

黄土区空闲坡耕地地表径流产沙近似解析模型

邵凡凡, 吴军虎

(西安理工大学省部共建西北旱区生态水利国家重点实验室, 西安 710048)

摘要: 准确地预测农田地表径流是实现农业面源污染控制的基础, 根据降雨和地表径流的运动特征, 耦合 Green-Ampt 模型累积入渗量显函数、运动波模型和稳态的产沙模型, 建立了降雨条件下的坡面产流产沙近似解析模型。该模型通过线性表示入渗率和水深之间的关系近似求解了运动波方程, 通过设置 30~90 mm/h 的 5 种不同雨强的模拟降雨试验, 推求模型参数并验证模型精度, 并对模型参数进行敏感性分析。结果表明: (1) 径流和泥沙的模型计算值与实测值吻合较好, 且模型更适合于模拟 60 mm/h 雨强下的产流产沙过程, 曼宁糙率系数均分布在 0.000 26~0.000 29 min/cm^{1/3}, 入渗率参数 c 与雨强的关系可以用指数函数 $c = 9 \times 10^{-4} p^{-0.644}$ 对其进行描述, 产沙模型中的参数 a 和 b 分别分布于 0.13~0.15 和 0.10~0.12, 由于泥沙运动的偶然性因素, 产沙过程的模型模拟精度低于径流过程。 (2) 当 c 取值为 0~0.05 时, Dif 值变化较小, 即地表径流对入渗率参数 c 敏感性较弱; 径流产沙过程中, Dif 值随参数 a 和 b 的变化均有不同程度的波动。总体来看, 径流产沙率对径流冲刷系数 a 比雨滴侵蚀系数 b 更为敏感。

关键词: 坡面降雨; 产流产沙; 运动波模型; 土壤侵蚀

中图分类号: S157.1 **文献标识码:** A **文章编号:** 1009-2242(2020)03-0120-09

DOI: 10.13870/j.cnki.stbcbx.2020.03.019

Approximate Semi-analytical Model for Surface Runoff and Sediment Yield of Idle Sloping Farmland in Loess Area

SHAO Fanfan, WU Junhu

(State Key Laboratory of Eco-hydraulics in Northwest Arid Region, Xi'an University of Technology, Xi'an 710048)

Abstract: Accurately predicting farmland surface runoff is the basis of controlling agricultural non-point source pollution. According to the motion characteristics of rainfall and surface runoff, coupled with the Green-Ampt model, the apparent function of cumulative infiltration, the Kinematic wave model and the steady-state sediment yield model, an approximate semi-analytical model for slope runoff and sediment yield under rainfall conditions was established. The model approximated the Kinematic wave equation through linear expression of the relationship between the infiltration rate and the water depth. By setting the simulated rainfall test under five different rain intensities between 30~90 mm/h, the model parameters were derived and the model accuracy was verified, and the sensitivity of the model parameters were analyzed. The results showed that: (1) The calculated value of runoff and sediment model was in good agreement with the measured value, and the model was more suitable for simulating the runoff and sediment yield process under 60 mm/h rainfall intensity, and the Manning's roughness coefficient distributed between 0.000 26~0.000 29 min/cm^{1/3}, and the relationship between the infiltration rate parameter c and the rain intensities could be described by an exponential function $c = 9 \times 10^{-4} p^{-0.644}$. The parameters a and b in the sediment yield model distributed between 0.13~0.15 and 0.10~0.12, respectively. Due to the accidental factors of sediment yield, the model simulation accuracy of the sediment yield process was lower than that of the runoff process. When the value of c was 0~0.05, the value of Dif changed little, it indicated that the soil surface runoff was not sensitive to c . In the process of runoff sediment yield, the value of Dif varied with the change of parameters

收稿日期: 2019-11-14
资助项目: 国家自然科学基金重点项目(51239009); 西北旱区生态水利工程国家重点实验室科研项目(2016ZZKT-9); 陕西省教育厅重点实验室科研计划项目(17JS096)
第一作者: 邵凡凡(1995—), 男, 甘肃天水人, 硕士研究生, 主要从事农业水土资源与生态环境研究。E-mail: shaoffan@126.com
通信作者: 吴军虎(1974—), 男, 陕西铜川人, 教授, 硕士生导师, 主要从事农业生态环境和水文水资源研究。E-mail: wujunhu@126.com

a and b . Overall, runoff sediment yield was more sensitive to the runoff erosion coefficient parameter a than the parameter raindrop erosion coefficient b .

Keywords: slope rainfall; runoff and sediment yield; Kinematic wave model; soil erosion

黄土高原地区因其特有的地理环境以及土壤质地特性,成为全球土壤侵蚀和水土流失最为严重的地区之一^[1]。降雨引起的水土和养分流失加剧了土地退化和面源污染,因此需要更好地认识和量化分析径流的产生和土壤侵蚀过程。准确地预测降雨径流过程对进一步预测土壤侵蚀至关重要^[2]。针对这一现状,国内外专家学者们开展了大量的野外试验和模型模拟研究,一些与径流过程和泥沙输移过程相关的数学模型已经被用来预测降雨条件下的水土流失过程。通常使用 Saint-Venant 方程(即连续性方程和动量方程)来描述地表径流过程^[3]。但由于 Saint-Venant 方程是高度非线性的,因此很难获得解析解,这意味着只能使用数值方法对其进行求解。但当忽略 Saint-Venant 方程的加速度项时,可以使用扩散波方程来对其进行简化^[4]。若同时忽略 Saint-Venant 方程的加速度和压力项时, Saint-Venant 方程可表示为运动波方程。Luce 等^[5]通过使用 Philip 入渗方程修改了运动波方程来预测超渗产流的降雨过程,并将该模型应用于野外试验; Tsai 等^[6]使用特征值法与三次样条插值法相结合的方法来计算一维和二维运动波模型。

