

坡面流及土壤侵蚀动力学 (I)——坡面流*

刘青泉 李家春 陈力 向华

中国科学院力学研究所, 北京 100080

摘要 坡面流是坡面土壤侵蚀的根本动力, 是研究土壤侵蚀动力学过程的基础. 本文简要介绍了坡面流的基本特征和水力学特性, 综述了坡面入渗产流过程、坡面流阻力, 以及坡面流运动的数学描述和预报模型等方面的研究进展. 指出复杂坡面条件下的坡面流运动, 以及从小尺度过渡到大尺度将是今后坡面流研究的重要发展方向.

关键词 坡面流, 水力特性, 水流阻力, 流态, 坡面流模型

1 引言

土壤侵蚀研究中的坡面一般是指倾斜于地表水平面且坡度大于 2° 的地形单元^[1], 它是流域的基本组成单元, 也是土壤侵蚀的最基本单元. 降雨引起的洪水及土壤流失主要从坡面上产生和汇集, 降雨产流和土壤侵蚀过程研究往往都从坡面上开始. 土壤侵蚀是水流和土壤相互作用的复杂物理过程, 而水流是土壤侵蚀的主要动力. 深入理解坡面流动力学特点是进一步研究侵蚀动力学规律的基础.

坡面流由自然降雨而形成, 遍布于整个坡面, 并紧附于坡面而随坡面起伏变化, 与熟知的明渠水流有较大差异. 一方面, 坡面水流的底坡较天然明渠流陡峭得多, 重力作用更为突出. 另一方面, 坡面水流是一种薄层水流, 水深很浅, 一般只有几毫米或更小, 受地表复杂自然条件的影响很大. 此外, 坡面水流还受到沿流程降雨和土壤入渗的影响, 沿程不断有质量源和动量源的增加或减少, 时空变化十分明显. 这些特点使得坡面水流的流动十分复杂, 是一种有典型自身特点的非恒定自然流动^[2].

坡面流研究已有上百年的历史, 初期的研究主要以野外观测和经验分析为主. 近几十年来, 随着人们对自然环境研究的重视, 坡面流研究得到了较大的发展, 逐步由经验性分析走向动力学特征为主的机理研究. 在土壤入渗产流过程、坡面流水力特征、流态、阻力规律, 以及坡面流的数学描述和预报模型

等方面都取得了很大进展. 但由于这种流动十分复杂, 目前对坡面流特性和规律的认识仍不充分, 尤其是复杂坡面条件下的坡面流运动和大尺度模拟预报等方面, 仍值得深入细致的探讨. 本文就坡面流运动的几个主要方面的研究状况作一综述, 以期对今后的研究发展方向有所启发.

2 土壤入渗过程及坡面流的产生

雨水降落在坡面上, 首先在土壤中入渗, 经过一段时间, 土壤蓄水能力达到饱和, 或降雨强度超过逐渐减小的土壤入渗能力, 就会产生多余的水量, 等充满地表的凹坑后, 就会沿坡面流动形成坡面流^[3]. 因此, 坡面流是降雨与土壤入渗过程相互作用的具体结果和表现形式, 坡面流的产生与土壤入渗紧密相关. 如果降雨强度小于土壤入渗率, 则所有水均被土壤吸收, 不会形成坡面流; 只有当降雨强度大于土壤入渗率时, 土壤无法迅速吸收所有的降雨时, 才会形成坡面流. 根据降雨强度和土壤入渗关系, 一般将坡面产流分为超渗产流和蓄满产流两种. 降雨强度超过土壤下渗率而产流的称为超渗产流, 而产流前表层土壤达到饱和状态的产流过程称为蓄满产流.

虽然土壤入渗过程不参与坡面流的流动, 却直接决定了产流过程和产流量, 对坡面流的形成有很大影响. 反过来, 坡面流运动对土壤入渗过程也有一定的影响. 严格讲, 应该将二者偶合起来进行研究. 但由

收稿日期: 2002-08-22, 修回日期: 2004-04-07

* 国家自然科学基金重点基金 (10332050) 及中国科学院创新研究方向 (KJCX2-SW-L1) 资助项目

于坡面对入渗的影响通常很微弱,一般可将入渗过程与坡面流运动看作一种弱耦合现象,即入渗直接影响坡面产流过程和产流量,但坡面对入渗的影响很小^[4].为方便问题求解,入渗过程可以相对独立地进行研究,然后通过超额降雨量(超过土壤入渗量)的概念将二者联系起来^[5].

入渗是流体在多孔介质中的一种运动方式,这个过程一般符合 Darcy 定律.土壤入渗研究已有很长时间,主要集中在土壤入渗规律和影响因素方面,即入渗率的随时间变化过程和影响因素.一般认为影响土壤入渗的主要因素包括土壤饱和导水率、土壤初始含水量和饱和含水量、累计入渗量,以及土壤特性等.而对降雨入渗过程的一般认识是:降雨初期土壤入渗能力很强,大于降雨强度值,土壤的实际渗透率即等于降雨强度值.随着入渗量增加,土壤入渗能力逐渐减小,当入渗率减小至等于降雨强度后,土壤实际入渗率开始小于雨强,地表将会产流.此后入渗率仍不断减少,并沿一条下凹曲线逐渐趋于一个稳定值.

从入渗理论出发,许多学者对土壤入渗进行了细致研究,最有代表性的土壤入渗理论模型有:Green-Ampt 入渗公式, Philip 入渗公式, Smith-Parlange 入渗公式.

Green-Ampt 公式是最早的基于物理过程和毛管理论的入渗模型,较好地考虑了土壤饱和导水率、有效空隙率、初始含水量和累计入渗量对入渗过程的影响.针对初始干燥的土壤在薄层积水时的入渗问题,假定入渗时存在着明显的水平湿润锋面,将湿润和未湿润的区域截然分开,然后运用达西定律得到入渗率与入渗量的关系及其随时间的变化过程

$$i = \frac{dI}{dt} = K[1 + (\theta_s - \theta_i)S/I] \quad (1)$$

$$I = Kt + S(\theta_s - \theta_i) \ln \left(1 + \frac{I}{S(\theta_s - \theta_i)} \right)$$

其中, K 为土壤饱和导水率(渗透系数)(m/s), θ_s 为土壤饱和含水率,即有效孔隙率(%), θ_i 为土壤初始含水率(%), S 为土壤吸力(m), I 为累积入渗量(m).

Green-Ampt 模型是干土积水入渗模型,在整个入渗过程中地表始终有积水.而实际的降雨入渗过程并非如此. Mein 和 Larson 将其改进使用于降雨情形^[6].基本思想是由 Green-Ampt 公式求出开始出现积水时的入渗量,并根据降雨求出积水时间.在积水时间以前入渗率等于雨强,积水开始后运用 Green-Ampt 模型求解.即设有稳定的雨强 p ,只有 p 大于土壤入渗能力时,地表才能形成积水.而在降雨初始阶段,全部降雨都渗入地下.由 G-A 模型知,入渗

率是随累积入渗量的增加而减小的.设想当累积入渗量达到某一值时, $i = p$,开始积水,称此累积入渗量为 I_p .因此由 G-A 入渗公式可以导出开始积水时的 I_p 值为

$$I_p = \frac{(\theta_s - \theta_i)S}{p/K - 1} \quad (2)$$

开始积水时间由 $t_p = I_p/p$ 给出.因此整个过程的入渗率可表示为

$$i = p, \quad t \leq t_p$$

$$i = K[1 + (\theta_s - \theta_i)S/I], \quad t > t_p \quad (3)$$

式中的 I 为积水开始后的累积入渗量(包含未积水时段的入渗量在内).由于不是由 $t = 0$ 开始积水, I 的计算须采用修正后的公式

$$K[t - (t_p - t_s)] = I - S(\theta_s - \theta_i) \times \ln \left[1 + \frac{1}{S(\theta_s - \theta_i)} \right], \quad t > t_p \quad (4)$$

t_s 表示假设由 $t = 0$ 开始积水,到入渗量 $I = I_p$ (或 $i = p$) 时所需时间,可理解为一个虚拟时间,可计算如下

$$Kt_s = I_p - S(\theta_s - \theta_i) \ln \left[1 + \frac{I_p}{S(\theta_s - \theta_i)} \right] \quad (5)$$

其思想是将整个过程假设为从一开始就是积水入渗,这样该曲线在积水后部分相对于实际入渗曲线将向左平移 $t_p - t_s$,将这条曲线向右平移 $t_p - t_s$,再加上积水前的入渗强度等于降雨强度的关系,就得到真实的入渗过程.

由于实际降雨都不会是均匀雨强,Chu 进一步将 Green-Ampt 模型推广至降雨强度随时间变化的情况^[7].即对每个时段将地表状态分为四种情况:

(1) 开始无积水,结束无积水;(2) 开始无积水,结束有积水;(3) 开始有积水,结束有积水;(4) 开始有积水,结束无积水.

