

# 黄土高原北部水蚀风蚀交错区产流条件及径流系数

卢龙彬, 付强, 黄金柏

(东北农业大学 水利与建筑学院, 哈尔滨 150030)

**摘要:**为了揭示黄土高原北部水蚀风蚀交错区的产流机制并推求径流系数,为该地区地表水资源的深入研究提供基础数据,选取具有黄土高原北部水蚀风蚀交错区典型气象与水文特征的六道沟流域为研究区。通过分析实测水文数据,从机制上分别研究了试验流域在表层土壤(5—10 cm)达到饱和及不饱和条件下的产流过程,在长历时低强度降雨条件下,产流的必要条件是表层土壤达到饱和且雨强 $\geq 0.12$  mm/min;在短历时高强度降雨条件下,表层土壤未达到饱和状态时,产流的必要条件是降雨强度 $\geq 0.52$  mm/min;径流系数与平均降雨强度之间存在着显著的正相关关系;以运动波理论的基础方程式结合 GIS 技术开发了适用于试验流域的分布式降雨—径流数值模型,模型的误差 $< 3\%$ ;基于 2005—2009 年(5 a)的降雨—径流数值计算,得到试验流域在这 5 a 的平均径流系数为 0.11,从而推求出多年平均径流系数为 0.10~0.15。

**关键词:**黄土高原;水蚀风蚀交错区;降雨—径流过程;数值计算;产流条件;径流系数

**中图分类号:** P333

**文献标识码:** A

**文章编号:** 1005-3409(2013)04-0017-07

## Runoff Conditions and Runoff Coefficient of the Wind-water Erosion Crisscross Region on the Northern Loess Plateau

LU Long-bin, FU Qiang, HUANG Jin-bai

(College of Water Conservancy and Architecture, Northeast Agricultural University, Harbin 150030, China)

**Abstract:** With an aim to estimate runoff conditions and runoff coefficient, to provide the basis for further studies on surface water resources at the wind-water erosion crisscross region on the northern Loess Plateau, a catchment known as Liudaogou which has representative hydrological and meteorological characteristics of the wind-water erosion crisscross region on the Loess Plateau was chosen as the study site. Runoff conditions were clarified through analysis of the observed rainfall-runoff data. When a long duration with low intensity rainfall occurred, the necessary condition for runoff generation was the topsoil (thickness: 5—10 cm) attained saturation and rain intensity  $\geq 0.12$  mm/min; when a short duration with high intensity rainfall occurred, the necessary condition for runoff generation was rain intensity  $\geq 0.52$  mm/min; runoff ratio was proportion to the average rain intensity; a numerical model for rainfall-runoff has been developed for the study site based on kinematic wave theory combining with GIS and its error in numerical calculation is less than 3%. Average runoff coefficient for five years (2005—2009) was estimated to be 0.11 based on which the annual mean runoff coefficient was approximately estimated as 0.10~0.15.

**Key words:** Loess Plateau; wind-water erosion crisscross; rainfall-runoff process; numerical calculation; runoff conditions; runoff coefficient

降雨径流在整个流域系统中是最为活跃的水文因子,是流域水循环的基本环节,研究降雨径流过程有助于更好地开发利用流域水资源<sup>[1]</sup>。对于季节性水资源缺乏问题相对突出的黄土高原北部水蚀风蚀交错区而言,如何实现对可利用水资源的准确评估已成为一个亟待解决的课题<sup>[2]</sup>。到目前为止,对流域产

流的研究较多,如高军侠等<sup>[3]</sup>利用人工模拟降雨试验,根据水力学理论,统计分析了黄土高原坡面超渗径流特征,指出黄土高原坡面产流以超渗产流为主;周宏飞等<sup>[4]</sup>认为,在下垫面条件一定时,降雨能否产生径流,很大程度上取决于降雨历时和降雨强度;李慧敏等<sup>[5]</sup>指出径流量的大小在很大程度上取决于降

收稿日期:2013-02-26

修回日期:2013-04-07

资助项目:国家自然科学基金项目(51279031;41271046);东北农业大学科学技术启动基金(115-180152)

作者简介:卢龙彬(1989—),男,山东省日照市人,硕士,主要从事流域水文水资源领域的研究工作。E-mail: yjsllb@hotmail.com

通信作者:付强(1973—),男,辽宁锦州人,教授,博士生导师,主要从事农业水土资源优化利用与管理等方面的研究。E-mail: fuqiang@neau.edu.cn

雨因素。总结降雨径流数值模型的有关研究可知,迄今为止的分布式流域降雨—径流过程的数值模型,大多是针对某一选定的流域或规模较小的试验区,普遍存在通用性不强的特点,很难在不同地区中小流域尺度之间推广应用<sup>[6]</sup>。针对黄土高原北部水蚀风蚀交错区,地表水资源的研究相对较少<sup>[7-8]</sup>,鉴于此,本研究选取黄土高原北部六道沟流域为研究区,基于对观测水文数据的综合分析,揭示研究区的产流机制。基于运动波理论结合 GIS 技术构建适用于研究流域的降雨—径流数值模型,通过对降雨—径流过程数值计算结果的分析,推求研究区的径流系数。研究结果可为黄土高原北部中小尺度流域地表径流的准确推求提供实用的计算方法,并期待为该地区地表水资源的深入研究以及流域数字化建设提供基础数据。