现有的土壤侵蚀模型一般可分为经验统计模型和物理模型。经验统计模型主要有 USLE 模型和 RUSLE 模型^[7-8]等,因其考虑的影响因子全面且计算简单而被广泛采用,但经验统计模型并不能描述土壤侵蚀产沙的物理过程;现有物理模型主要是以泥沙运输机制为基础,结合水力学、土壤水动力学等来描述侵蚀产沙过程,有 WEPP 模型、EROSEM 模型、汤立群模型和陈国祥模型等。WEPP 模型^[9]是一种基于侵蚀过程的模型,可以模拟气候、水文等变化与产沙之间的关系;李文杰等^[10]将坡面水文模块和侵蚀产沙模块嵌套,构建了涵盖植被截留、入渗和径流等多因素的一维坡面侵蚀产沙模型;戚隆溪等^[11]用特征线法和有限差分法求解了径流量和土壤侵蚀量; Haster 等^[12]通过实测资料和土壤侵蚀模型确定了侵蚀模型参数 $a_1=0.155$ 和 $b_1=0.110$;陶汪海等^[13]采用 Preissmann 四点差分格式求解了运动波模型和产沙模型,从而得到坡面降雨条件下的产流过程,并进一步模拟了各种初始条件下的产流产沙过程;邹宏荣等^[14]耦合新安江模型与土壤侵蚀概念模型,构建基于网格的淮河上游泥沙负荷模拟模型; Tao 等^[15]建立基于运动波方程和稳态产沙方程的半解析模型,求

解了坡面产流产沙过程,并通过参数分析确定了侵蚀模型参数的取值。

本文通过耦合降雨条件下的 Green-Ampt 模型累积入渗量显函数、运动波方程和稳态的输沙方程,建立了基于入渗、产流和产沙等多水动力过程的坡面降雨产沙近似解析模型,通过设置不同雨强的模拟降雨试验对模型进行检验,并对模型参数进行敏感性分析,以期对黄土区坡面产沙过程预测和模拟提供一种可靠且便捷的方法。

1 理论与模型

1.1 降雨条件下的 Green-Ampt 模型

通常情况下用 Green-Ampt 模型来描述降雨条件下的土壤入渗过程^[15],其表达式为:

$$i=k_s\left(1+\frac{S_f(\theta_s-\theta_0)}{I}\right) \tag{1}$$

$$I=k_s t+S_f(\theta_s-\theta_0)\ln\left[1+\frac{I}{S_f(\theta_s-\theta_0)}\right] \tag{2}$$

式中: i 为入渗率(cm/min); k_s 为饱和导水率(cm/min); S_f 为湿润峰处基质吸力(cm); I 为累积入渗量(cm); θ_s 为土壤饱和含水量(cm^3/cm^3); θ_0 为土壤初始含水量(cm^3/cm^3); t 为入渗时间(min)。

由于公式(2)是关于入渗时间 t 的显式方程,而对于累积入渗量 I 则是隐函数方程,其求解需要借助数值分析方法求其近似数值解^[16],为了简化其计算过程,本文使用刘继龙等^[17]借助 Philip 入渗模型和 Green-Ampt 入渗模型^[18]推导 Green-Ampt 模型的累积入渗量显函数的方法来求解累积入渗量 I ,表达式为:

$$I=(\theta_s-\theta_0)(H+S_f)\left(e^{\frac{\sqrt{S_f k_s t/[b(\theta_s-\theta_0)]}}{H+S_f}}-1\right) \tag{3}$$

式中: b 是常数,主要受土壤水扩散率函数的形状控制,取 0.55 ^[19]。

当地表积水很浅或者入渗历时较长时,积水深度 H 可以略去,公式(3)可以简化为:

$$I=(\theta_s-\theta_0)S_f\left(e^{\sqrt{\frac{k_s t}{bS_f(\theta_s-\theta_0)}}}-1\right) \tag{4}$$

Mein 等^[20]在 1973 年提出了基于传统 Green-Ampt 模型的稳定降雨入渗过程的模拟方法;降雨初期,降雨强度小于土壤的入渗能力,土壤入渗率等于降雨强度,随着降雨过程的推移,地面开始产生地表径流,其过程可以表示为:

$$\begin{cases} i=p & t\leq t_p \\ i=k_s\left[1+\frac{S_f(\theta_s-\theta_0)}{I}\right] & t>t_p \end{cases} \tag{5}$$

式中: p 为降雨强度 (cm/min); t_p 为降雨开始到开始产流所经历的时间 (min);

降雨过程中地表产流之前, 土壤入渗率等于雨强, 即:

$$p = i = k_s \left[1 + \frac{S_f(\theta_s - \theta_0)}{I_p} \right] \quad (6)$$

当 $t = t_p$ 时的累积入渗量为:

$$I_p = \frac{S_f(\theta_s - \theta_0)}{\frac{p}{k_s} - 1} \quad (7)$$

式中: I_p 为开始产流时的累积入渗量 (cm)。

对公式(5)中 $t \leq t_p$ 时的土壤入渗率 i 进行积分, 得:

$$I_p = \int_0^{t_p} p dt = p t_p \quad (8)$$

由公式(7)和公式(8)可以推出开始积水的时间为:

$$t_p = \frac{I_p}{p} = \frac{k_s S_f(\theta_s - \theta_0)}{p - k_s} \quad (9)$$

积水条件下累积入渗量达到 I_p 所用时间 t_1 可由公式(2)转换而来, 计算公式为:

$$k_s t_1 = I_p - S_f(\theta_s - \theta_0) \ln \left[1 + \frac{I_p}{S_f(\theta_s - \theta_0)} \right] \quad (10)$$

式中: t_1 为假设 $t = 0$ 时刻开始积水, 累积入渗量 $I = I_p$ 所用的时间 (min)。

$$t_1 = \frac{I_p - S_f(\theta_s - \theta_0) \ln \left[1 + \frac{I_p}{S_f(\theta_s - \theta_0)} \right]}{k_s} \quad (11)$$

因此, 实际降雨入渗过程和假设积水入渗过程的时间差用 t_0 表示为:

$$t_0 = t_p - t_1 \quad (12)$$

当雨强较大时, 降雨至开始产流所经历的时间 t_p 较小, 假设降雨条件下产流开始后的入渗过程线即为将积水入渗条件下的入渗过程线向右平移 t_0 个单位, 公式(4)可以改写为:

$$I = (\theta_s - \theta_0)(H + S_f)(e^{\sqrt{\frac{k_s(t-t_0)}{h S_f(\theta_s - \theta_0)}}} - 1) \quad t > t_p \quad (13)$$

1.2 运动波模型

通常采用运动波模型来描述次降雨条件下的坡面水流流动过程^[21-24], 其形式为:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = p - i \quad (14)$$

式中: h 为径流深 (cm); q 为单宽流量 (cm²/min);

由于坡面水深与入渗率之间存在关联关系^[25], 径流的水量是降雨超渗所产生的, Yang 等^[26]假设坡面水深变化率与入渗率之间呈线性关系, 即:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = c(p - i) \quad (15)$$