在每一时段开始,已知降雨总量、入渗总量和剩余总量.根据下面两个因子判断时段结束时是否有积水而选择不同计算公式.

$$c_u = P(t_n) - R(t_{n-1}) - KSM/(i - K) \quad (6)$$

$$c_p = P(t_n) - I(t_n) - R(t_{n-1}) \quad (7)$$

其中 M 代表 $\theta_s - \theta_i$, $P(t_n)$ 代表 t_n 时刻降雨总量, $R(t_{n-1})$ 代表 t_{n-1} 时刻剩余总量.时段结束时积水与否可用两因子的正负来判定.若时段开始无积水,用 c_u 判断: $c_u > 0$ 时段结束将积水, $c_u < 0$ 时段结束仍无积水.若时段开始有积水,用 c_p 判断: $c_p > 0$ 时

段结束仍有积水, $c_p < 0$ 时段结束无积水. 当 $i < K$ 时, 始终无积水, 不用此两因子判断.

Philip 公式^[8]是根据土壤水分运动方程, 并假设垂直入渗条件下的解为级数形式而得出的. 当其级数解取两项时, 得到下列入渗率表达式

$$i = A + \frac{B}{\sqrt{t}} \quad (8)$$

式中 A 为最终入渗率, B 为与土壤初始水分有关的参数

Smith 和 Parlange^[9]也从土壤基本方程出发, 通过一种半解析迭代方法, 导出了任意降雨强度下的入渗公式. 对于非饱和导水率在接近饱和的范围内不同变化规律, 其公式有不同的形式. 公式相对比较复杂, 这里略去具体形式.

土壤入渗是一个十分复杂的过程, 一直有众多的入渗经验模型被采用. 其中 Kostikov 入渗公式, Horton 入渗公式, Holtan 入渗公式都是被广泛应用的经验性公式. Horton 公式^[10], $i = i_e + (i_0 - i_e)e^{-\beta t}$ 是最常用的公式, 尤其在中国的运用很广泛. 但它属于经验公式, 所涉及参数并非土壤特性参数, 因而不一定具有通用性. Holtan 公式是美国农业部曾推荐的公式, 并对美国土壤中的大部分提供了所需参数. 但它难以精确地描述一个点的入渗, 而粗略地估算流域的降雨入渗也许是较为适用的^[11]. 在国内, 一些学者通过对具体对象的入渗过程的观测和研究, 也得到了不少适合不同地域的经验公式^[12,13]. 这些公式的通用性有较大局限, 但在具体区域也得到了较好的应用.

对土壤入渗的研究在近 10 多年来不断得到深入. 概括地讲主要基于对入渗过程的基本分析, 结合野外观测和实验资料, 对现有理论及公式不断进行改进, 使其更具针对性, 同时随着对土壤入渗描述的进一步细化, 对入渗过程涉及的主要物理参数的取值, 以及地表特征的影响研究的更为细致. 如 Green-Ampt 公式由于有较清晰的物理基础, 公式形式也不太复杂, 有许多后续研究工作. Tan 等^[14]将该公式推广至土壤性质不均一的分层土壤情形. Scoging 等^[15]进一步对 Green-Ampt 公式进行简化, 得到更为简单的应用形式 $i = A + B/T$ (i 为入渗率, t 为降雨开始后时间, A 为最终入渗率, B 为与土壤初始水分有关的参数). Serrano^[16]通过理论分析得到了 Green-Ampt 方程的显式解, 使该公式更方便于实际计算.

Mein 和 Larson^[5], Bouwer^[17], Neuman^[18]分别分析了土壤导水率和基本吸力的实际取值及其误差

影响; 蒋定生^[19]研究了坡度对渗透率的影响, 并给出相应经验公式; Vervoort 等^[20]研究了犁沟等对入渗的影响; Arya 等^[21]假设土壤孔隙可被等效管道所代替, 以及水体流动是孔隙尺度的函数, 建立了土壤渗透系数与土壤含水率及颗粒级配的关系. 此外, 一些学者研究了土壤表层结构对入渗的影响^[22~24], 认为裸土表面的土壤入渗过程在很大程度上取决于土壤的表层结构, 而雨滴打击常常使土壤表面形成一层结皮, 导致土壤入渗能力减小. 这些研究对细致分析和估算土壤入渗过程很有意义. 更加深入细致地探讨复杂条件下的入渗规律将是今后土壤入渗过程研究的主要发展方向.

随着数值模拟方法在土壤入渗研究方面的不断应用, 许多学者在其研究中使用了更基本的土壤水分运动方程, 通过直接求解土壤水分运动的 Richards 方程, 得到土壤入渗过程^[25,26]

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(h) \frac{\partial h}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) - \frac{\partial K(h)}{\partial z} \quad (9)$$

θ 是土壤含水率, h 为压力水头, $K(h)$ 为水力传导系数, t 为时间, z 为垂向坐标. 该方法不仅可以得到入渗量过程, 还可以得到湿润锋运动过程和土壤含水率的分布.

近年来, 更有一些学者探讨土壤入渗的二维过程, 如 Bruggeman 和 Mostaghimi^[27]采用柱体坐标下修正的 Richards 方程描述土壤入渗过程. Simunek 等^[28]用有限元方法求解了该二维方程

$$\frac{d\theta}{dh} \left(\frac{\partial h}{\partial t} \right) = \left(\frac{1}{r} \right) \frac{\partial}{\partial r} \left(rK \frac{\partial h}{\partial r} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left[K \frac{\partial (h+z)}{\partial z} \right] \quad (10)$$

式中, r 为径向坐标, 其余符号意义同方程 (9). 这种方法可以得到比较详细的土壤水分运动过程, 但这种方法计算较为复杂, 所需参数的获取也更为困难, 目前虽然被广泛地应用于土壤水分运动的模拟计算, 但在产流和侵蚀计算中尚未被广泛使用.

3 坡面流的基本特征

坡面流是指在重力作用下顺坡面流动的浅层水流, 在分水岭附近呈均匀覆盖的水层, 称为片流. 当形成细沟时则集中在细沟内流动, 称为细沟流. 以往研究中, 对片流和细沟流通常不加区别, 统称为坡面流. 近年来, 鉴于他们的水力特性和侵蚀机理均有所不同, 倾向于将二者加以区分. 细沟流比较集中, 虽然边界比较复杂, 且变化较快, 但总的来讲已属于集

中水流, 较接近于浅水明渠流动. 而片流的水力特征与河道明渠水流有较大的不同.

坡面流最大的特征就是均匀覆盖地表, 水深很小, 与地表的微小起伏属同量级, 底面微小突起都可能超出坡面流表面. 受不规则地形的影响, 径流总是向相邻的较低处汇集, 形成辫状交织的水网. 在雨强较小时, 坡面产流很少, 局部流动甚至没有明确的流动方向. 因此, 坡面流受地表的影响较大, 其水力特性取决于许多因素, 如降水强度和历时、土壤质地或种类、前期水分条件、植被密度和类型, 以及地貌特性 (包括洼坑和小丘数量和大小、坡度和坡长等)^[29]; 此外, 还有边界稳定性 (可动或不可动) 条件等.

因坡面流水深很小, 边界粗糙和微地形变化都会对流动产生显著作用, 使流动特性发生变化. 实际坡度一般沿程变化较大, 局部地形也有较明显起伏, 因此, 坡面流水深可低于、也可高于或由低于转向高于 (或相反) 临界水深; 水流可为缓流、可为急流或由缓流转为急流 (或相反), 在急流向缓流转变处也会有水跃发生. 由于降雨阵发性特点及局部泥沙堆积形成“筑坝”现象, 坡面流可能出现不稳定状态, 并引起滚波或常称为“雨波”、“径流波”.

由于降雨遍布坡面, 坡面流既非恒定流, 也不是均匀流. 既可以是层流, 也可以是湍流, 或两者流态的混合; 雨滴对水层的打击, 对坡面流运动可能产生很大影响^[30]; 雨滴对水面的打击会增强水流湍动, 加大水流阻力 (称为“雨滴附加阻力”), 并影响其它水力特性, 这些影响又随水深、坡度等因素而变. 由于水深很小, 坡面糙率对坡面流有很大作用. Kirkby^[31]曾较完整地描述了坡面流的基本水力特征: 坡面流在流动过程中, 一方面得到降雨的补给, 另一方面又消耗于土壤入渗, 不论降雨或入渗, 在时间和空间上都是变化的, 因此, 坡面流往往为非恒定非均匀流, 即使无入渗的路面或机场上的水流, 由于降雨的影响也是如此.

早期对坡面流的研究主要是经验性的定性描述, Horton 在 20 世纪 30 年代及 40 年代的研究真正开始了坡面流研究的定量描述, 从描述土壤入渗和表面滞留, 片流层流特征, 斜坡坡面流水深和速度预报, 到坡面流的定量描述^[32,33]. 他认为坡面流是一种混合状态的水流, 稳定状态的坡面流水深可以近似用河道水流公式估算, 不论是层流还是湍流, 均可写为

$$q = kh^m \quad (11)$$

其中 q 为单宽流量, h 为水深, k 为反映床面特性、坡度、水流类型及黏性的综合系数, m 为反映

湍流程度的指数, 层流时取 3, 湍流是取 5/3, 混合流取 1.67 ~ 3. 利用上述公式, 结合流量沿程增加方程 $q = xq^*$ (式中 q^* 为净雨量, 即降雨强度与土壤入渗率的差值, x 为沿坡面的距离), 既可求得坡面流的沿程水深、流速和切应力等水力要素.