## 1 材料与方法

### 1.1 研究区概况

六道沟流域位于陕西神木县以西 14 km 处(北纬 35°20′—40°10′,东经 103°33′—113°53′),地处黄土高原北部的水蚀风蚀交错区。多年平均降水量为 437 mm,降雨季节性分布很不均匀,70%以上的降雨集中在 7—9 月(图 1),且多暴雨,年潜在蒸发量超过 1 000 mm<sup>[9-10]</sup>。流域内地形非常复杂,沟道纵横交错,土地沙化严重。对土层进行实际调查发现:该区域的表层土厚度为 10~20 cm,表层以下是厚度超过 15 m 的坚硬的黄土层,再下层是侏罗纪砂岩<sup>[11-12]</sup>。

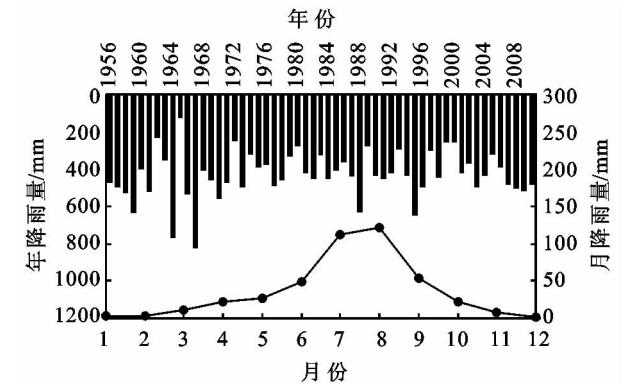


图 1 研究区多年降雨量(1956—2009 年)与降雨量月分布

### 1.2 水文观测

水文观测主要包括降雨、河道内径流、土壤水分等。因为六道沟流域内自然条件相似,为减少外界因素破坏,观测点选在人为因素干扰较少的流域上游。降雨的观测采用翻倒式自动计数雨量计(型号:7852M-L10,尺寸  $\Phi 165 \times 240$  H(mm)),每发生 0.2 mm 降雨记录数据 1 次。可利用 Box Car Pro. 4.3 软件对观测得到的降雨数据在时间轴上用不同的时间间隔如 3,5,10 min 等进行分割,从而可以得到不

同时间步长序列的雨量数据。由于只有在雨季集中降雨发生期间才产生地表径流,且流量受降雨强度的影响较大,所以采用精度较高的自动记数水位计(型号及制造商:KADEC21-MZPT (KONA System co. ltd)对地表径流进行观测,其观测精度为误差小于 1 mm,观测的时间步长为 5 min;为了使流量数据和降雨数据在时间步长上保持一致,以时间步长 5 min 对降雨数据进行分割,即文中所提及的雨强(平均降雨强度)为 5 min 降雨量的算术平均值。土壤水分的观测采用多探头感应式土壤水分计进行(制造商:Decagon Devices Inc,型号:EC-5),测量的指标为土壤的体积含水率,测量精度为误差小于 3%。观测点位于地表径流观测断面两侧的坡面上(图 2)<sup>[13]</sup>。

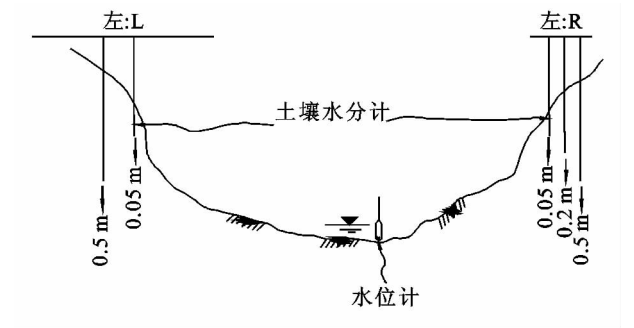


图 2 地表径流及土壤水分观测示意图

## 2 结果与分析

### 2.1 长历时低强度降雨条件下的产流机制

图 3 所示为 2008-06-15—2008-06-16 降雨、观测断面土壤水分变化及地表径流产生的过程,本次降雨事件历时 1 335 min,降雨量为 86.2 mm,最大降雨强度为  $6.7 \times 10^{-6}$  m/s(2 mm/5 min)。由图 3 可知,降雨开始后 5 cm 处的土壤水分在某一时刻开始增加,而两侧坡面 5 cm 处的土壤水分含量开始增加的时间点不同;20 cm 处的土壤水分含量开始增加的时刻滞后于 5 cm 处;50 cm 处土壤水分含量在径流产生之前保持相对稳定。产流前,由于降雨强度低于表层土壤的不饱和渗透系数,加之表层土壤未达到饱和状态,所以不满足产流条件。当表层土壤(土壤水分观测深度:5 cm)达到饱和时,开始产流,产流时的降雨强度为  $2 \times 10^{-6}$  m/s(0.6 mm/5 min)。产流时,20 cm 深处的土壤水分含量有了较明显的增加,而 50 cm 处的土壤水分含量依然保持相对稳定状态,此为长历时低强度降雨条件下的产流机制。