式中: c 为入渗率参数^[27]。

因此, 公式(14)变为:

$$\frac{\partial q}{\partial x} = (1 - c)(p - i) \quad (16)$$

对公式(16)积分可以得到

$$q(x, t) = (1 - c)(p - i)x \quad (17)$$

将公式(5)中 $t > t_p$ 部分带入公式(17)中, 单宽流量可以表示为:

$$q(x, t) = (1 - c) \left(p - k_s \left[1 + \frac{S_f(\theta_s - \theta_0)}{I} \right] \right) x \quad (18)$$

而且在水力学中, 单宽流量表示为:

$$q(x, t) = \frac{1}{n} S_0^{\frac{1}{3}} h^{\frac{5}{3}} \quad (19)$$

式中: n 为曼宁糙率系数 (s/cm^{1/3}); S_0 为水力梯度。

由公式(18)和公式(19)可以推导出任何时间和位置的径流深为:

$$h(x, t) = \left(\frac{1}{n} S_0^{\frac{1}{3}} \right)^{-\frac{3}{5}} \left\{ (1 - c) \left(p - k_s \left[1 + \frac{S_f(\theta_s - \theta_0)}{I} \right] \right) x \right\}^{\frac{3}{5}} \quad (20)$$

根据质量守恒原理, 单位宽度小区在开始产流后任意时段内水量平衡关系为:

$$p(t - t_p)l = Q_l + I_l + H_l \quad (21)$$

式中: Q_l 为累积径流量 (cm³/cm); I_l 为累积入渗量 (cm³/cm); H_l 为坡面累积积水量 (cm³/cm); l 为坡长。其中 Q_l 、 I_l 、 H_l 可以分别表示为:

$$Q_l = \int_{t_p}^t q(x, t) dt =$$

$$(1 - c)l \int_{t_p}^t \left(p - k_s \left[1 + \frac{S_f(\theta_s - \theta_0)}{I_{rf}} \right] \right) dt \quad (22)$$

$$I_l = l \int_{t_p}^t i dt = (I_{rf} - I_p)l \quad (23)$$

$$H_l = \int_0^t h(l, t) dx = \int_0^t \left(\frac{1}{n} S_0^{\frac{1}{3}} \right)^{-\frac{3}{5}} \left\{ (1 - c) \left(p - k_s \left[1 + \frac{S_f(\theta_s - \theta_0)}{I_{rf}} \right] \right) \right\}^{\frac{3}{5}} l dt =$$

$$\frac{5}{8} \left(\frac{1}{n} S_0^{\frac{1}{3}} \right)^{-\frac{3}{5}} \left\{ (1 - c) \left(p - k_s \left[1 + \frac{S_f(\theta_s - \theta_0)}{I_{rf}} \right] \right) \right\}^{\frac{3}{5}} l^{\frac{8}{5}} \quad (24)$$

结合前述推求的入渗率参数 c 、实测径流数据、公式(20~24), 即可得到坡面糙率 n 和坡面水深 $h(x, t)$ 。

1.3 产沙模型

降雨条件下, 坡面水流剥蚀表面土壤颗粒, 其过程满足泥沙质量守恒, 用连续性方程^[15]描述为:

$$\frac{\partial (h(x, t)s(x, t))}{\partial t} + \frac{\partial (q(x, t)s(x, t))}{\partial x} = D_i + D_r \quad (25)$$

其中

$$D_i = \frac{b}{\rho} p^2 \quad (26)$$

$$D_r = \frac{a}{\rho} \gamma S_0 h(x, t) \quad (27)$$

式中: s 为水流体积含沙率 (g/cm³); D_i 为雨滴动能侵蚀率 (g/(min · cm²)); D_r 为径流侵蚀率 (g/(min · cm²));

ρ 为土壤密度(g/cm^3); a 为径流侵蚀系数($\text{g}/(\text{min} \cdot \text{cm}^3)$); b 为雨滴侵蚀系数($(\text{g}^2 \cdot \text{min})/\text{cm}^7$)。

公式(25)为非稳态产沙过程,为了方便计算,一般情况下假定产沙过程是恒定的^[28],故忽略时间项,将其表示为:

$$\frac{\text{d}(q(x,t)s(x,t))}{\text{d}x}=D_i+D_r$$

(28)

对公式(25)积分可得出出口处的水流体积含沙率表达式为:

$$s(x,t)=\frac{l}{q}\left(D_i+\frac{5}{8}D_r\right)$$

(29)

式中: l 为坡长(cm)。

出口口处的坡面产沙率可以进一步表示为:

$$S(x,t)=s(x,t)ql=\left(D_i+\frac{5}{8}D_r\right)l^2$$

(30)

表 1 试验区土壤物理化学特性

土壤 类型	土壤质地/%			土壤 容重 $\gamma/$ ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)	土壤 有机质/ ($\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)	初始 含水率 $\theta_0/\%$	饱和 含水率/ $\theta_s/\%$	基质 吸力 S_f/cm	饱和导水率 $K_s/$ ($\text{cm} \cdot \text{min}^{-1}$)
	黏粒	粉粒	砂粒						
	($<0.002\text{ mm}$)	($0.002\sim0.02\text{ mm}$)	($0.02\sim2\text{ mm}$)						
粉砂质壤土	8.56 ± 0.05	81.31 ± 0.62	10.13 ± 0.41	1.35 ± 0.07	9.2 ± 0.19	15 ± 0.36	45 ± 0.12	21 ± 1.38	0.007 ± 0.0002

注:表中数据为平均值±标准差。

2.2 试验方法

试验用地为 3 年撂荒地,为了便于控制和减小环境影响因素,本次模拟降雨试验的小区设置尺寸为 $1.0\text{ m}\times1.0\text{ m}$,坡度为 15° ;使用西安理工大学自主研发的针孔式人工模拟降雨装置(图 1)进行降雨试验,针孔式降雨装置主要由主体支架(可调节高度),含有针孔的水槽(可根据雨强更换不同孔径的针孔),供水装置 3 部分组成,有效降雨面积为 1.0 m^2 ,每次降雨试验开始前需反复率定雨强,通过控制水槽内水位高度来控制雨强大小。经过测试:该套人工降雨器的平均雨滴直径为 2 mm ,降雨均匀度在 80% 以上,雨滴终速符合天然降雨特征。