一般的认识是将坡面流视作一维的、恒定的、非均匀的沿程变流量流来处理. Yoon 等^[34]将坡面流看作流量沿程增加的空间变量流. 建议采用空间变量流的基本微分方程及连续方程来描述和求解坡面流的水力学问题. Ver 等^[35]进一步考虑到降雨对坡面流的影响, 根据动量原理, 推导出了有降雨情况下的一维坡面流运动方程

$$\frac{dy}{dx} = \frac{S_0 - S_f - (V_m \cos \varphi - 2\beta V)q^*/gy}{\cos \theta - \beta V^2/gy} \quad (12)$$
$$\frac{dQ}{dx} = q^*$$

式中 y 为水深, x 为距离, S_0 为地面坡度, S_f 为能坡, V_m 为雨滴终速, φ 为雨滴终速与坡面的交角, β 为一动量系数, V 为坡面流平均流速, θ 为地面坡角, Q 为坡面流单宽流量, q^* 为单位长度增加流量, 即净雨量.

总体来讲, 由于坡面流水力特征复杂, 用简单明渠水力学方法来分析坡面流会遇到许多困难. 比较合理的做法是在坡面上进行详细的试验观测, 根据观测资料得出概化的水力参数, 同时, 再依靠试验确定各变量的作用, 从而拟定坡面流的定量描述方法. 但由于观测困难, 目前对坡面流的野外观测和实验室观测都还缺乏十分细致和全面的资料, 目前仍不得不对坡面流采取一定的简化处理, 如忽略某些因素或假定某些因素不变等, 从而借用明渠水力学方法近似处理, 并适当根据坡面流特点进行修正.

4 坡面流流态

坡面流研究中一个受到较多关注的方面是它的流态. 流态不同, 其描述和估算方法均有所不同. 但由于坡面流水深小, 边界复杂, 观测困难, 同时又伴有土壤入渗和雨滴打击, 对其流态的认识一直存在较多不同的意见.

一般来讲, 在山坡顶部接近分水岭处, 坡面流水深很小, 水流雷诺数处在传统的明渠流层流范围内; 随着流程增加, 水深增大, 雷诺数可逐渐增大至湍流区内的值, 由于受不规则地形的影响及降雨的扰动, 水流结构将会完全处于湍流状态. 对于较为平整的坡面, 水流为片状的薄层流动形式. Horton 认为

流动处于一种混合状态,即完全的湍流中间点缀有层流^[33].湍流计算可以用 Manning 公式,层流计算用层流的 Poiseuille 公式.

Emmett^[29]通过实验观察认为坡面流不同于普通的层流,湍流及过渡流.由于雨滴打击,水流被充分扰动,湍动扩散强烈.这种水流状态虽然具有一些湍流性质,但同时也具有大部分层流的特征,因此称之为“扰动流”(disturbed flow).姚文艺^[36],陈国祥^[37]将降雨扰动下的坡面流定义为“伪层流”,即雨滴打击引起局部水流掺混,但整体水流仍处于层流状态.吴普特等^[38]也持类似观点.还有学者认为其为过渡流或层流与湍流之间的流动状态.

综合过去的研究,对坡面流流态认识的不一致主要在于对雨滴打击作用对坡面流流动影响的认识不同.当流动在临界雷诺数以上时,流动为湍流是无疑的;在过渡区,坡面流处于层流与湍流之间也相对比较明确.问题的关键在于,当流动的雷诺数处于层流区时,由于水流受雨滴扰动而变得紊乱,其流态是否与层流不一致是一个值得深究的问题.而天然流动中,坡面的上部或雨强不大时,流动往往处于这一状态附近,其流动特征会有所不同.另外复杂的地表形态对坡面流流态也有明显的影响,对这些方面的认识一直困扰着人们,也是需要进一步做细致工作的焦点.

5 坡面流阻力

对坡面流流态的研究是为了增加一些定性的认识,更为实际的问题是坡面流的阻力问题.坡面流的各种计算模型中都不可避免要遇到阻力计算.通过对流态的探讨,许多学者认识到坡面流的阻力规律与一般明渠流有所不同.但由于仍缺乏细致的定量认识,长期以来,一直在采用一般明渠水流阻力的概念和表达方法.实际应用中,主要采用 Darcy-Weisbach 公式, Chezy 公式和 Manning 公式.

初期对坡面流阻力的研究,主要是根据野外资料来确定,或通过回归分析,将它们与影响阻力的因素(如 Re , 雨强, 土壤粒径等)联系起来,建立阻力公式.20世纪70年代以来,对坡面流阻力做了大量研究工作.并主要通过试验进行研究,包括室内模拟试验和野外径流小区试验.并且对阻力系数的探讨主要使用了 Darcy-Weisbach 阻力系数 f 的概念.许多研究者认为坡面流的阻力主要与坡面流 Reynolds 数相关,阻力系数可表示为^[39~41]

$$f = \frac{K}{Re} \quad (13)$$

式中 Re 为坡面流雷诺数.对于层流流态, K 为常数 ($K = 24$);对于湍流和混合流, K 为与流态和地表条件有关的参数. Woolhiser^[39]曾根据涨水径流过程线分析,确定出不同流态和地面特征情况下的 K 值.

一些研究者还研究了降雨对坡面流阻力的影响,认为坡面流阻力与水流流态有较大关系,而雨滴的打击作用和动能输入,扰动了表面水流,将增加湍动使阻力增大.研究表明降雨增加的阻力一般情况下较小,但在层流缓坡时降雨阻力最大可以占到总阻力的 20%. Yoon 等^[30]曾在模拟降雨实验中仔细地研究了坡面流诸多方面的动力学特征,用热膜流速仪细致测量了降雨条件下坡面流的流速,包括湍流脉动流速,用平面热膜传感器量测了水流底部切应力,并用较高精度的测针 (0.025 mm) 测量了时间平均水深.实验表明当 $Re < 900$ 时,阻力系数仍与 Re 呈 -1 次方的关系,但较普遍层流为大,其系数与雨强值和坡度值有关.当 $Re > 2000$ 时,降雨的影响可以不计,但仍表现出阻力系数随雷诺数增加而有所下降的规律.

Shen 和 Li^[42]运用与 Yoon 相仿的实验设备并用步进式压力传感装置与数字记录器测量水深,进一步分析了阻力系数的规律,其结果也验证了 Yoon 的结论.发现坡度对于 f 值无明显作用,降雨在 Re 小时作用较明显, Re 较大时则不明显.雷诺数 $Re > 2000$ 时, f 也随 Re 增加而减小,但中间区域规律不明确.并根据试验资料,将雷诺数 $Re < 900$ 时的阻力系数 f 表示为无降雨时的阻力系数 f_0 和降雨附加阻力系数 f_r 之和

$$f = f_0 + f_r \quad (14)$$

其中 f_0 取用光滑床面条件下的层流阻力表达式; $f_r = F(I, Re)$, I 为雨强.

当 $Re > 2000$ 时,降雨作用可以忽略,阻力系数表示为

$$f = 1.048f_0 \quad (15)$$

Emmett^[29]报道了美国地质调查局水利学实验室的一组室内实验和野外测量结果.其室内实验包括光滑和粗糙高度为 0.5 mm 的两种床面.降雨情况下和均匀流情况实验测得的阻力系数规律与 Yoon 和 Wenzel^[30]及 Shen 和 Li^[42]的结论相似,降雨因素使阻力系数增加约一倍.粗糙床面阻力系数随 Re 的下降趋势较光滑床面缓,即 Re 大时粗糙度影响更显著.作者也认为坡度对阻力系数的影响不够明确.不足的是降雨情况下该实验的 Re 数范围较窄,

$Re < 2000$. 作者还给出了均匀流情况下 Manning 系数的换算值, 表明 n 值随 Re 增加逐渐减小, 当 $Re > 2000$ 以后趋于稳定, 即 n 值对 Re 的变化并不敏感. 但其野外观测则表明在实际坡面上, f 值较室内实验有数十倍增加, 而且随 Re 变化的趋势也变得复杂起来.