### 2.2 短历时高强度降雨条件下的产流机制

图 4 所示为观测断面 2008-08-29 降雨、土壤水分变化及地表径流产生的过程。此次降雨发生在当日午后 14:00—15:00,平均降雨强度超过  $1.67 \times 10^{-5}$  m/s(5 mm/5 min)。由图 4 可知,降雨开始 10

min 后开始产流,此时降雨强度为  $1.4 \times 10^{-5}$  m/s ( $4.2\text{mm}/5\text{min}$ )。产流时,除观测断面右侧坡面 5 cm 处土壤水分略有增加外,其它各观测点土壤水分保持稳定状态。对随机选取的多次降雨—径流事件的分析表明:在短历时条件下,降雨强度达到 0.52

mm/min( $2.6\text{mm}/5\text{min}$ )时,表层土壤在不饱和时便可以产流,结合对图 4 所示降雨—径流事件的分析结果,可以得出试验流域在短历时高强度降雨条件下,表层土壤未达到饱和状态时的产流条件是降雨强度达到或超过 0.52 mm/min( $2.6\text{mm}/5\text{min}$ )。

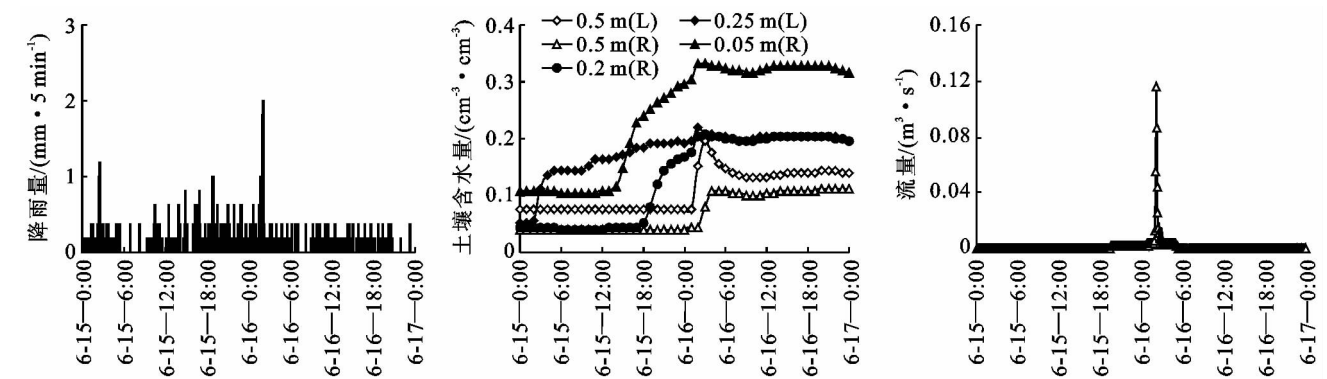


图 3 长历时低强度降雨条件下的产流事件

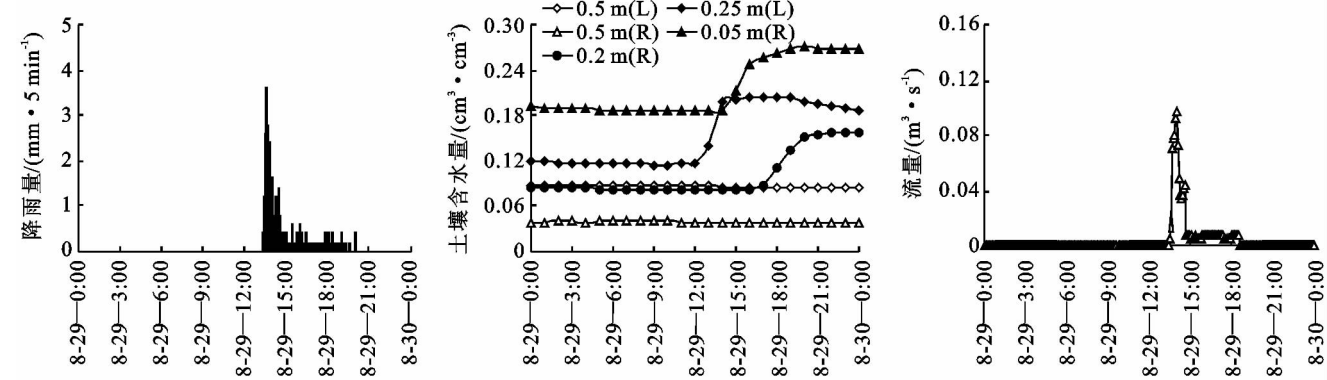


图 4 短历时高强度降雨条件下的产流事件

## 2.3 降雨因子与径流系数的关系

2.3.1 平均降雨强度与径流系数的相关性 降雨强度、降雨历时和降雨量等降雨因子都是径流过程和径流量的影响因子<sup>[14-15]</sup>,为了评价主要降雨因子对径流的影响,随机选取多次降雨—径流事件,其降雨历时、降雨量、平均雨强及径流系数如表 1 所示。因为试验流域所在地区只有在雨季集中降雨期间且满足产流条件时才能产生地表径流,所以本文所述的随机降雨—径流事件指在观测得到的降雨—径流事件中抽样选取的事件。其中既包含短历时的降雨事件又包含长历时降雨事件。根据表 1 中数据绘制平均降雨强度和径流系数的关系曲线如图 5 所示,由该图可知:平均降雨强度与径流系数之间存在着较高的正相关性( $R^2>0.87$ ),即随着平均降雨强度的增加,径流系数呈增大的趋势。