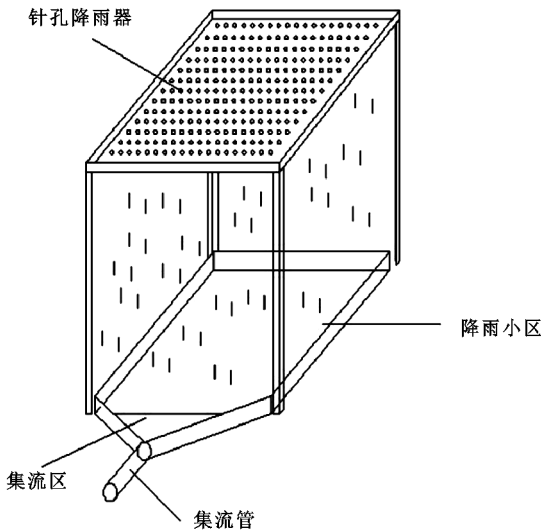


图 1 针孔式降雨器示意

2 材料与方法

2.1 试验区概况

试验于 2019 年 5 月在中国科学院水利部水土保持研究所长武黄土高原农业生态试验站担水沟流域野外模拟降雨小区($35^\circ12'\text{N}$, $107^\circ10'\text{E}$)进行,试验区海拔为 $1\,200\text{ m}$,气候属暖温带半湿润大陆性季风气候,年平均气温为 $9.1\text{ }^\circ\text{C}$,年平均降水量 580 mm ,典型土壤为粉砂质壤土,具体土壤物理特性见表 1。母质为深厚的中壤质马兰黄土,流域塬面面积占 35% ,梁坡占 35.6% ,沟谷占 29.4% ,各约占 $1/3$;地貌属典型的高原沟壑区。无霜期 171 d ,地下水位 $50\sim80\text{ m}$,无灌溉条件,属典型的旱作雨养农业区。该区人口密度大,人均耕地少,水土流失严重,降水分布不均,干旱频繁,作物产量不高^[29]。

为了消除土壤前期含水率对试验结果的影响,在每次开始降雨 24 h 前以 25 mm/h 的雨强在试验小区进行预降雨,直至开始产流时停止降雨。当晴天蒸发作用较强时,在小区表面覆盖遮阳网,以防止表层土壤过分失水;若发生自然降雨事件,则使用防雨布对小区进行覆盖处理;为保证每次试验均保持相同的初始条件,开始正式降雨试验前测定小区内土壤表层 $0\sim20\text{ cm}$ 剖面的初始含水率,使用 EC-5 传感器测得体积含水率为 $15\%\pm0.5\%$ 时开始试验。试验开始前在小区内覆盖防雨布,防止雨水进入小区内,反复率定雨强,通过调节水池中水位高度来调节雨强大小,直至其稳定为设计雨强时开始试验。根据试验区侵蚀性降雨实测资料及降雨分级标准^[12],设计 5 种试验雨强分别为 $30,45,60,75,90\text{ mm/h}$,设计总降雨时间为 60 min ,开始产流后按照前 10 min 每 1 min 1 次和 10 min 以后每 2 min 1 次的频率用量筒承接出口处径流,并采用过滤风干称重的方式测定径流泥沙含量。

2.3 模型评价指标

用相关系数 R^2 ,均方根误差 RMSE 和纳什效率系数 NSE 对模型进行评价,其表达式具体为:

$$R^2=\left(\frac{\sum_{i=1}^n(y_i-\bar{y})(x_i-\bar{x})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n(y_i-\bar{y})^2\sum_{i=1}^n(x_i-\bar{x})^2}}\right)^2$$

(31)

$$RMSE=\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_i-x_i)^2}{n}}$$

(32)

$$NSE=1-\frac{\sum_{i=1}^n (y_i-x_i)^2}{\sum_{i=1}^n (y_i-\bar{y})^2}$$

(33)

式中： y_i 为第 i 个试验测量值； $\bar{y}$ 为 n 组试验测量值的平均值； x_i 为第 i 个模型模拟值； n 为试验数据的个数。

2.4 数据处理

所有试验实测数据均为 2 次重复试验的平均值,使用 Matlab 2015b 进行参数求解和模型模拟;使用 SPSS 24.0 软件进行数据分析,使用 Origin 2017 和 Microsoft Excel 2016 软件进行图表绘制和函数拟合。

用 Dif (计算值与实测值差值平方的均值) 来判断预测的准确性^[30],表达式为:

$$Dif=\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^M (p_i-o_i)^2}{M}}$$

(34)

式中： p_i 为第 i 个实测值； o_i 为第 i 个计算值； M 为试验观测数据的个数。

采用相关系数 R^2 , 均方根误差 RMSE 对 2 次重复试验数据进行分析,由表 2 可知,2 次重复数据的差异较小,进一步求 2 次平均值进行模型模拟分析。

表 2 实测 2 次单宽流量、产沙率的 R^2 和 RMSE

雨强/ (mm·h ⁻¹)	单宽流量		产沙率	
	相关系数	均方根误差	相关系数	均方根误差
	R^2	RMSE	R^2	RMSE
30	0.9931	0.027	0.9635	0.131
45	0.9913	0.056	0.9912	0.257
60	0.9941	0.028	0.9849	0.621
75	0.9895	0.049	0.9857	0.511
90	0.9915	0.069	0.9894	0.419

3 模型验证及参数敏感性分析

3.1 径流过程模拟

通过不同雨强下的径流实测数据分别推求入渗率参数 c 和曼宁糙率系数 n ,采用相关系数 (R^2) 和均方根误差 (RMSE) 对模拟结果进行评价。从表 3 可以看出,曼宁糙率系数 n 随雨强的变化均分布在 0.000 26~0.000 29,而入渗率参数 c 随着雨强的增大呈减小趋势,且分布在 0.003 1~0.006 0; R^2 均在 0.89 以上,均方根误差 RMSE 很好地刻画了实测值与计算值之间的偏差,随着雨强的增大,RMSE 也随之增大,取值分布在 0.406~1.052,NSE 均大于 0.397;而当雨强为 60 mm/h 以上时,NSE 则进一步增大到 0.783 以上,说明随雨强增大模型计算值和实测值的匹配性也随之变得更好;进一步揭示入渗率参数 c

随雨强的变化关系,采用指数函数对其进行拟合,从图 2 可以看出,指数函数可以很好地拟合参数 c 与雨强之间的关系,相关系数 R^2 为 0.976 5,表达式为:

$$c=9\times 10^{-4}p^{-0.644}\quad R^2=0.976\ 5$$

(35)