姚文艺^[36]对坡面浅层水流的阻力问题也进行了试验研究, 分析了雷诺数、降雨强度、坡面粗糙度对坡面流阻力的影响, 并针对过去研究坡度较小的缺陷, 进行了一系列降雨情况下坡面流阻力实验, 其坡度最大达到 20° . 发现坡度较大时, 坡度值对 f 有较明显的影响, 并得到降雨情况下的阻力系数关系式:

层流区 ($Re < 800$)

$$f = \frac{24 + 3.453(1 + 1.359\sqrt{\Delta})S_0^{0.403}I^{6.743-0.315\sqrt{\Delta}}}{Re} \quad (16)$$

湍流区 ($Re > 2000$)

$$f = \frac{(1.340 + 3.514\Delta)S_0^{0.465}}{Re^{0.5}} \quad (17)$$

对陡坡 ($S_0 > 3^\circ$)

$$f = \frac{0.285 + 0.62\Delta^{5/7}}{Re^{0.25}} \quad (18)$$

对缓坡 ($S_0 \leq 3^\circ$)

式中 I 为雨强, S_0 为底坡, Δ 为粗糙高度, Re 为坡面流雷诺数.

吴普特等^[43]比较了雨滴有较大降落高度和很小降落高度两种情况的阻力, 发现雨滴击溅能减小阻力, 但其解释不能令人满意. 实际上, 这可能与雨滴的动量输入有关. 由于实验坡度均在 10° 以上, 有落高较大时雨滴顺流方向的动量输入不应忽略, 它会增大水流流速, 其效用等效于减小阻力. 这样的现象应使我们重新审视雨滴对水流的作用.

随着研究工作的不断深入, 人们发现很多情况下, 坡面流阻力与 Reynolds 数并无良好关系. Roels^[44]研究了细沟出现前后坡面上的 $f-Re$ 关系. 发现它们总是对数线性的, 斜率范围为 -0.07 到 -0.90 , 表明自然坡面上当颗粒阻力不占主要地位时, 阻力规律与常规关系并不相同. 目前较一致的认识是, 可以根据地表特征差异将坡面流阻力分为 4 个部分, 或者说坡面流阻力主要有 4 个来源^[45]: 即颗粒阻力 f_g , 形态阻力 f_f , 波阻力 f_w 和降雨阻力 f_r . 颗粒阻力是指由高度小于 10 倍水流黏性底层厚度的土壤颗粒和微团聚体引起的阻力. 式 (16), (17) 表达的阻力实际上主要是这种颗粒阻力. 形态阻力包括地表微地形, 植被, 砾石等较大的粗糙源产生的分离涡和

二次流耗散的能量. 波阻力包括更大尺度的地表变形成水流表面明显起伏、流速突变或流线分离等产生的阻力. 降雨阻力是雨滴打击造成水流延迟产生的相应附加阻力. 并且认为这些阻力是可以相互叠加的, 即有

$$f = f_g + f_f + f_w + f_r \quad (19)$$

Abrahams 等^[45]研究了半干旱砂砾覆盖坡面上的坡面流阻力. 其野外实验发现阻力系数与 Re 的关系有直线也有曲线, 与常规规律不一样, 大部分是 Roels 没有发现的. 作者将此归因于坡面形态特征, 将阻力分为颗粒阻力、形态阻力和波阻三部分. 结合室内实验及前人的研究结论, 认为 Froude 数小于 0.5 时形态阻力占重要地位, 而 $0.6 < Fr < 2$ 时, 波阻力占主要地位. 并通过用砂砾粒径、砂砾含量百分比及 Re 与 f 作多元回归分析, 得到结论: 颗粒阻力与 Re 有良好关系 ($f = 3.19Re^{-0.45}$); 形态阻力与实际过水面积与坡面的总面积比成正比; 而波阻与地表砾石、植被覆盖率有较好的函数关系. 得到综合模型

$$\log f = \log \left[3.19Re^{-0.45} + \frac{4.8\Sigma A_i}{A_b} \right] + 2.80C \quad (20)$$

式中, 右边第 1 项表示颗粒阻力, 第 2 项表示形态阻力, A_b 为试验水槽底面积, A_i 为第 i 个单元实际有水流流动的面积, 第 3 项表示波阻, C 为床面粗糙源的覆盖率 (%).

Gilley 等^[46]也类似运用阻力分割的方式将阻力系数分为细沟阻力 f_{sr} 、卵砾石物质阻力 f_{rk} 、地表植物残茬阻力 f_{cr} 和农耕地作物阻力 f_{st} 等, 总阻力即为这 4 部分阻力之和

$$f = f_{sr} + f_{rk} + f_{cr} + f_{st} \quad (21)$$

并按这种方式用实验研究了各种阻力的基本规律, 得到了上述几种阻力的经验表达式.

近年来, 越来越多的学者, 进一步地研究复杂表面的阻力规律, 包括自然微地貌、植被覆盖、地表农作物残茬等对坡面流阻力的影响^[47~51]. 总体上讲, 都是基于阻力叠加这一方法, 根据实验和野外观测资料分析得到的半经验关系. 尽管如此, 使人们越来越能够细致地考虑和描述复杂坡面的阻力规律, 很好地促进了坡面产流规律的研究.

长期以来, 坡面流阻力问题得到了大量广泛深入的研究, 但由于问题异常复杂, 尚无成熟而广泛适用的 Darcy-Weisbach 阻力系数公式. 许多公式在使用时需要知道较多的参数, 而且增加了求解的困难, 因

而实际应用时许多学者仍然使用简单的 Manning 公式, 即

$$q = \frac{1}{n} h^{5/3} S_0^{1/2} \quad (22)$$

其中 q 为单宽流量 (m^2/s), h 为水深 (m), S_0 为水流能坡, 近似取为坡面倾角 θ , 有 $S_0 = \sin \theta$, n 为 Manning 糙率系数. 这些对坡面流复杂阻力规律的探讨, 为今后合理表述坡面流阻力提供了很好的指导和试验及理论基础, 也将是值得进一步研究的重要内容, 并促进其达到应用程度.

6 细沟流水力学特性

水流进入细沟后, 其流动形态既不同于坡面漫流, 也不同于一般的河渠流动. 细沟流的底坡一般较天然河渠大得多, 而且往往有连续的跌坎, 同时它的流动宽深比较小, 这些因素使得细沟流的水力学特征与一般明流有所不同. 目前对细沟流水力学的研究还较少. 借鉴河道中河相关系式的表达形式, 一些研究者用下述指数关系来描述细沟流的几何与流动关系

$$\begin{aligned} B &= aQ^b \\ h &= cQ^d \\ U &= eQ^m \end{aligned} \quad (23)$$

其中 B, h 为细沟的宽深, Q, U 为细沟的流量和流速, a, b, c, d, e, m 为经验系数. 满足 $a \cdot c \cdot e = 1$, $b + d + m = 1$. Lane & Foster^[52], Gilley^[53], Govers^[54] 研究了形成于缓坡上的细沟水力学特征, 结果表明系数 b 在 0.14 ~ 0.48 之间, 平均为 0.3; 系数 m 在 0.23 ~ 0.39 之间, 平均值也近似为 0.3, 因此 d 平均值为 0.4. Govers 的结果还表明 m 不受坡度影响, 稳定在 0.3 左右. Abrahams^[55] 研究了草地上的细沟水流后得到 b, d, m 分别为 0.33, 0.34, 0.33. 张科利^[56] 测量了一系列黄土坡面细沟流, 发现 Fr 数全大于 1, Re 数均在 1000 以上, 认为其处于急湍流范畴. 通过试验得到 b, d, m 分别为 0.26, 0.48, 0.26. 并进一步考虑了坡度的影响

$$\begin{aligned} B &= 0.39Q^{0.26} J^{-0.026} \\ h &= 0.68Q^{0.48} J^{-0.17} \\ U &= 2.12Q^{0.26} J^{0.25} \end{aligned} \quad (24)$$

式中 J 为水力能坡, 近似有 $J = \text{tg} \theta$, θ 为坡面的坡度.

我们用黄土进行室内试验研究, 也得到了细沟宽度与细沟流量和坡度之间的经验关系式, 并且发现细沟过流断面的湿周与细沟流量和坡度有更好的相关关系^[57].

对于细沟流阻力问题现有结果大多也不太一致. Abrahams 等^[55] 在缓坡上对形态宽浅的细沟实验表明, Darcy-Weisbach 阻力系数 f 变化于 0.13 ~ 2.84 之间. Gilley^[53] 在缓坡上的实验结果表明 f 值变化范围很大, 随坡度和流量不同变化于 0.17 ~ 8 之间, Froster^[58] 通过模拟天然形成的细沟形态所作的定床试验表明, 其试验坡度范围内阻力系数 f 不超过 0.5. 张科利^[55] 的试验表明缓坡时 f 值随 Re 增加而减小, 陡坡时 f 随 Re 增加而增加, 其范围约在 0.4 ~ 1.9 之间. 总体上讲, 由于细沟流边界条件复杂, 变化剧烈, 测量值的代表性也难保证, 细沟流流动和阻力特性比较复杂. 目前尽管也有不少新的研究^[59,60], 但很难得到较统一的结果, 有待于更细致的试验研究和理论分析.