2.3.2 降雨历时及降雨量与径流系数的关系 根据表 1 中数据绘制的降雨历时与径流系数、降雨量与径流系数的关系曲线分别如图 6、图 7 所示,由图 6、图 7

可知,降雨历时与径流系数之间没有显著的相关性,但存在轻微的反比例趋势,即随着单次降雨事件历时的增加,径流系数呈减小的趋势,但不明显。降雨量与径流系数之间亦不存在显著的相关性,二者之间也存在着轻微的反比趋势,即随着单次降雨事件降雨量的增加,径流系数有轻微减小的趋势。由以上分析可知,在平均降雨强度、降雨历时和降雨量 3 个降雨特征因子中,平均降雨强度是影响径流系数的主要因子,二者存在着较高的正相关性。

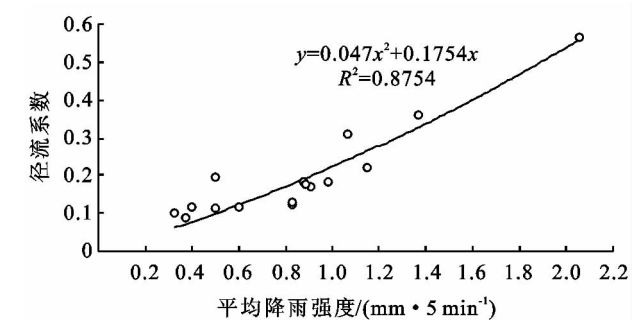


图 5 平均降雨强度—径流系数关系曲线

表 1 降雨—径流分析结果

时间	降雨历 时/min	降雨量/ mm	平均降雨强度/ (mm·s <sup>-1</sup> )	径流 系数
2005-08-15	60	14.0	1.167	0.182
2005-08-23	65	17.8	1.618	0.360
2006-06-23	110	45.2	2.055	0.565
2006-07-08	60	11.8	0.983	0.182
2006-07-22	150	27.2	0.906	0.169
2006-09-20	130	23.0	0.884	0.176
2007-07-17	70	11.6	0.828	0.122
2007-08-03	30	6.4	1.067	0.312
2007-08-28	185	30.6	0.827	0.128
2007-10-05	435	43.2	0.496	0.112
2008-06-15	1335	86.2	0.323	0.805
2008-08-08	115	13.8	0.600	0.100
2008-09-23	285	28.2	0.494	0.103
2009-06-18	80	30.0	1.875	0.442
2009-08-25	30	10.6	1.766	0.365

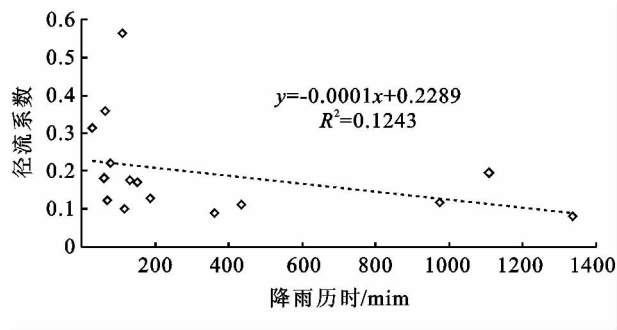


图 6 降雨历时—径流系数关系曲线

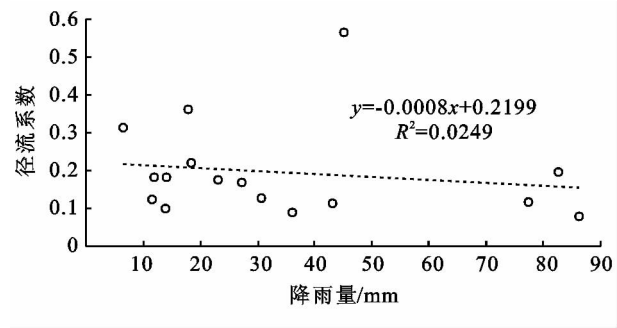


图 7 降雨量—径流系数关系曲线

3 降雨—径流数值模型

3.1 模型构建

3.1.1 河网构建 利用 ArcGIS 工具中的 Ar-  
chydrolgy 和 Arcview 平台,对流域地形进行分析,包  
括基于 DEM 流域特征的提取,水系的提取、子流域  
的划分、流域边界线的提取、地形指数的计算、单元汇  
流路径长度的提取等<sup>[16-17]</sup>。依据空间上各沟道连接  
的相对位置关系将试验流域分割成若干个分布式小  
流域,从而可以通过各个小流域的空间结合来表达试  
验流域的整体。按最大坡度方向决定地表汇流方向<sup>[18]</sup>。  
拟河道网是在数字标高模型和水流方向线生成  
的基础上,利用 Arcview 生成的,按上述方法生成

的地表径流观测点上游集水区(计算区域)的河网如  
图 8 所示。为了实现基于运动波理论建立的模型的  
径流计算,将流域以拟河道网为依据进行分布式分  
割,将流域划分成若干个分布式小流域。