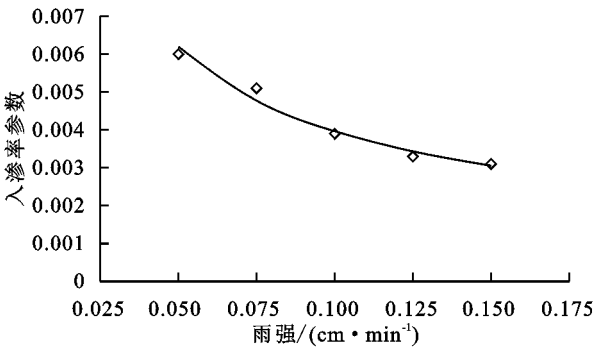


图 2 入渗率参数 c 随雨强的变化过程

将 30~90 mm/h 的 5 个雨强梯度下的单宽流量实测值与模型计算值分别绘于图 3。可以看出本文建立的模型可以较好地模拟设定雨强范围内的坡面产流过程,且随着雨强的增大,模拟趋势也随之愈加准确。整体来看,模型模拟的开始产流时间均较实际有所滞后,这可能是模型中 Green-Ampt 公式假设入渗过程中湿润锋后部的土壤是完全饱和状态,使得模型计算结果产生一定的滞后作用;同时在产流前期径流增大阶段模型计算值上升趋势较实际值缓慢。进一步分析可以看出,30,45 mm/h 下,产流后期的模拟值均大于实测值;而在 60,75,90 mm/h 下,稳定产流阶段的实测值与计算值匹配度较好,这可能是雨强较小时,雨滴在未产流时段对地表的溅蚀增大了地面粗糙度,且在产流时段内坡面水深较浅,径流流过程中极易形成洼地微地形截流,使得径流动力学特征的作用不显著,从而使得模拟结果与实测结果误差较大,这也说明本文建立的模型更适合于模拟 > 60 mm/h 下的产流过程。

表 3 不同雨强下的拟合入渗率参数 c 、 R^2 、RMSE 和 NSE

雨强/ (mm·h ⁻¹)	入渗率 参数 c	曼宁糙率系数 n / (min·cm ^{-1/3})	相关系数 R^2	均方根 误差 RMSE	纳什效率 系数 NSE
30	0.0060	0.00027	0.89	0.406	0.397
45	0.0051	0.00026	0.94	0.578	0.707
60	0.0039	0.00028	0.92	0.631	0.852
75	0.0033	0.00029	0.90	1.052	0.783
90	0.0031	0.00029	0.92	1.031	0.875

对不同雨强下的径流实测过程进一步分析可以看出,随着雨强的增大,开始产流时间均开始前移,5 种雨强下的实际开始产流时间分别为 21.5,8.5,4.8,3.6,2.5 min,90 mm/h 较 30 mm/h 提前 19 min;且径流量在产流开始后的一段时间内呈上升趋势,雨强越大,上升速率越快,而后均保持为波动缓慢增加趋势,这也与模型模拟过程相一致;进一步分析可以看

出,90 mm/h 下产流稳定阶段的单宽径流量较其他雨强下分别依次增大 6.3,2.7,1.6,1.2 倍,说明随着雨强的变大,其对径流的贡献作用也随之增强。

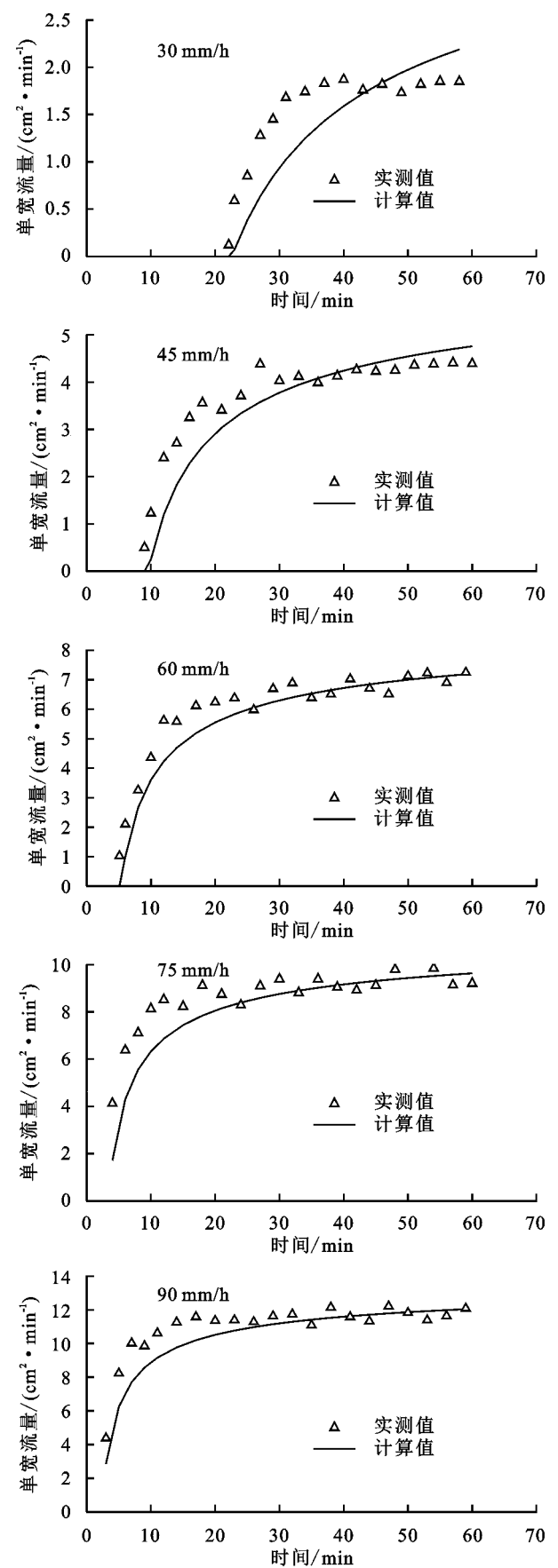


图 3 不同雨强下的单宽径流实测值与计算值

3.2 泥沙输移过程模拟

在上述径流过程模拟的基础上,结合实测资料对不同雨强下径流产沙过程进行模拟,从表 4 可以看出,参数 a 和 b 随雨强的增大整体上均呈增大趋势,相关系数 R^2 均大于 0.76,且分别分布于 0.13~0.15 和 0.10~0.12, RMSE 和 NSE 的取值变化均与上述径流过程较为一致,其取值分别分布于 2.07~3.37 和 0.635~0.819,说明本文建立的产沙模型能够很好地模拟不同雨强下的产沙过程;进一步分析可以看出随着雨强的增大,雨滴动能的溅蚀打击和径流冲刷剥蚀的作用均逐渐增强,这与 Yang 等^[27]的研究结论较为一致,也说明雨强是影响水土流失的主要因素之一,大雨强赋予雨滴更强的动能以及超渗而形成的大径流,使得表层土壤结构更易崩解随径流迁移,从而加剧表层土壤流失。