7 坡面流数学模型

随着计算机技术和计算方法的迅速发展, 坡面流的数值模拟求解也得到了众多学者的应用, 并取得了很大发展^[61~64]. 实际研究中, 通常对坡面流流动特性和入渗过程的研究是分别进行的^[39,65], 但由于土壤的入渗过程直接影响坡面的产流过程, 在数值模型中, 需要将这两部分联合起来耦合求解^[66], 大多数模型都是将二者联合起来求解^[67~74]. 但坡面流流动过程与土壤入渗过程是弱耦合的, 坡面流对土壤入渗的影响通常可以忽略, 土壤的入渗过程对坡面流的影响主要是提供产流的源项条件, 而对坡面流流动特性没有本质影响. 在数值求解中, 二者实际上还是先分别求解, 然后由入渗模型提供给坡面流模型一个净雨量过程条件. 这里主要针对坡面流流动的数学模型进行介绍 (土壤入渗模型已在前文中介绍).

坡面流运动的力学特性十分复杂, 细致地描述坡面流运动还需要做大量的深入研究工作. 长期以来, 对坡面流主要采取简化处理方法, 忽略某些因素, 或假定某些因素不变, 并应用明渠水力学方法, 结合坡面流特点做一些修正进行模拟. 一般的做法是将坡面流看作一维的、恒定、非均匀沿程变量流处理.

对于坡面径流的数学描述, 一维方程仍然是较实际的选择, 带源项的圣维南方程是通常采用的形式之一. 以流速 u , 水深 h 为基本变量, 一维圣维南控制方程形式为

$$\begin{aligned} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial uh}{\partial x} &= q \\ \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + g \frac{\partial h}{\partial x} &= g(s_0 - s_f) - \frac{q}{h}(u - v) \end{aligned} \quad (25)$$

其中 u 为坡面流流速, h 为水深, x 为水平方向坐标, t 为时间, s_0 为坡面坡度, s_f 为水流感坡, q (m/s) 为侧向入流的质量源强度, v 为侧向入流的速度在 x 向的分量.

将其运用到坡面流, 一般取沿坡面水平方向为 x 轴, 侧向入流的方向垂直于 x 轴, 且入渗速度值较 u 小得多, 因此认为 v 很小而取为零. 得到坡面流方程形式 [39,68]

$$\begin{aligned} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial uh}{\partial x} &= q \\ \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + g \frac{\partial h}{\partial x} &= g(s_0 - s_f) - \frac{q}{h} u \end{aligned} \quad (26)$$

其中 q 表示降雨和入渗综合结果, 即雨强与渗透率的差值

$$q = p - i \quad (27)$$

式中 p (m/s) 为降雨强度, i (m/s) 为土壤入渗, i 的变化过程由土壤入渗模型提供.

对于坡度较小的情况, 将坐标取为水平方向与取为沿坡面向下方向差别不大, 且降雨方向近似垂直于坡面, 入流流速也可以忽略, 上述方程可以较好地描述坡面流运动. 对于坡度较大 (如在黄土高原地区 20° , 30° 陡坡广泛分布) 的, 水深 h 必须定义为垂直于坡面, 此时选择沿坡面向下的方向为 x 轴, 且降雨方向不垂直于坡面 (x 轴). 可得到坡面流运动方程如式 (28) 所示形式 [75], 可见, 陡坡情况下, 连续方程的源项, 以及动量方程均与原方程有所差异.

$$\begin{aligned} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial uh}{\partial x} &= p \cos \theta - i \\ \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + g \cos \theta \frac{\partial h}{\partial x} &= g(s_0 - s_f) - \\ &\frac{p \cos \theta (u - u_R \sin \theta) - i}{h} \end{aligned} \quad (28)$$

式中, x 为沿坡面向下方向, θ 为坡面与水平夹角, u_R 为雨滴在 x 向的速度分量.

20 世纪 60 年代以前, 坡面流数学模型中一般均使用圣维南方程组 (26). 现在仍有人在实际应用中, 使用完整的圣维南方程求解 [71,74]. 实际的坡面水流运动因边界条件复杂, 用圣维南方程求解有相当困难, 同时, 由于坡面流水深很浅, 在实际坡面流动中受微地貌影响很大, 完整的圣维南方程并不一定能够很好地描述这种特殊的流动. 因此, 简化模型逐渐被引入坡面流运动研究, 并在实际坡面流描述和运用中取得了更好的效果.

目前坡面流模拟中最常用的是运动波模型, 它实际上是圣维南方程的一种近似. 运动波模型最早是由

Lighthill 和 Witham [76] 提出的. 其基本思想是在圣维南方程的动量方程中忽略各导数项, 近似假设水流的能坡和底坡相等, 即用底坡等于能坡的关系来代替原动量方程.

从 Woolhiser 和 Liggett [39] 的文章开始, 对坡面流的研究基本上采用了运动波描述方式. 并利用能坡与底坡相等的假设, 借用明渠流水力公式得出一个流量和水深的指数关系

$$\begin{aligned} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} &= p \sin \theta - i \\ q &= \frac{1}{n} h^{5/3} S_0^{1/3} \end{aligned} \quad (29)$$

其中, x 为沿坡面向下方向, t 为时间 (s), h 为水深 (m), q 为单宽流量 (m²/s), p 为降雨强度 (m/s), i 为入渗率 (m/s), S_0 为坡面坡度, $S_0 = \sin \theta$, θ 为坡面倾角, n 为 Manning 糙率系数.

运动波模型的本质就是流量和水深与空间坐标三者间存在函数关系的一维流动系统. 此处第二式直接使用了水力学中熟知的 Chezy 公式和 Manning 公式. 运用运动波理论大大简化了坡面流数值计算, 促进了研究的发展. Henderson 和 Wooding [77], Morgali 和 Linsley [78], Braakensiek [79] 都是运用浅水方程或其运动波近似理论的先锋, 最完全和严格的描述是 Smith 和 Woolhiser 的坡面流 - 土壤入渗耦合模型 [66], 之后运动波模型在坡面流模拟中得到了广泛的应用 [5,80].

Woolhiser 和 Liggett [39] 在平整的规则坡面上, 运用数值模拟方法比较了运动波模型和完整圣维南方程解的差别. 通过无量纲化发现如果参数 $k = s_0 L_0 / H_0 F_0^2$ 趋于 ∞ 时, 动量方程解将自动趋于运动波的解. k 的表达式中 s_0 为底坡, L_0 为坡长, H_0 为出口处最大流量下的水深, F_0 为相应于 H_0 的 Froude 数. k 被称为运动波数. Woolhiser 和 Liggett 的结果表明在 $k > 10$ 以后, 运动波的结果已较接近于圣维南方程的结果. 沈冰等 [81] 的研究表明在实际坡面流中, 运动波波数一般远大于 10. 因此, 运动波近似是一种较好的数学描述方式. Morris 和 woolhiser [82] 进一步发现当 F_0 较小时运动波模拟仍能接近圣维南方程的结果. 因此建议在 F_0 较小时运用准则 $F_0^2 \geq 5$ 来判断运动波近似的适用性.

由于当运动波数较小时, 运动波模型的实用性有所下降, Morris 和 Woolhiser [82], Poncel [83], Govindaraju 等 [84] 等相继发展了扩散波模型. 该模型是在运动波模型简化时多考虑了水深沿程变化项, 即压力梯度. 扩散波模型较运动波模型更接近圣维南方

程解, 适用范围也广泛一些, 但其求解相对要困难一些. 总体上讲, 扩散波模型相对于运动波模型并无实质上的改进, 实际应用中仍以运动波模型为主.

综观坡面流数学模型的研究状况, 总体上讲, 由于运动波模型的方程比较简单, 数值求解方式也比较简单, 运动波模型一直得到很好的应用, 发展了众多的坡面流模型. 这些模型的主要差别, 在于对土壤入渗过程模式的不同考虑和对坡面流阻力的不同描述. 随着对土壤入渗和坡面流阻力认识的不断深入, 以运动波理论为基础的坡面产流动力学模型进一步得到了发展. 如 Esteves 等^[85] 运用运动波结合 Green-Amp 模型模拟非恒定降雨条件下的坡面产流和入渗过程. Deletic 等^[86] 研究了草地上的产流和产沙过程. 陈力等^[72,73] 运用运动波理论结合改进的 Green-Ampt 入渗模型, 建立了坡面降雨入渗产流的动力学模型, 运用数值模拟方法探讨了坡面产流的基本动力学规律, 并将其运用到黄土高原, 较好地分析了黄土高原典型侵蚀地区的产流特征. 向华等^[87] 进一步将复杂地表条件对坡面流运动的影响概化为阻力的变化, 建立了能够反映地表条件影响的坡面降雨入渗产流模型. White 等^[88] 利用坡面流模型进行表面产流的预报和反问题研究. 由于坡面入渗产流以及引起的土壤流失和营养物输运直接与农业发展有关, 近年来由此发展起来的污染和土壤流失模型, 也对坡面流有很好的模拟. 如 AGNPS (agricultural non-point source) 模型^[89~91] 被广泛应用来预测有暴雨径流引起的非点源污染和水土流失.