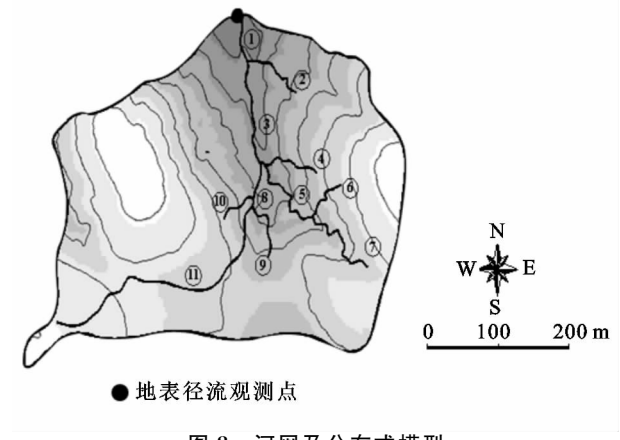


图 8 河网及分布式模型

3.1.2 水文地质模型 根据对试验流域土壤纵剖面  
实际调查的结果,基于研究区实际水文地质条件,构  
建水文地质模型如图 9 所示。模型由坡面区间和河  
道区间构成,坡面区间在纵断面由两层构成,河道区  
间在纵剖面上由一层构成。

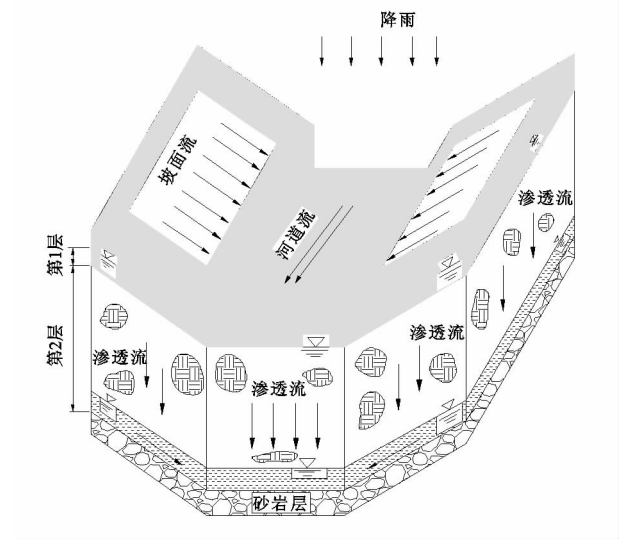


图 9 水文地质模型

3.1.3 算法建立

(1) 连续方程式。图 10 所示为任意流域的单元  
体水收支示意图,对于地表径流,在计算时间步长  $\Delta t$  内  
以质量守恒定律(水收支平衡法)建立如下数学模型:

$$\frac{\partial A}{\partial t} dx \Delta t = Q dx \Delta t - (Q + \frac{\partial Q}{\partial x}) dx \Delta t + r dx \Delta t \cdot b - f_1 dx \Delta t \cdot b \tag{1}$$

式中: $b$ ——单元体宽度(m); $dx$ ——流向上的单位长  
度(m); $\Delta t$ ——时间步长(s); $r$ ——降雨量(m/s);  
 $f_1$ ——第一层土壤平均渗透速度(m/s); $A$ ——地表  
径流的断面面积(m<sup>2</sup>); $Q$ ——流入量(m<sup>3</sup>/s); $(Q +$

$\partial Q/\partial x$ )——流出量( $\text{m}^3/\text{s}$ )。

因为  $A=b \cdot h, Q=A \cdot v$  [ $h$  为地表径流深度( $\text{m}$ );  $v$  为流速( $\text{m/s}$ )], 其他因子同前, 对方程式进行整理两边同时约去  $b$ , 得

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r - f_1 \tag{2}$$

按照同样方法, 可以推得第一层地下水的连续方程式为:

$$\lambda \frac{\partial \bar{h}}{\partial t} + \frac{\partial \bar{q}}{\partial x} = f_1 - f_2 - E \tag{3}$$

式中:  $\lambda$ ——第一层的有效孔隙率;  $\bar{q}$ ——单宽流量( $\text{m}^2/\text{s}$ );  $\bar{h}$ ——水深( $\text{m}$ );  $f_1$ ——第一层土壤平均渗透速度( $\text{m/s}$ );  $f_2$ ——由第一层向第二层的渗透速度( $\text{m/s}$ );  $E$ ——蒸散发量( $\text{m/s}$ ); 蒸散发量认为从第一层产生(土壤水分);  $t$ ——时间( $\text{s}$ );  $x$ ——水流方向上的距离( $\text{m}$ ); 用同样的方法, 如果土壤在纵剖面上按照土壤性质(包括含水层)可分成多个层, 则可以建立任意层的水流运动的连续方程式:

$$\lambda_i \frac{\partial \bar{h}_i}{\partial t} + \frac{\partial \bar{q}_i}{\partial x} = f_i - f_{i+1} \tag{4}$$

