;而物理过程表达类虽然有确定的物理方程来表示其响应关系,但是由于其定解条件缺少数据支持,在应用中难以实现。

(3) 回归模型本质,在应用需求和机理研究的驱动下,参数化方法一方面用简洁方法描述主要规律达到实用需求而朝着简单实用方向发展,另一方面尽可能详尽刻画降水径流物理机制和流域特征而朝着复杂机理化方向发展。

## 参考文献(References)

- [1] Liu Changming, Wang Zhonggen, Yang Shengtian, et al. Hydro-informatic modeling system: Aiming at water cycle in land surface material and energy exchange processes. *Acta Geographica Sinica*, 2014, 69(5): 579-587. [刘昌明, 王中根, 杨胜天, 等. 地表物质能量交换过程中的水循环综合模拟系统(HIMS)研究进展. *地理学报*, 2014, 69(5): 579-587.]
- [2] Rui Xiaofang. Some problems in research of watershed hydrology model. *Advances in Water Science*, 1997, 8(1): 94-98. [芮孝芳. 流域水文模型研究中的若干问题. *水科学进展*, 1997, 8(1): 94-98.]
- [3] Singh V P. *Hydrologic Systems: Rainfall-Runoff Modeling*. Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1988.
- [4] Lu Guihua, He Hai. View of global hydrological cycle. *Advances in Water Science*, 2006, 17(3): 419-424. [陆桂华, 何海. 全球水循环研究进展. *水科学进展*, 2006, 17(3): 419-424.]
- [5] Entekhabi D, Asrar G R, Betts A K, et al. An agenda for land surface hydrology research and a call for the second international hydrological decade. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1999, 80(10): 2043-2058.
- [6] Lu Guihua, Wu Zhiyong, He Hai. *Hydrological Cycle and Quantity Forecast*. Beijing: Science Press, 2010. [陆桂华, 吴志勇, 何海. 水文循环过程及定量预报. 北京: 科学出版社, 2010.]
- [7] Singh V P. *Computer Models of Watershed Hydrology*. Colorado: Water Resources Publications, 1995.
- [8] Bao Weimin. *Hydrologic Forecasting*. Beijing: China Water Power Press, 2006. [包为民. 水文预报. 北京: 中国水利水电出版社, 2006.]