实际坡面通常是不平整的, 将出现水流的集中路线, 此时一维计算就难以满足分析的需要, 而需要对其进行特殊的模拟或二维流动模拟. 一种是犁型过的坡面, 存在着犁沟, 经常导致径流沿着犁沟流动, 而不是沿着表面地形方向. 近年来, 一些学者专门对此问题进行了研究, 建立了能够较好模拟这一流动现象的坡面产流及侵蚀模型^[92,93]. 另一种是自然坡面通常本身在横向也有起伏存在, 譬如有明显的沟道存在, 也将导致水流的集中路线, 需要用二维模型进行模拟. Govindaraju 等人^[94] 建立了一个简单的坡面流运动的二维扩散波模型. Tayfur 等人^[95] 采用 St. Venant 方程建立了一个二维坡面流模型, 由于坡面流水深很小, 实际上该模型还是采用了平整表面. Tayfur 等人^[96,97] 进一步将一维运动模型推广到二维情况. 但由于运动波模型是一种一维近似理论, 且通常应用的 Manning 阻力公式也是一种一维近似公式, 形式上的直接二维推广是不合适的, 因此他们采用了下列方程

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} = p \cos \theta - i \quad (30)$$

$$q_x = U_x h = \frac{1}{n} h^{5/3} \frac{S_{0x}^{1/2}}{[1 + (S_{0y}/S_{0x})^2]^{1/4}} \quad (31)$$

$$q_y = U_y h = \frac{1}{n} h^{5/3} \frac{S_{0y}^{1/2}}{[1 + (S_{0x}/S_{0y})^2]^{1/4}}$$

式中, q_x, q_y 分别为 x, y 方向的单宽流量, h 为水深, p 为降雨强度, i 为土壤入渗率, θ 为坡度角, U_x, U_y 分别为 x, y 方向的流速分量, S_{0x}, S_{0y} 分别为 x, y 方向的坡度分量, n 为 Manning 阻力系数.

对上述运动方程进行变化

$$\begin{aligned} q_x &= n^{-1} h^{5/3} S_{0x}^{1/2} \cdot (S_{0x}/S_0)^{1/2} = \\ &= n^{-1} h^{5/3} S_0^{1/2} \cdot (S_{0x}/S_0) = \\ &= U h \cdot (S_{0x}/S_0) = q \cdot \cos \gamma \\ q_y &= n^{-1} h^{5/3} S_{0y}^{1/2} \cdot (S_{0y}/S_0)^{1/2} = \\ &= n^{-1} h^{5/3} S_0^{1/2} \cdot (S_{0y}/S_0) = \\ &= U h \cdot (S_{0y}/S_0) = q \cdot \sin \gamma \end{aligned} \quad (32)$$

q 为单元的实际单宽流量, γ 水流方向角 (与 x 方向夹角).

可见, 方程 (31) 还是建立在一维运动波和 Manning 公式基础上, 实际上是对一维流量或流速的二维分解. 因此, 可以采取一种更为简明的模拟方法. 即在坡面上划分二维网格, 各网格内仍采用一维方法计算, 通过区分每个网格不同的流动方向并计入相邻网格的流入流出量, 从而得到平面上的流动分布, 可近似模拟出坡面流的二维流动.

Scoging^[15] 1992 年采用这一思想建立了一个坡面流计算模型, 较好地模拟了坡面流的集中流路. 首先将坡面划分为二维网格, 在每个计算网格内仍采用一维运动波模型来计算本网格内的水流流动, 然后通过引用流向矢量概念来确定水流的运动方向. 如图 1 所示, 流向矢量可根据各计算单元 4 个角点的高程来计算. 流向矢从单元最高角点出发, 分别用横向两边和纵向两边的正弦平均值表示流向矢沿横向和纵向的两个分量 (F_a 和 F_d), 并由此定出流向矢 (F_p) 的方向. 既

$$\begin{aligned} F_a &= \sin s_1 + \sin s_2 \\ F_d &= \sin s_3 + \sin s_4 \\ F_p &= \sqrt{F_a^2 + F_d^2} \end{aligned} \quad (33)$$

与流向矢相交的一边即作为单元水流的流动出口, 并假定单元内所有水流从这边流出. 这样, 每个单元将向其相邻的一个单元输出水流, 同时每个单元可以

接受来自上下左右相邻 4 个单元中的零个至 4 个向其输入的水流。亦即一个下游单元可以有 0 到 4 个上游单元, 而一个上游单元只有一个下游单元。将计算区域中的每个单元作为下游单元与它的若干个上游单元之间建立一个一维差分方程, 就可以求解整个区域的产流过程和集中水流路线。作者^[15]运用这一方法计算了一个 18m×35m 试验坡面上的一次降雨产流试验过程(该试验区位于美国 Arizona 州的

Walnut Gulch 试验小流域), 其结果总体上与实测数据较为吻合, 较好地模拟了坡面流的集中流路。

Scoging 的模拟方法为合理模拟不均匀分布坡面流及其流路集中过程开辟了一条新途径。但这一模型仍存在着较大的缺陷, 如实际情况中单元内水流可能流向相邻的两个单元, 地面高程因侵蚀而变化, 以及凹坑由于不断积水使水面高程增高, 该模型还难以较好地描述这些实际现象。

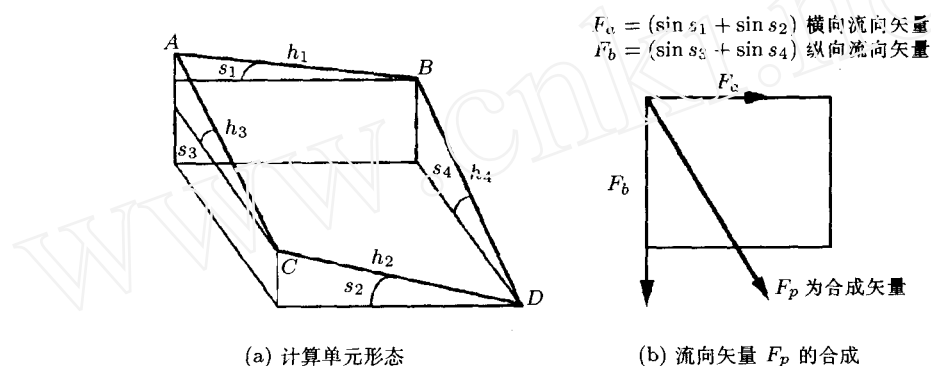


图 1 计算单元的流路方向分析

我们在分析前人经验和问题的基础上, 发展了一种能更好地反映坡面流汇流过程的二维模拟方法^[98,99]。即同样在坡面上划分二维网格, 在每个单元网格内首先用一维运动波模型得到总的径流, 根据单元网格的几何形态确定水流方向, 然后将其在 x , y 两个方向上进行分解, 最后进行网格间的连接。即在坡面上划分二维网格, 在每个网格单元内使用如下形式的准二维模型

$$\begin{aligned} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} &= p \cos - i \\ q &= uh = \frac{1}{n} h^{5/3} s_0^{1/2} \\ q_x &= q \cos \gamma \\ q_y &= q \sin \gamma \end{aligned} \quad (34)$$

式中, q 为单元实际单宽流量, q_x , q_y 分别为网格单元在 x , y 方向的单宽流量, γ 是单元中水流流向与 x 轴夹角。模拟时首先计算一点的实际流量, 再进行两个方向的分解, 最后进行网格间的连接, 即可得到整个坡面的流动情况, 该模型能够更好地模拟坡面流的集中汇流过程。

综上所述, 简单坡面上的坡面流模拟及预报研究相对比较完善, 但复杂坡面条件下的坡面流, 以及大尺度复杂流域的降雨产流描述及模拟预报仍然很不

成熟, 将是今后坡面产流模拟预报的研究热点。

8 结 语

坡面流运动是土壤侵蚀研究中的一个基本问题, 长期以来得到了广泛的关注和研究, 尤其是近几十年来, 在动力学研究方面取得了较大的进展, 尤其对简单坡面的产流过程及其所涉及的入渗、阻力, 以及力学描述和模拟预报都相对比较成熟。但由于坡面流是一种十分复杂的自然流动, 实际坡面边界及表面条件十分复杂, 流动形态千变万化, 至今对其在这些复杂条件下的流动力学规律认识仍不完善, 有待于从野外观测、试验研究、理论分析, 尤其是动力学过程的分析等方面不断深入研究。同时, 降雨产流问题研究的更主要目标是流域的产流特征, 如何有效地从小尺度坡面流过渡到大尺度流域产流将是今后动力学过程研究的一个重要任务。

在今后一个时期内, 坡面流动力学过程的研究将更多地集中在两个重要方面: 一是复杂坡面条件下的土壤入渗和坡面流运动规律研究; 二是跨尺度的综合坡面及流域产流特征和模拟预报。

参 考 文 献

- 1 张光业. 地貌学教程. 郑州: 河南大学出版社, 1986
- 2 陈国祥, 姚文艺. 坡面流水力学. 河海科技进展, 1992, 12(2):