表 4 不同雨强下的拟合参数 a 、 b 、 R^2 、RMSE 和 NSE					
雨强/ (mm·h ⁻¹)	a	b	相关 系数 R^2	均方根 误差 RMSE	纳什效率 系数 NSE
30	0.13	0.10	0.84	2.07	0.635
45	0.13	0.11	0.76	2.65	0.809
60	0.14	0.11	0.88	2.63	0.819
75	0.15	0.10	0.90	3.37	0.733
90	0.15	0.12	0.90	3.26	0.804

为了进一步直观描述本文建立的模型与实测值之间的拟合关系,将其分别绘于图 4。可以看出模型计算值在一定地程度上均可以很好地描述产流过程中径流携沙量随时间推移的变化趋势,与前述径流模拟过程相同的是 30,45 mm/h 2 种雨强下实测泥沙数据均与模拟曲线的匹配性较差,这可能的原因是雨强较小时,雨强和径流对泥沙的动力学搬运过程产生较大滞后作用,并且泥沙运输过程本身便存在概率因素,单一的考虑动力学作用也可能是造成模拟结果较差的原因,同时加之径流过程模拟的误差传递也会影响模拟计算结果。而随着雨强的增大,在 60,75,90 mm/h 下,模型计算结果与实测结果的拟合度则好于其他雨强。

进一步对实测产沙过程进行分析比较,可以看出随着降雨强度的增大,径流产沙起始时刻开始逐渐提前;产沙率在径流产沙初始时刻均较小,而后迅速增大至某一水平后放慢增大速度,且稳定产沙时期的产沙率随雨强的增大而呈增大趋势;雨强为 90 mm/h 的情况下的产沙率较其他雨强依次分别增大 3.45,2.2,1.56,1.25 倍,说明雨强的增大可以显著增加径流携沙量,进而加剧了坡耕地农田表层土壤的流失。

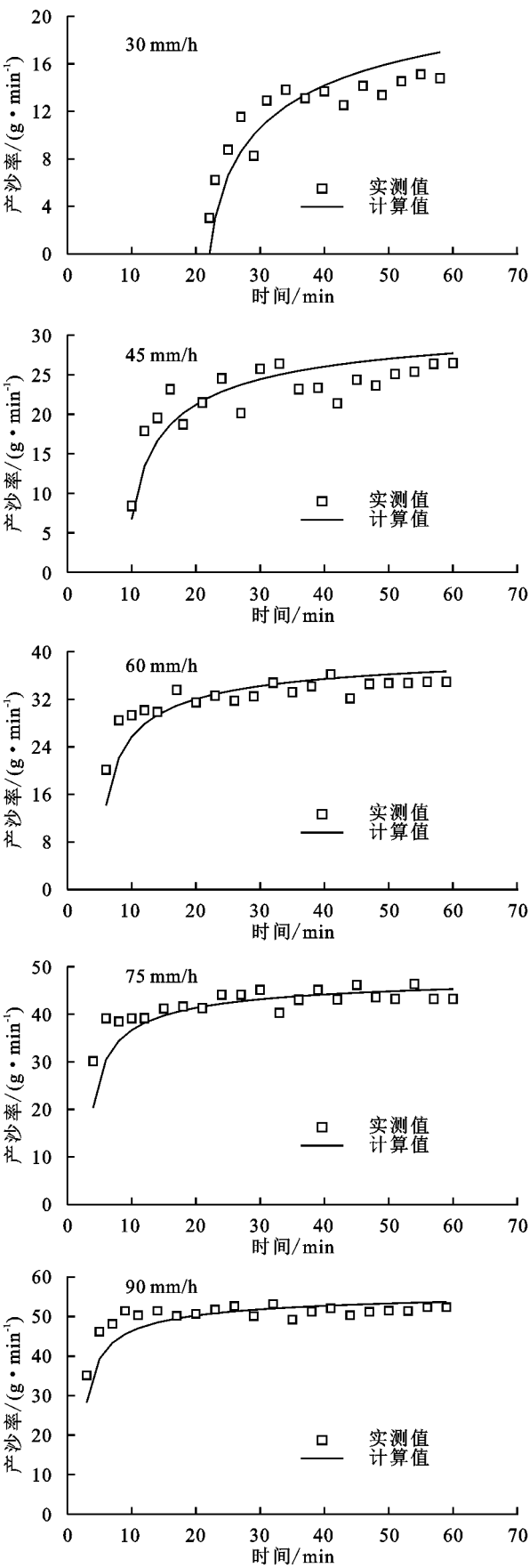


图 4 不同雨强下的产沙率实测值与计算值

3.3 参数敏感性分析

为了进一步从量化角度来分析径流和泥沙数据对模型中参数的敏感性,在 60,90 mm/h 下,改变不

同参数以及将对应变化参数情况下模拟计算值和实测值的均方根误差值随时间的变化过程绘于图 5 和图 6,用 Dif (计算值与实测值差值平方的均值)来判断模型预测的准确性,其计算方法见公式 34。

由图 5 可知,在参数 c 从 0 变化到 0.45 时,2 种雨强下的 Dif 值分别从 0.63,1.03 cm^2/min 增大到 3.17,5.79 cm^2/min ,说明雨强越大,参数 c 的大幅变化对 Dif 的影响越大;进一步分析可以看出,当参数 $c < 0.05$ 时, Dif 值的变化是非常微小的,这也说明地表径流对参数 c 的敏感程度很小,换言之,当雨强 $< 90 \text{ mm/h}$ 时,参数 c 取小于 0.05 的值对模型模拟结果影响较小。