- 电出版社, 2006.]
- [9] Bao Weimin, Zhang Jianyun. Hydrologic Forecasting. Beijing: China Water Power Press, 2008. [包为民, 张建云. 水文预报. 北京: 中国水利水电出版社, 2008.]
- [10] Xia Jun, Wang Gangsheng, Ye Aizhong, et al. A distributed monthly water balance model for analyzing impacts of land cover change on flow regimes. *Pedosphere*, 2005, 15(6): 761-767.
- [11] Xia Jun, Wang Gangsheng, Tan Ge, et al. Development of distributed time-variant gain model for nonlinear hydrological systems. *Science in China: Series D*, 2005, 48(6): 713-723.
- [12] Xia Jun. Theory and Method of Nonlinear Hydrological System. Wuhan: Wuhan University Academic Library, 2002. [夏军. 水文非线性系统理论与方法. 武汉: 武汉大学出版社, 2002.]
- [13] Liu Changming, Wang Zhonggen, Zheng Hongxing, et al. Development and application of HIMS system and its custom model. *Science in China Series E: Technology Science*, 2008, 38(3): 350-360. [刘昌明, 王中根, 郑红星, 等. HIMS 系统及其定制模型的开发与应用. *中国科学 E 辑: 技术科学*, 2008, 38(3): 350-360.]
- [14] Li Jun, Liu Changming, Wang Zhonggen, et al. Two universal runoff yield models: SCS vs. LCM. *Acta Geographica Sinica*, 2014, 69(7): 926-932. [李军, 刘昌明, 王中根, 等. 现行普适降水入渗产流模型的比较研究: SCS 与 LCM. *地理学报*, 2014, 69(7): 926-932.]
- [15] Huber W C. Storm Water Management Model User's Manual (V 5.0). US: Environmental Protection Agency, 2008.
- [16] Neitsch S L, Arnold J G, Kiniry J R, et al. Soil and Water Assessment Tool Theoretical Documentation (Version 2009). Texas Water Resources Institute, 2011.
- [17] Arnold J G, Williams J R, Srinivasan R, et al. Large area hydrological modeling and assessment (Part 1): Model development. *Journal of the American Water Resources Association*, 1998, 34(1): 73-89.
- [18] Feldman A D. HEC models for water resources system simulation: Theory and experience. *Advance in Hydrosience*, 1981, 12: 297-423.
- [19] Zhao Renjun. Regional Hydrological Simulation: Xin'anjiang Model and Shanbei Model. Beijing: China Water Power Press, 1984. [赵人俊. 流域水文模拟: 新安江模型和陕北模型. 北京: 中国水利水电出版社, 1984.]
- [20] Liang Xu, Lettenmaier D P, Wood E F. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *Journal of Geophysical Research*, 1994, 99(7): 14415-14428.
- [21] Liang Xu, Wood E F, Lettenmaier D P. Surface soil moisture parameterization of the VIC-2L model: Evaluation and modification. *Global and Planetary Change*, 1996, 13(1): 195-206.
- [22] Lei Xiaohui, Liao Weihong, Jiang Yunzhong, et al. Distributed hydrological model EasyDHM I: Theory. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2010, 41(7): 786-794. [雷晓辉, 廖卫红, 蒋云钟, 等. 分布式水文模型 EasyDHM (I): 理论方法. *水利学报*, 2010, 41(7): 786-794.]
- [23] Lei Xiaohui, Jiang Yunzhong, Wang Hao, et al. Distributed hydrological model EasyDHM II: Application. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2010, 41(8): 893-899. [雷晓辉, 蒋云钟, 王浩, 等. 分布式水文模型 EasyDHM (II): 应用方法. *水利学报*, 2010, 41(8): 893-899.]
- [24] Beven K J, Kirkby M J, Schofield N, et al. Testing a physically based flood-forecasting model (Topmodel) for three UK catchments. *Journal of Hydrology*, 1984, 69: 119-14.
- [25] Beven K, Lamb R, Quinn P, et al. Topmodel: Computer Models of Watershed Hydrology. USA: Water Resources Publications, 1995: 627-668.
- [26] Liu Z, Todini E. Towards a comprehensive physically-based rainfall-runoff model. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 2002, 6(5): 859-881.
- [27] Skaags R W, Khaleel R. Infiltration, hydrologic modeling of small watersheds. American Society of Agricultural Engineers, St. Joseph, MI, USA, 1982.
- [28] Jia Yangwen, Ni Guangheng, Kawahara Y, et al. Development of WEP model and its application to an urban watershed. *Hydrological Process*, 2001, 15: 2175-2194.
- [29] Mo Xingguo, Liu Suxia. Simulating the water balance of the Wuding River Basin in the Loess Plateau with a distribution eco-hydrological model. *Acta Geographica Sinica*, 2004, 59(3): 341-348. [莫兴国, 刘苏峡. 无定河流域水量平衡变化的模拟. *地理学报*, 2004, 59(3): 341-348.]
- [30] Abbott M B, Bathurst J C, Cunge J A, et al. An introduction to the European Hydrological System- Systeme Hydrologique European, SHE; 1. History and philosophy of a physically based distributed modeling system. *Journal of Hydrology*, 1986, 87(1): 45-59.
- [31] Abbott M B, Bathurst J C. A introduction to the European Hydrological System- Systeme Hydrologique European, SHE; 2. Structure of a physically-based distributed modeling system. *Journal of Hydrology*, 1986, 87(1): 61-77.