- 7~13
- 3 Parsons A J, Abrahams A D. Overland Flow, Hydraulics and Erosion Mechanics. London: UCL Press, 1992
 - 4 Schmid B H. On the overland modelling: can rainfall excess be treated as independent of flow depth? *Journal of Hydrology*, 1989, 107: 1~8
 - 5 Singh V P. Kinematic Wave Modeling in Water Resources: Surface Water Hydrology. New York: John Wiley & Sons, 1996
 - 6 Mein R G, Larson C L. Modeling infiltration during a steady rain. *Water Resour Res*, 1973, 9(2): 384~394
 - 7 Chu S T. Infiltration during an unsteady rain. *Water Resour Res*, 1978, 14(3): 461~466
 - 8 Cundy T W, Tiento S W. Solution to the kinematic wave approach to overland flow routing with rainfall excess given by the Philip equation. *Water Resources Research*, 1985, 21: 1132~1140
 - 9 Smith R E, Parlange J Y. A Parameter-efficient Hydrologic Infiltration Model. *Water Resour Res*, 1978, 14(3): 533~538
 - 10 Horton R E. An approach toward a physical interpretation of infiltration-capacity. *Soil Sci Soc Am Proc*, 1940, 5: 399~417
 - 11 雷志栋, 杨诗秀, 谢森传. 土壤水动力学. 北京: 清华大学出版社, 1988
 - 12 刘贤赵, 康绍忠. 黄土高原沟壑区小流域土壤入渗分布规律研究. *吉林林学院学报*, 1997, 13(4): 203~208
 - 13 杨文治. 黄土高原的水分研究. 见: 孟庆枚主编. 黄土高原水土保持. 郑州: 黄河水利出版社, 1996
 - 14 Tan K A, Rudra R P, Dickinson W T, et al. The experimental procedure for the verification of Green and Ampt equation. Canadian Society of Agricultural Engineering Paper, No. 87-304, Canadian Society of Agricultural Engineering, Ottawa, 1987
 - 15 Scoging Helen. Modelling overland-flow hydrology for dynamic hydraulics. In: Parsons A J, Abrahams A D, eds. Overland Flow, London: UCL Press, 1992. 89~103
 - 16 Serrano S E. Explicit solution to Green and Ampt infiltration equation. *Journal of Hydrologic Engineering*, ASCE, 2001, 6(4): 336~340
 - 17 Bouwer H. Rapid field measurement of air-entry value and hydraulic conductivity of soil as significant parameters in flow system analysis. *Water Resour Res*, 1966, 2: 729~738
 - 18 Neuman S P. Wetting front pressure head in the infiltration model of Green and Ampt. *Water Resour Res*, 1976, 12(3): 564~566
 - 19 蒋定生. 黄土高原水土流失与治理模式. 北京: 中国水利水电出版社, 1997
 - 20 Vervoort R W, Dabney S M, Römken M J M. Tillage and row position effects on water and solute infiltration characteristics. *Soil Science Society of America Journal*, 2001, 65: 1227~1234
 - 21 Arya L M, Leij F J, Shouse P J, van Genuchten M T. Relationship between the hydraulic conductivity function and the particle-size distribution. *Soil Science Society of America Journal*, 1999, 63: 1063~1070
 - 22 Smith R E, Corradini C, Melone F. A conceptual model for infiltration and redistribution in surface-sealed soils. *Water Resour Res*, 1999, 35: 1385~1393
 - 23 Ruan H X, Ahuja L R, Green T R, Benjamin J G. Residue cover and surface-sealing effects on infiltration numerical simulations for field applications. *Soil Science Society of America Journal*, 2001, 65: 853~861
 - 24 Miroslav Kutílek. Time-dependent hydraulic resistance of the soil crust: Henry's law. *Journal of Hydrology*, 2003, 272: 72~78
 - 25 Parlange J Y, Hogarth W L, et al. Analytical approximation to the solutions of Richards' equation with applications to infiltration, ponding, and time compression approximation. *Advances in Water Resources*, 1999, 23(2): 189~194
 - 26 Van Dam J C, Feddes R A. Numerical simulation of infiltration, evaporation and shallow groundwater levels with the Richards equation. *Journal of Hydrology*, 2000, 233: 72~85
 - 27 Bruggeman A C, Mostaghimi S. Simulation of preferential flow and solute transport using an efficient finite element model. In: Gish T J, Shirmohammadi A, eds. Preferential Flow. ASAE, St Joseph, MI, USA, 1991. 244~255
 - 28 Simunek J, Vogel T, van Genuchten M Th. The SWMS-2D code for simulating water flow and solute transport in two-dimensional variably saturated media. Version 1.2, Res Rep 132. US Salinity Laboratory, USDA-ARS, Riverside, CA, 1994
 - 29 Emmett W W. Overland flow. In: Kirkby M J, ed. Hillslope Hydrology, New York: John-Wiely and Sons, 1978
 - 30 Yong N Y, Wenzel H G. Mechanics of sheet flow under simulated rainfall. *Journal of the hydraulics Division*, ASCE, 1971, 97(9): 386
 - 31 Kirkby M J. Hillslope Hydrology, A Wiley-Interscience Publications. New York: John Wiley and Sons, 1978
 - 32 Horton R E, Leach H P, van Vliet R. Laminar sheet flow. *Trans Am Geophys Union*, 1934, 15(2): 393~404
 - 33 Horton R E. Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bull Geol Soc Am*, 1945, 56: 275~370
 - 34 Yoon Y N, Brater E F. Spatially varied flow from controlled rainfall. *Journal of the Hydraulics Division*, ASCE, 1962, 97(HY9): 1367~1386
 - 35 Yen B C, Wenzel H G. Dynamic equations for steady spatially varied flow. *Journal of the hydraulics Division*, ASCE, 1970, 96 (HY3): 801~814
 - 36 姚文艺. 坡面流阻力规律试验研究. *泥沙研究*, 1996, 3: 74~82
 - 37 陈国祥, 谢树楠, 汤立群. 黄土高原地区流域侵蚀产沙模型研究. 见: 孟庆枚主编. 黄土高原水土保持. 郑州: 黄河水利出版社, 1996
 - 38 吴普特, 周佩华. 黄土坡面薄层水流侵蚀实验研究. *土壤侵蚀与水土保持学报*, 1996, 2(2): 40~45
 - 39 Woolhiser D A, Liggett J A. Unsteady, one-dimensional flow over a plane- The rising hydrograph. *Water Res Res*, 1967, 3(3): 753~771
 - 40 Foster G R. Modeling the erosion process. In: Haan C T, ed. Hydrologic Modeling of Small Watersheds, ASAE Monograph No. 5, St. Joseph, MI, USA, 1982. 297~379
 - 41 Abrahams A D, Parson A J. Resistance to overland flow on desert pavement and its implications for sediment transport modeling. *Water resources Research*, 1991, 27: 1827~1836
 - 42 Shen H W, Li R-M. Rainfall effect on sheet flow over smooth surface. *J Hydr Eng*, ASCE, 1973, 99(HY5): 771~792