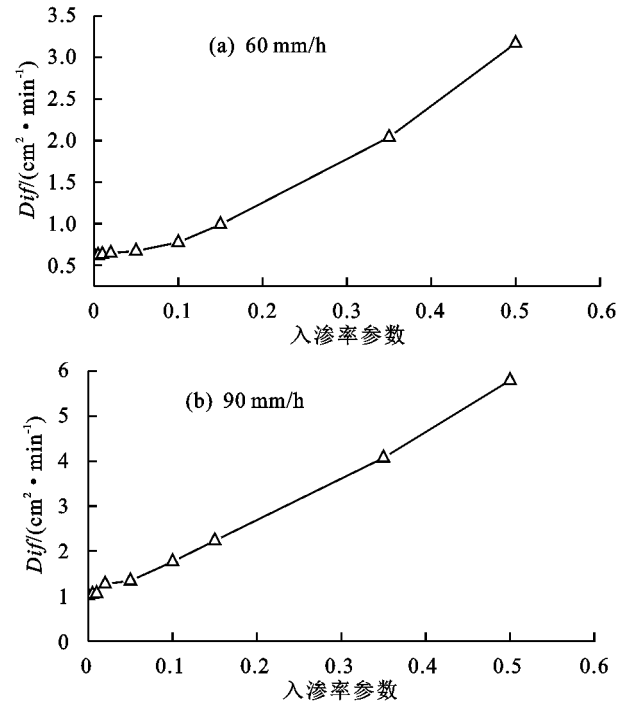


图 5 不同雨强下随参数 c 变化的径流观测值与预测值的均方根误差值

图 6 为 2 种雨强下变量 a 和 b 的值对 Dif 的影响;图 6(a)和图 6(b)表明在变量 b 为相应的定值时(表 3), a 值的变化对 2 种雨强下 Dif 的影响。当 a 从 0.04 变化到 0.45 时, Dif 值均呈先减小后增大的趋势,且在 0.14 左右的时候取得最小值;图 6(c)和图 6(d)表明在变量 a 为不同雨强下所对应的定值时(表 3), b 值的变化对 2 种雨强下 Dif 的影响。当 b 从 0.01 变化到 0.42 的时候,2 种雨强下 Dif 值的变化在前期均呈减小趋势,且在 $b > 0.11$ 以后开始呈现出差异,60 mm/h 雨强下的上升趋势较为缓慢,而 90 mm/h 雨强下的上升趋势则变得相对明显;进一步对比图 6(a)~图 6(d),不难看出在相同雨强下,参数 a 和 b 变化对 Dif 值的影响均表现为较一致的规律,即 Dif 值对参数 a 的变化较参数 b 更为敏感。

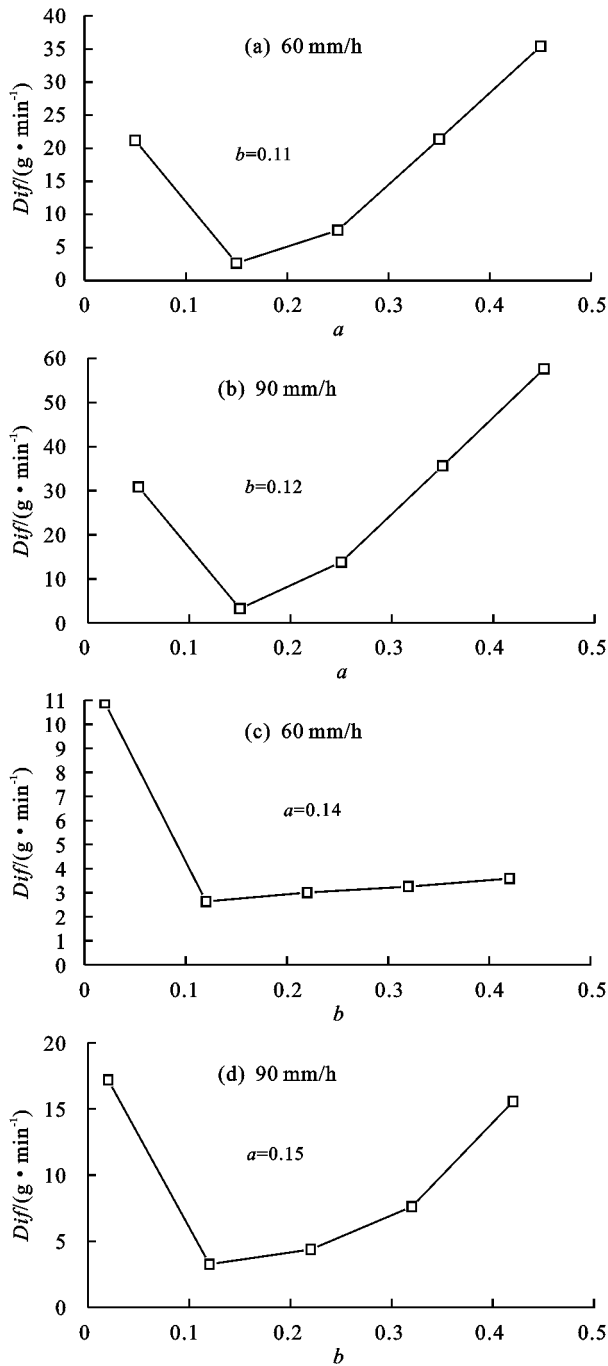


图 6 不同雨强下随参数 a 、 b 变化的泥沙观测值与预测值的均方根误差值

4 结论

(1)本文建立的近似解析模型可以较好地模拟不同雨强下的产流产沙过程,且当雨强 >60 mm/h时,其模拟的结果优于 30,45 mm/h;对实测数据进行分析表明,开始产流时间与雨强呈负相关关系,雨强越大,径流贡献率和产沙率也随之增大;曼宁糙率系数均分布在 $0.000\ 26\sim0.000\ 28\ min/cm^{1/3}$,而入渗率参数 c 随雨强的增大呈减小趋势,可以用指数函数 $c=9\times10^{-4}\ p^{-0.644}$ 对其进行描述,相关系数 R^2 为 0.976 5;产沙模型中的参数 a 和 b 均分别分布于 $0.13\sim0.15$ 和 $0.10\sim0.12$,由于泥沙运动的偶然性因

素,产沙过程的模型模拟精度低于径流过程。

(2)通过对模型参数进行敏感性分析表明,入渗率参数 c 取值为 $0\sim0.05$ 时, $Diff$ 值变化较小,即地表径流对 c 不敏感,当 $c>0.05$ 时, $Diff$ 值开始逐渐增大;径流产沙过程中, $Diff$ 值随参数 a 和 b 的变化均有不同程度的变化。总而言之,径流产沙率对参数 a 比参数 b 更敏感。

参考文献:

- [1] 郑粉莉,徐锡蒙,覃超.沟蚀过程研究进展[J].农业机械学报,2016,47(8):48-59,116.
- [2] David A R, Jorge A R. A physical, mechanistic and fully coupled hillslope hydrology model[J]. International Journal for Numerical Methods in Fluids,2005,49(11): 1193-1212.
- [3] Wang G T, Chen S L, Boll J, et al. Modelling overland flow based on Saint-Venant equations for a discretized hillslope system[J]. Hydrological Processes, 2002, 16 (12):2409-2421.
- [4] Kuerten H, Geurts B. Multigrid acceleration of a block structured compressible flow solver[J]. Journal of Engineering Mathematics,1995,29(1):11-31.
- [5] Charles H L, Terrance W C. Modification of the kinematic wave-philip infiltration overland flow model[J]. Water Resources Research, 1992, 28:1179-1186.
- [6] Tsai T L, Yang J C. Kinematic wave modeling of overland flow using characteristic method with cubic spline interpolation[J]. Advances in Water Resources,2005,28 (7):661-670.
- [7] 曹文洪,张启舜,姜乃森.黄土地区一次暴雨产沙数学模型的研究[J].泥沙研究,1994(1):1-13.
- [8] 贾媛媛,郑粉莉,杨勤科.黄土高原小流域分布式水蚀预报模型[J].水利学报,2005,36(3):328-332.
- [9] 张玉斌,郑粉莉,贾媛媛.WEPP 模型概述[J].水土保持研究,2004,11(4):146-149.
- [10] 李文杰,王洁,张帅帅.一维坡面土壤侵蚀数学模型研究[J].重庆交通大学学报(自然科学版),2015,34(1): 72-77.
- [11] 戚隆溪,黄兴法.坡面降雨径流和土壤侵蚀的数值模拟[J].力学学报,1997,29(3):343-348.
- [12] Haster T W, James W P. Predicting sediment yield in stormwater runoff from urban areas[J]. Journal of Water Resources Planning & Management,1995,120(5): 630-650.
- [13] 陶汪海,吴军虎.坡地产流产沙规律数值模拟研究[J].水土保持学报,2016,30(1):54-57.
- [14] 邹宏荣,王烨,陆国宾,等.淮河上游产沙模拟研究[J].水资源保护,2016,32(4):80-83,99.
- [15] Tao W H, Wang Q J, Lin H. An approximate analytical solution for describing surface runoff and sediment

- transport over hillslope [J]. *Journal of Hydrology*, 2018, 558: 496-508.
- [16] 范文涛, 牛文全, 张振华, 等. 降水头垂直入渗 Green-Ampt 模型显式近似解研究 [J]. *灌溉排水学报*, 2012, 31(1): 50-53.
- [17] 刘继龙, 马孝义, 张振华. 不同条件下 Green-Ampt 模型累积入渗量显函数的适用性 [J]. *应用基础与工程科学学报*, 2010, 18(1): 11-19.
- [18] 王全九, 来剑斌, 李毅. Green-Ampt 模型与 Philip 入渗模型的对比分析 [J]. *农业工程学报*, 2002, 18(2): 13-16.
- [19] 张振华, 潘英华, 蔡焕杰, 等. Green-Ampt 模型入渗率显式近似解研究 [J]. *农业系统科学与综合研究*, 2006, 22(4): 308-311.
- [20] Mein R G, Larson C L. Modeling infiltration during a steady rain [J]. *Water Resources Research*, 1973, 9(2): 384-394.
- [21] Morooka Y, Cheng D, Yoshimi K, et al. Proposal and application of a new theoretical framework of uncertainty estimation in rainfall runoff process based on the theory of stochastic process [J]. *Procedia Engineering*, 2016, 154: 589-594.
- [22] Chua L H C, Wong T S W. Improving event-based rainfall-runoff modeling using a combined artificial neural network-kinematic wave approach [J]. *Journal of Hydrology*, 2010, 390(1/2): 92-107.
- [23] Gottardi G, Venutelli M. An accurate time integration method for simplified overland flow models [J]. *Advances in Water Resources*, 2008, 31(1): 173-180.
- [24] Atallah M, Hazzab A. A Petrov-Galerkin scheme for modeling 1D channel flow with varying width and topography [J]. *Acta Mechanica*, 2013, 224(4): 707-725.
- [25] Yang T, Wang Q J, Liu Y L, et al. A comparison of mathematical models for chemical transfer from soil to surface runoff with the impact of rain [J]. *Catena*, 2016, 137: 191-202.
- [26] Yang T, Wang Q J, Xu D, et al. A method for estimating the interaction depth of surface soil with simulated rain [J]. *Catena*, 2015, 124: 109-118.
- [27] Yang T, Wang Q J, Su L J, et al. An approximately semi-analytical model for describing surface runoff of rainwater over sloped land [J]. *Water Resources Management*, 2016, 30: 3935-3948.
- [28] Govindaraju R S, Kavvas M L. Modeling the erosion process over steep slopes: Approximate analytical solutions [J]. *Journal of Hydrology*, 1991, 127(1/4): 279-305.
- [29] 吴军虎, 邵凡凡, 刘侠. 蚯蚓粪对土壤团聚体组成和入渗过程水分运移的影响 [J]. *水土保持学报*, 2019, 33(3): 81-87.
- [30] Li J Y, Tong J X, Xia C A, et al. Numerical simulation and experimental study on farmland nitrogen loss to surface runoff in a raindrop driven process [J]. *Journal of Hydrology*, 2017, 549: 754-768.
- (上接第 119 页)
- [26] 陈利群, 刘昌明. 黄河源区气候和土地覆被变化对径流的影响 [J]. *中国环境科学*, 2007(4): 559-565.
- [27] Niedda M, Pirastru M, Castellini M, et al. Simulating the hydrological response of a closed catchment-lake system to recent climate and land-use changes in semi-arid Mediterranean environment [J]. *Journal of Hydrology*, 2014, 517: 732-745.
- [28] 郭爱军, 畅建霞, 王义民, 等. 近 50 年泾河流域降雨—径流关系变化及驱动因素定量分析 [J]. *农业工程学报*, 2015, 31(14): 165-171.
- [29] 周俊菊, 雷莉, 石培基, 等. 石羊河流域河川径流对气候与土地利用变化的响应 [J]. *生态学报*, 2015, 35(11): 3788-3796.
- [30] 郑培龙, 李云霞, 寇馨月, 等. 黄土高原藉河流域径流对气候和土地利用变化的响应 [J]. *水土保持通报*, 2016, 36(2): 250-253.
- [31] 郭晓英, 陈兴伟, 陈莹, 等. 气候变化与人类活动对闽江流域径流变化的影响 [J]. *中国水土保持科学*, 2016, 14(2): 88-93.
- [32] 王国庆, 张建云, 李雪梅, 等. 黄土高原泾水河流域径流变化及其对环境要素的响应 [J]. *水土保持研究*, 2014, 21(3): 192-196.