- [32] Xu Zongxue. Hydrological Model. Beijing: Science Press, 2009. [徐宗学. 水文模型. 北京: 科学出版社, 2009.]
- [33] Zhang Wenhua, Guo Shenglian. The Theory and Method of Rainfall-Runoff. Wuhan: Hubei Science and Technology Press, 2007. [张文华, 郭生练. 流域降雨径流理论与方法. 武汉: 湖北科学技术出版社, 2007.]
- [34] Li Li. Study on flood routing of distributed hydrologic models [D]. Nanjing: Hohai University, 2007. [李丽. 分布式水文模型的汇流演算研究[D]. 南京: 河海大学, 2007.]
- [35] Yuan Fei, Xie Zhenghui, Liu Qian, et al. An application of the VIC-3L land surface model and remote sensing data in simulating streamflow for the Hanjiang River basin. Canadian Journal of Remote Sensing, 2004, 30(5): 680-690.
- [36] JiaYangwen, Wang Hao, Zhou Zuhao et al. Development of the WEP-L distributed hydrological model and dynamic assessment of water resources in the Yellow River Basin. Journal of Hydrology, 2006, 331(3): 606-629.
- [37] Ullah W, Dickinson W T. Quantitative description of depression storage using a digital surface model: I. Determination of depression storage. Journal of Hydrology, 1979, 42(1/2): 63-75.
- [38] Ullah W, Dickinson W T. Quantitative description of depression storage using a digital surface model: II. Characteristics of surface depressions. Journal of Hydrology. 1979, 42(1/2): 77-90.
- [39] Linsley R K, Kohler M A, Paulhus J L, et al. Hydrology For Engineers. New York: McGraw-Hill Book Company, 1975.
- [40] Soil Conservation Service. National Engineering Hand-book. Section 4: Hydrology. USDA, Springfield, VA, 1993.
- [41] Mishra S K, Singh V P. Soil Conservation Service Curve Number (SCS- CN) Methodology. Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 2003.
- [42] Xia Jun. A system approach to real time hydrological forecasts in watersheds. Water International, 2002, 27(1): 87-97.
- [43] Wang Gangsheng. Theory and method of distributed time-variant gain model [D]. Beijing: Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, CAS, 2005. [王纲胜. 分布式时变增益水文模型理论与方法研究[D]. 北京: 中国科学院地理科学与资源研究所, 2005.]
- [44] Zhao Renjun, Zhuang Yiling. Regional pattern of rainfall- runoff relationship. Journal of East China Technical University of Water Resources Engineering, 1963(S2): 53-68. [赵人俊, 庄一鸽. 降雨径流关系的区域规律. 华东水利学院学报, 1963(S2): 53-68.]
- [45] Richards L A. Capillary conduction of liquids through porous mediums. Journal of Applied Physics, 1931, 1(5): 318-333.
- [46] Lei Zhidong. Soil-water Dynamics. Beijing: Tsinghua University Press, 1988. [雷志栋. 土壤水动力学. 北京: 清华大学出版社, 1988.]
- [47] USACE. HEC-HMS Hydrologic Modeling System User's Manual. Hydrologic Engineering Center, Davis, CA, 2001.
- [48] USACE. HEC- HMS Hydrologic Modeling System Technical Reference Manual, Hydrologic Engineering Center, Davis, CA, 2000.
- [49] Green W H, Ampt G A. Studies on soil physics (Part 1): The flow of air and water through soils. The Journal of Agricultural Science, 1911, 4: 1-24.
- [50] Horton R E. Surface runoff phenomena. Horton Hydrology Laboratory, 1935.
- [51] Horton R E. An approach towards a physical interpretation of infiltration-capacity. Soil Science Society of America Journal, 1940, 5: 399-417.
- [52] Philip J R. An infiltration equation with physical significance. Soil Science, 1954, 77(2): 153-157.
- [53] Smith R E. Parameter-efficient hydrologic infiltration model. Water Resources Research, 1978, 14(3): 533-538.
- [54] Zhan Daojiang, Ye Shouze. Engineering Hydrology. Beijing: China Water Power Press, 2000. [詹道江, 叶守泽. 工程水文学. 北京: 中国水利水电出版社, 2000.]
- [55] Nash J E. The form of the instantaneous unit hydrograph. Hydrologic Science B, 1957, 45(3): 114-121.
- [56] Nash J E. A unit hydrograph study with particular reference to British catchments. Proceedings of the Institution of Civil Engineers B, 1960, 17(3): 249-282.
- [57] Rodríguez-Iturbe I, Valdes J B. The geomorphological structure of hydrologic response. Water Resources Research, 1979, 15(6): 1409-1420.
- [58] Gupta V K, Waymire E, Wang C T. A representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology. Water Resources Research, 1980, 16(5): 855-862.
- [59] Govindaraju R S. Approximate analytical solutions for overland flows. Water Resources Research, 1990, 26(12): 2903-2912.
- [60] Singh V P. Accuracy of kinematic wave and diffusion wave approximations for space-independent flows. Hydrological Processes, 1994, 8(1): 45-62.
- [61] Orlandini S. On the storm flow response of upland alpine catchments. Hydrological Processes, 1999, 13: 549-562.