式中:  $i$ ——层号;  $\lambda_i$ ——第  $i$  层的有效孔隙率;  $\bar{q}_i$ ——第  $i$  层单宽流量( $\text{m}^2/\text{s}$ );  $\bar{h}_i$ ——第  $i$  层水深;  $f_i$ ——由第  $i-1$  层向第  $i$  层的渗透速度;  $f_{i+1}$ ——由第  $i$  层向第  $i+1$  层的渗透速度, 降雨期间, 因为植物的蒸散发可以忽略, 同时, 考虑到研究区的地表径流只有在雨季集中降雨发生期间才能产生, 而且存在时间很短等特点, 所以, 采用一个损失系数评价降雨期间的蒸散发<sup>[19]</sup>。

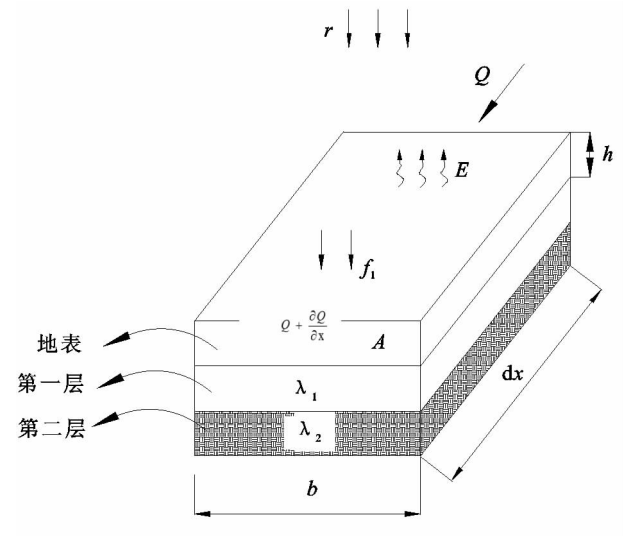


图 10 流域单元体水收支示意图

(2) 运动方程式。运动波理论是基于河道抵抗法则基础之上, 水流基础方程式之一的运动方程式可以用等流的河道抵抗法则置换, 即一维水流计算的运动方程式可以用平均流速公式来代替, 因此, 地表径

流计算的运动方程式为曼宁平均流速公式:

$$q = \frac{1}{n} h R^{\frac{2}{3}} I^{\frac{1}{2}} \tag{5}$$

$$Q = A(h) \cdot v \tag{6}$$

式中:  $h$ ——水深( $\text{m}$ );  $q$ ——单宽流量( $\text{m}^2/\text{s}$ );  $n$ ——曼宁粗度系数( $\text{sm}^{-1/3}$ );  $R$ ——水力半径( $\text{m}$ );  $I$ ——水力坡降(计算时用河道坡度近似代替), 其它因子与前述一致。地下水(渗透)连续方程式为:

$$\bar{v} = k \bar{I} \tag{7}$$

$$\bar{q} = k \bar{I} \bar{h} \tag{8}$$

式中:  $\bar{v}$ ——渗透流流速( $\text{m/s}$ );  $k$ ——达西系数;  $\bar{h}$ ——渗透流水深( $\text{m}$ );  $\bar{q}$ ——渗透流单宽流量( $\text{m}^2/\text{s}$ );  $\bar{I}$ ——渗透流水力坡降; 其它因子与地表流公式中相同<sup>[20]</sup>。

3.1.4 差分计算 在时间上和空间上用有限差分法对地表流和渗透流连续方程式进行离散化, 实现连续计算。因为数值计算要依赖于流域最末级子流域端部的边界条件和初始条件, 所以采用后退差分法进行差分, 差分公式如下:

地表流连续式的差分公式:

$$h_i^{n+1} = h_i^n + \text{dt} [r(t) - f_1 - \frac{q_i^t - q_{i-1}^t}{\text{dx}}] \tag{9}$$

渗透流连续式的差分公式:

$$\bar{h}_i^{n+1} = \bar{h}_i^n + \frac{\text{dt}}{\lambda} [(f_1 - f_2) - \frac{\bar{q}_i^n - \bar{q}_{i-1}^n}{\text{dx}}] \tag{10}$$

式中:  $n$ ——计算的时间次序;  $i$ ——水流方向上计算格子的编号; 其它因子与前述相同<sup>[21]</sup>。

3.1.5 计算参数 计算所用主要参数如表 2 所示。参数由实地调查、水准测量、参考同一研究区的有关研究成果以及利用模型进行海量运算, 对部分参数进行寻优等方法确定的。

表 2 主要计算参数

计算参数/单位	计算区间	数值
粗度系数/糙率( $n$ )/( $\text{sm}^{-1/3}$ )	坡面	0.10
	河道	0.08
水平渗透系数( $k$ )/( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )	坡面第 1 层	$1.2 \times 10^{-5}$
	坡面第 2 层/河道	$4.5 \times 10^{-8}$
垂向渗透系数( $f$ )/( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )	坡面第 1 层	$3.0 \times 10^{-6}$
	坡面第 2 层/河道	$4.0 \times 10^{-7}$
损失系数/蒸散发( $E$ )/( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )		$1.2 \times 10^{-8}$
层厚/ $\text{m}$	坡面第 1 层	0.10
	坡面第 1 层	15.0
	河道	5.0
初始水深/ $\text{m}$	坡面第 1 层	0.0
	⋮	⋮
有效孔隙率 $\lambda$	坡面第 1 层	0.35
	坡面第 2 层/河道	0.20