- 43 吴普特, 周佩华. 雨滴击溅对薄层水流水力摩阻系数的影响. 水土保持学报, 1994, 8(2): 39~42
- 44 Roels J M. Flow resistance in concentrated overland flow on rough slop surface. *Earth surface process and landforms*, 1984, 9: 541~551
- 45 Abrahams A D, Parsons A J, Hirsh P J. Field and laboratory studies of resistance to interrill overland flow on semi-arid hillslopes, southern Arizona. In: Parsons A J, Abrahams A D, eds. *Overland Flow—Hydraulics and Erosion Mechanics*. London: UCL Press, 1992. 1~23
- 46 Gilley J E, Flanagan D C, Kottwitz E R, Weltz M A. Darcy-Weisbach roughness coefficients for overland flow. In: Parsons A J, Abrahams A D, eds. *Overland Flow—Hydraulics and Erosion Mechanics*. London: UCL Press, 1992. 25~52
- 47 Huang C. Quantification of surface microtopography and surface roughness. In: Baveye Phillippe, ed. *Fractals in soil science*. Boca Raton, FL, USA: CRC Press, 1998. 153~168
- 48 Lawrence D S L. Hydraulic resistance in overland flow during partial and marginal surface inundation: experimental observations and modeling. *Water Resour Res*, 2000, 36(8): 2381~2393
- 49 Stephan U, Gutknecht D. Hydraulic resistance of submerged flexible vegetation. *Journal of Hydrology*, 2002, 269, 27~43
- 50 Kalin L, Govindaraju R S, Hantush M M. Effect of geomorphologic resolution on modeling of runoff hydrograph and sedimentograph over small watersheds. *Journal of Hydrology*, 2003, 276: 89~111
- 51 Oelze M L, Sabatier J M, Raspet R. Roughness measurements of soil surface by acoustic backscatter. *Soil Science Society of America Journal*, 2003, 67: 241~250
- 52 Lane L J, Froster G M. Concentrated flow relationships. In: Knisel W, ed. *CREAMS: A field-scale model for chemicals, runoff, and erosion from agricultural management systems*. U. S. Department of Agriculture, Conservation Research Report, 1980, 26. 474~485
- 53 Gilley J E, Kottwitz E R, Simanton J R. Hydraulic characteristics of rills. *Transactions of ASAE*, 1990, 33: 1900~1906
- 54 Govers Gerard. Relationship between discharge, velocity, and flow area for rills rroding in loose, non-layered materials. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1992, 17: 515~528
- 55 Abrahams A D, Gang L, Parsons A J. Rill hydraulics on a semiarid hillslope, Southern Arizona. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1996, 21: 35~47
- 56 张科利. 黄土坡面发育的细沟水动力学特征的研究. 泥沙研究, 1999, 1: 56~61
- 57 刘青泉. 坡面细沟侵蚀研究. 力学与实践, 2002, 24(增刊): 26~32
- 58 Foster G R, Huggins L F, Meyer L D. A laboratory study of rill hydraulics: II. Shear stress relationships. *Transaction of the ASAE*, 1984, 27: 797~804
- 59 Cochrane T A, Flanagan D C. Detachment in a simulated rill. *Transaction of the ASAE*, 1997, 40(1): 111~119
- 60 Jannes Stolte, et al. Modeling water flow and sediment processes in a small gully system on the Loess Plateau of China. In: *Proceeding of Soil Erosion for the 21st Century International Symposium*, Honolulu, Hawaii, 2001-01-03-05, ASAE, St Joseph, MI, USA, 2001. 326~329
- 61 Shen B. *Finite Element Simulation on Surface Hydrology*. Xi'an: Press of Xibei Technology University, 1996
- 62 Yu B, Sombatpanit S, Rose C W, Ciesiolka C A A, et al. Characteristics and modeling of runoff hydrographs for different tillage treatments. *Soil Science Society of America Journal*, 2000, 64: 1763~1770
- 63 Angermann T, Wallender W W, et al. Runoff from orchard floors-micro-plot field experiments and modeling. *Journal of Hydrology*, 2002, 265: 178~194
- 64 Saghafian B, Julien P Y, Rajaie H. Runoff hydrograph simulation based on time variable isochrone technique. *Journal of Hydrology*, 2002, 261: 193~233
- 65 Kibler D F, Woolhiser D A. Mathematical properties of the kinematic cascade. *Journal of Hydrology*, 1972, 13: 131~47
- 66 Smith R E, Woolhiser D A. Overland flow on an infiltrating surface. *Water Resources Research*, 1971, 7: 899~913
- 67 Foster J B, Huggins L F, Meyer L D. Simulation of overland flow on the short field plots. *Water Resources Research*, 1968, 4: 1179~88
- 68 Freeze R A. Mathematical models of hillslope hydrology. In: Kirkby M J, ed. *Hillslope Hydrology*, New York: Wiley Interscience, 1978, 177~225
- 69 Akan A O. Predicting overland flow and infiltration. In: Waldrop W R, ed. *Hydraulics and Hydrology in the Small Compter Age, Proceedings of the Specialty Conference*, ASCE Lake Buena Vista, Florida, 1985. Vol.1, 89~83
- 70 Lima J L M P. Overland flow under rainfall: some aspects related to modelling and conditioning factors. [Unpublished Ph D thesis]. Agricultural University Wageningen, The Netherlands, 1989
- 71 戚隆溪, 黄兴法. 坡面降雨径流和土壤侵蚀的数值模拟. 力学学报, 1997. 29(3): 343~347
- 72 陈力, 刘青泉, 李家春. 坡面降雨产流特征的数值模拟研究. 泥沙研究, 2001, 4: 61~67
- 73 Chen L, Liu Q Q, Li J C. Runoff generation characteristics in typical erosion regions on the Loess Plateau. *International Journal of Sediment Research*, 2001, 16(4): 473~485
- 74 Wang G T, Chen Shulin, Boll J, Stockle C O, et al. Modelling overland flow based on Saint-Venant equations for a discretized hillslope system. *Hydrological Processes*, 2002, 16: 2409~2421
- 75 陈力, 刘青泉. 坡面流运动方程和有支流入汇的一维明渠流方程形式. 力学与实践, 2001, 23(4): 21~14
- 76 Lighthill M J, Whitham G B. On Kinematic Waves I: Flood movement in long rivers. In: *Proceedings Royal Society of London*, London, England, Series A, 1955. Vol. 229, 281~316
- 77 Henderson F M, Woding R A. Overland flow and groundwater flow from a steady rainfall of finite duration. *J Geophys Res*, 1964, 69: 1531~1540
- 78 Morgali J R, Linsley R K. Cpmputer analysis of overland flow. *J Hydr Div*, ASCE, 1965, 91(HY3): 81~100
- 79 Brakensiek D L. Hydrodynamics of overland flow and non-priamatic channels. *Trans ASAE*, 1966, 9(1): 20~26
- 80 Singh V P. *Kinematic Wave Modeling in Water Resources: Environmental Hydrology*. New York: John Wiley & Sons, 1997
- 81 沈冰. 地表水文有限元模拟. 西安: 西北工业大学出版社, 1996

- 82 Morris E M, Woolhiser D A. Unsteady one-dimensional flow over a plane: Partial equilibrium and recession hydrographs. *Water Resour Res*, 1980, 40: 31~47
- 83 Ponce V M, Li R M, Simons D B. Applicability of kinematic and diffusion models. *J Hydraul Div ASCE*, 1978, 104: 353~360
- 84 Govindaraju R S. On the diffusion wave model for overland flow. *Water Resour Res*, 1988, 24(5): 734~754
- 85 Esteves M, Faucher X, Galle S, Vauclin M. Overland flow and infiltration modelling for small plots during unsteady rain: numerical results versus observed values. *Journal of Hydrology*, 2000, 228: 265~282
- 86 Deletic A. Modelling of water and sediment transport over grassed areas. *Journal of Hydrology*, 2001, 248: 168~182
- 87 向华. 复杂坡面的产流输沙规律研究: [硕士论文]. 北京: 中国科学院力学研究所, 2002年6月
- 88 White L W, Vieux B, Armand D. Surface flow model: inverse problems and predictions. *Advances in Water Resources*, 2002, 25(3): 317~324
- 89 Young R A, Onstad C A, Bosch D D, Anderson W P. AGNPS: A non-point pollution model for evaluating agricultural watershed. *Journal of Soil and Water Conservation*, 1989, 44(2): 164~172
- 90 Perrone J, Madramootoo C A. Sediment yield prediction using AGNPS. *Journal of Soil and Water Conservation*, 1999, 54(1): 415~419
- 91 Grunwald S, Norton L D. Calibration and validation of a non-point source pollution model. *Agricultural Water Management*, 2000, 45: 17~39
- 92 Takken I, Jetten V, Govers G, Nachtergdele J, et al. The effect of tillage induced roughness on runoff and erosion patterns. *Geomorphology*, 2001, 37: 52~59
- 93 Takken I, Govers G, Steegen A, Nachtergdele J, Guerif J. The prediction of runoff flow directions on tilled fields. *Journal of Hydrology*, 2001, 248: 1~13
- 94 Govindaraju R S, Kavvas M L, Tayfur G. A simplified model for two-dimensional overland flows. *Advances in Water Resources*, 1992, 15: 133~141
- 95 Tayfur G, Kavvas M L, Govindaraju R S, Storm D E. Applicability of St Venant equations for two-dimensional overland flows over rough infiltration surfaces. *Journal of Hydraulic Engineering*, 1993, 119(1): 51~63
- 96 Tayfur G, Kavvas M L. Areal-averaged overland flow equations at hillslope scale. *Hydrological Sciences*, 1998, 43(3): 361~378
- 97 Tayfur G. Modeling two-dimensional erosion process over infiltration surfaces. *Journal of Hydrologic Engineering*, 2001, 6(3): 259~262
- 98 Li J C, Liu Q Q, Zhou J F. Environmental mechanics research in China. *Advances in Applied Mechanics* 2003, 39: 217~306
- 99 Liu Q Q, Chen L, Li J C, Singh V P. Two-dimensional kinematic wave modeling of overland-flow. *Journal of Hydrology*, 2004, 291: 28~41

DYNAMICS OF OVERLAND FLOW AND SOIL EROSION

(I)——OVERLAND FLOW*

LIU Qingquan LI Jiachun CHEN Li XIANG Hua

Institute of Mechanics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080, China

Abstract Overland flow produces eroding force and plays a basic role in the study of the dynamics process of soil erosion. This paper briefly introduces the basic characteristics and hydraulics properties of overland flow, and summarizes the research advances in the processes of soil infiltration, runoff generation, the resistance of overland flow, and the prediction model of overland flow. It is shown that the motion of overland flow on hillslopes with complex surface conditions, and the modeling of runoff generation in the various scales will be the future trends of overland flow dynamics.

Keywords overland flow, hydraulic characteristics, flow resistance, flow pattern, overland flow model

* This research was supported by Key Project of the National Natural Science Foundation of China (10332050) and the Innovation Project Foundation of Chinese Academy of Science (KJCX2-SW-L1)