- [62] RuiXiaofang. Physical Hydrology. Beijing: China Water Power Press, 2004. [芮孝芳. 水文学原理. 北京: 中国水利水电出版社, 2004.]
- [63] Zhang S, Cordery L, Sharma A. Application of an improved linear storage routing model for the estimation of large floods. *Journal of Hydrology*, 2002, 258: 58-68.
- [64] McCarthy G T. The unit hydrograph and flood routing. Conference of the North Atlantic Division of US Corps of Engineers, 1938.
- [65] Bajracharya K. Accuracy criteria for linearised diffusion wave flood routing. *Journal of Hydrology*, 1997, 195: 200-217.
- [66] Cunge J A. On the subject of a flood propagation computation method (Muskingum Method). *Journal of Hydraulic Research*, 1969, 7(2): 205-230.

## A review of underlying surface parametrization methods in hydrologic models

ZHAO Lingling<sup>1,2</sup>, LIU Changming<sup>2,3</sup>, WU Xiaoxiao<sup>4</sup>, LIU Lihong<sup>4</sup>,  
WANG Zhonggen<sup>2</sup>, Leszek SOBKOWIAK<sup>5</sup>

(1. Guangdong Open Laboratory of Geospatial Information Technology and Application, Guangzhou Institute of Geography, Guangdong Academy of Sciences, Guangzhou 510070, China; 2. Key Laboratory of Water Cycle and Related Land Surface Processes, Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, CAS, Beijing 100101, China; 3. College of Water Sciences, Beijing Normal University, Beijing 100875, China; 4. Department of Earth and Environment, Anhui University of Science & Technology, Huainan 232001, Anhui, China; 5. Institute of Physical Geography and Environmental Planning, Adam Mickiewicz University, Poznan 61-608, Poland)

**Abstract:** In this paper, firstly, in accordance with the principles of the hydrologic cycle simulation, methods commonly used in the runoff yield simulation were analyzed. On this basis, the rainfall-runoff coefficient of correlation, the storage-full runoff and the runoff yield under excess infiltration applied in the runoff simulations, as well as the methods of isochronic hydrograph, unit hydrograph, the Saint-Venant equations, the Muskingum method applied in the flow concentration simulations, and also parametrization methods of topography, land cover, land use and soil type applied in major simulation methods were analyzed and discussed. In addition, the degree of description of the simulation process mechanism by these parametrization methods of watershed topography, land cover, land use and soil types was discussed and the parametrization methods were divided into different categories, namely: the not clearly expressed category, the rating parameters category, the deterministic parameters category and the expressed by physical processes category. Furthermore, the influence of the applied in different parametrization methods topography, land cover, land use and soil types on the hydrologic cycle simulation results was clarified. Finally, returning to the hydrologic models nature, major drawbacks of the simplified description of complex rational and physical mechanisms existing in the underlying surface parametrization methods in hydrologic models were outlined, and also two directions in the future development of those methods in the hydrologic cycle simulations were discussed.

**Keywords:** hydrologic cycle simulation; watershed topography; land use; land cover; soil type; watershed characteristics; parametrization