3.2 数值模拟

(1) 一次“降雨—径流”事件的数值模拟:以 2008 年 9 月 23—24 日观测的典型降雨和地表径流为例,数值模拟的结果如图 11 所示。误差分析结果表明,模拟结果与观测流量的误差小于 3%。

(2) 数次“降雨—径流”事件的数值模拟:以 2004 年 8 月 11 日至 22 日观测的降雨及产流结果为例,数值模拟结果如图 12 所示。误差分析结果表明,观测流量与模拟流量之间的误差均在误差判断基准允许范围之内(误差<3%)。

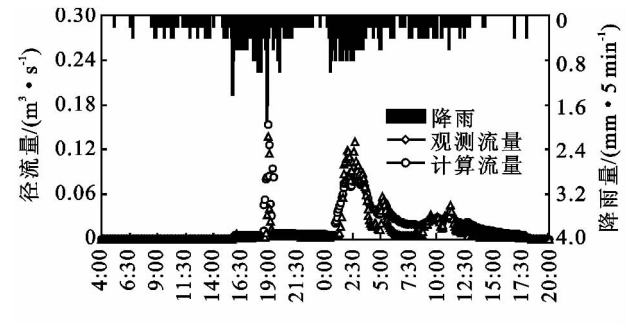


图 11 一次降雨径流事件模拟  
(2008-09-23—24)

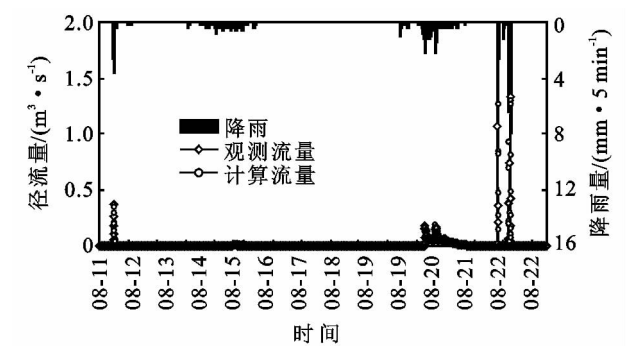


图 12 数次降雨径流模拟结果  
(2004-08-11—22)

3.3 数值计算

利用降雨—径流数值模型和观测的降雨量,对试验流域 2005—2009 年(5 a)的降雨径流过程分别进行各年全年计算,结果如表 3 所示。

表 3 2005—2009 年降雨及年径流系数

年份	有效降雨 量/mm	观测区域地 表径流量/10 <sup>3</sup> m <sup>3</sup>	径流系数
2005	315	0.71	0.025
2006	386	6.60	0.180
2007	481	6.50	0.150
2008	502	3.50	0.078
2009	511	5.00	0.110
平均值	439	4.46	0.110

由表 3 可知:2005—2009 年的平均年降雨量为 439 mm/a,与多年平均降雨量 437 mm/a 相近,5 a 的年平均径流系数为 0.11,与在同一区域用长期观测

的方法而得到的结果几乎相等,可以近似地推得研究流域所在地区的年径流系数应该在 0.10~0.15。基于以上结论可知:本研究所开发的地表径流计算模型效率较高,可以为该地流域提供一种较为精确的数值计算方法。

4 结论

本研究基于对观测水文数据的分析,揭示了研究区在长历时低强度降雨以及短历时高强度降雨条件下的产流机制;开发了适用于黄土高原北部水蚀风蚀交错区降雨—径流过程的数值计算模型,利用试验流域 2005—2009 年的降雨数据进行了计算并对结果进行了分析,得出的结论如下:

(1) 试验流域在长历时低强度条件降雨条件下,产流的必要条件是表层土壤达到饱和且降雨强度达到或超过 0.12 mm/min(0.6 mm/5min);在短历时高强度降雨条件下,产流的条件是降雨强度达到或者超过 0.52 mm/min(2.6 mm/5min)。

(2) 在平均降雨强度、降雨历时和降雨量 3 个降雨因子中,平均降雨强度是影响径流系数的主要因子,其与径流系数之间存在较好的正相关性;降雨历时和降雨量与降雨径流系数之间只存在着轻微的反比趋势。

(3) 试验流域 2005—2009 年的年平均径流系数为 0.11,根据 2005—2009 年的年平均降雨量与试验流域所在地区多年平均降雨量几乎相等的事实,近似地推得试验流域所在地区的多年径流系数为 0.1~0.15。

(4) 研究开发的分布式流域降雨—径流数值模型适用于试验流域所在地区的水文地质条件,因此可在同一地区中小尺度流域的降雨径流计算中推广应用。

参考文献:

[1] 孙颖娜,芮孝芳,付强,等. 基于随机微分方程的流域产汇流模型[J]. 水利学报,2011,42(2):187-191.

[2] Hinokidani O, Huang J B, Yasuda H, et al. Annual water budget of a small basin in the northern Loess Plateau in China[J]. Journal of Arid Land Studies,2010,20(3):167-172.

[3] 高军侠,刘作新,党宏斌. 黄土高原坡面模拟降雨超渗径流特征分析[J]. 土壤通报,2004,36(6):780-784.

[4] 周宏飞,王大庆,马健,等. 天山山区草地覆被和雨强对产流和产沙的影响研究[J]. 水土保持通报,2009,29(5):26-29.

[5] 李慧敏,张建军,徐佳佳,等. 黄土高原不同下垫面小流域径流特征[J]. 东北林业大学学报,2011,39(10):90-113.

[6] 芮孝芳,黄国如. 分布式水文模型的现状与未来[J]. 水

- 利水电科技进展,2004,24(2):55-58.
- [7] Hinokidani O, Huang J B, Yasuda H, et al. Study on surface runoff characteristics of a small ephemeral catchment in the northern Loess Plateau, China[J]. Journal of Arid Land Studies,2010,20(3):173-178.
- [8] 王幼奇,樊军,邵明安,等.黄土高原水蚀风蚀交错区三种植被蒸散特征[J].生态学报,2009,29(10):5384-5396.
- [9] 唐克丽,侯庆春,王斌科,等.黄土高原水蚀风蚀交错带和神木试区的环境背景及整治方向[J].中国科学院水利部西北水土保持研究所集刊,1993,18:1-5.
- [10] 王万忠,焦菊英,郝小品.黄土高原暴雨空间分布的不均匀性及点面关系[J].水科学进展,1999,10(2):165-169.
- [11] 李免,李占斌,刘普灵,等.黄土高原水蚀风蚀交错带土壤侵蚀坡向分异特征[J].水土保持学报,2004,18(1):63-65.
- [12] Wang Q X, Takahashi H. A land surface water deficit model for an arid and semiarid region: impact of desertification on the water deficit status in the Loess Plateau, China[J]. Journal of Climate,1999,12(1):244-257.
- [13] 王云强,张兴昌,从伟,等.黄土区不同土地利用方式坡面土壤含水率的空间变异研究[J].农业工程学报,2005,19(1):65-71.
- [14] 王贵作,任立良.基于栅格垂向混合产流机制的分布式水文模型[J].河海大学学报:自然科学版,2009,37(4):386-390.
- [15] 焦菊英,王万忠,郝小品.黄土高原不同类型暴雨的降水侵蚀特征[J].干旱区资源与环境,1999,13(1):34-42.
- [16] Huang J B, Hinokidani O, Yasuda H, et al. Study on characteristics of the surface flow of the upstream region in Loess Plateau[J]. Annual Journal of Hydraulic Engineering,JSCE,2008,52:1-6.
- [17] 任立良,刘新仁.基于数字流域的水文过程模拟研究[J].自然灾害学报,2001,9(4):45-52.
- [18] 李忠武,蔡强国,曾光明,等.基于GIS的黄土丘陵沟壑区土壤水分模型研究[J].水利学报,2004(3):123-128.
- [19] 黄金柏,桧谷治,梶川勇树,等.分步型流域“降雨一流出”过程数值模拟方法的研究[J].水土保持学报,2008,22(4):52-55.
- [20] Kobayashi K, Takara K, Tachikawa Y. Parameter estimation of a distributed rainfall-runoff model by a levenberg-marquardt optimization algorithm[J]. Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE,2007,51:409-414.
- [21] 汪志荣,沈晋,王文焰,等.黄土区波涌畦灌条件下地表水流运动实验与数值模拟[J].农业工程学报,1994,10(1):36-43.

(上接第16页)

- [9] 侯春梅,刘小伟,梁收运,等.黄土粒度分维在公路自然区划中的应用探讨[J].中国沙漠,2009,29(5):828-834.
- [10] 王丽娟,庞奖励,黄春长,等.关中东部TSG全新世剖面粒度分形特征及古气候意义[J].土壤通报,2012,43(1):1-5.
- [11] 葛东媛,张洪江,郑国强,等.重庆四面山4种人工林地土壤粒径分形特征[J].水土保持研究,2011,18(2):148-151.
- [12] 马云,何丙辉,何建林,等.三峡库区皇竹草植物篱对坡面土壤分形特征及可蚀性的影响[J].水土保持学报,2011,25(4):79-87.
- [13] 熊波,陈学华,蒋锦刚,等.云南省土壤侵蚀强度空间结构特征分析[J].水土保持研究,2009,16(3):6-10.
- [14] 高君亮,李玉宝,虞毅,等.毛乌素沙地不同土地利用类型土壤分形特征[J].水土保持研究,2010,17(6):220-223.
- [15] 白一茹,汪有科.黄土丘陵区土壤粒径分布单重分形和多重分形特征[J].农业机械学报,2012,43(5):43-48.
- [16] 赵辉,郭索彦,解明曙,等.湖南武水流域泥沙颗粒特性及分形规律研究[J].水土保持学报,2010,24(3):45-49.
- [17] 罗明达,杨吉华,房用,等.沂源石灰岩山地不同植被类型土壤颗粒分形特征研究[J].水土保持研究,2010,17(3):17-21.
- [18] Gregory F, Michael C, Mitchell J K. Nitrogen and phosphorus in eroded sediment from corn and soybean tillage system[J]. Journal of Environment Quality, 1991,20(3):663-670.
- [19] 朱华,程先富,王世航,等.基于GIS的安徽省表层土壤颗粒分形特征研究[J].水土保持研究,2009,16(4):146-155.