

* 学术论文 *

降雨坡面径流汇集模型及其在茅坪滑坡中的应用*

刘青泉 李家春

中国科学院力学研究所, 北京 100080

摘要 采用运动波理论, 并基于地形对坡面流流向的控制作用, 建立了一种能够模拟坡面流集中汇流过程的数值计算模型, 该模型得到了人工降雨试验的良好验证. 将该模型运用于茅坪滑坡实际情况, 得到了茅坪滑坡的表面产流特征, 尤其是较好地显示了茅坪滑坡表面的径流汇集路线, 可为合理设计茅坪滑坡表面排水工程提供科学依据.

关键词 复杂坡面 降雨 入渗 坡面流 径流汇集 茅坪滑坡

降雨通常引起大量雨水入渗, 导致滑坡体孔隙水压力上升, 容重增大, 抗剪强度大幅下降等, 从而影响到滑坡体的稳定性^[1-5]. 因此, 合理进行排水是治理滑坡的重要工程措施之一.

对于一个滑坡体, 尤其是大型深层滑坡体, 常常需要采用多种方法综合治理, 排水处理是最重要的措施之一. 常用的排水工程有外围截排水沟、内部排水沟、排水盲沟、排水钻孔、排水廊道、灌浆阻水等, 首先进行表面排水是经常采用的有效措施之一. 合理地进行表面排水设计, 依赖于对滑坡体表面的降雨产流过程的细致了解. 实际情况下, 滑坡体表面地形都比较复杂, 降雨导致的表面流流动也很复杂, 细致模拟和分析表面流动的汇流路线, 是合理进行表面排水设计的重要依据.

理论上讲, 对坡面流进行二维运动模拟, 即可得到坡面流的流动方向. 但由于坡面流水深很小, 坡面地形起伏相对较大, 边界条件又十分复杂, 通常的研究方法, 如二维浅水方程, 对这类复杂坡面流并不适宜. 因此, 有关研究工作目前还比较缺乏. Scoging^[6]在研究坡面流运动时, 首先尝试研究

了这一问题, 采用二维计算网格, 而在各网格中仍采用一维模型的方法, 模拟计算了坡面流的集中汇流过程, 得到与实际大致符合的坡面汇流图像. 但该模型每个网格单元的水流仅流向最低的一个单元, 显然这不符合实际情况, 在某些情况下甚至定性行为亦不正确. 而且, 需要人为根据地形确定流动方向, 使得模型的运用很不方便. Govindaraju, Tayfur^[7, 8]等也对坡面流的二维流动现象进行了研究, 将一维运动波方程扩展到二维情况, 但仍需要人为确定流动方向. Michael等^[9], 曹文洪等^[10]采用分布式水文模型模拟了小流域的降雨汇流过程, 尽管改进单元出流为一边或一个角出流, 但仍需要人为确定出流方向, 并且单元内的水流运动采用简单的水量平衡, 难以很好地描述流动的动力学过程. 本文作者也曾对该问题进行了研究, 对单元出流采用双向分解, 并建立了准二维坡面流动力学模型^[11, 12], 可自动模拟坡面流的集中汇流过程. 但在单元流向的确定上, 比较复杂, 也还存在一些不完全合理之处.

本文旨在分析坡面汇流集中机理的基础上, 进

2005-09-20 收稿, 2005-11-25 收修改稿

* 国家自然科学基金重点项目(批准号: 10332050), “九七三”项目(批准号: 2002CB412703)和中国科学院知识创新方向项目(批准号: KJ CX2-SW-L1-4)资助

E-mail: qqliu@imech.ac.cn

一步发展更有效、更准确的计算方案,建立能够自动、合理地模拟不规则坡面上径流汇集过程的数值计算模型.最后,将其应用于茅坪滑坡,分析茅坪滑坡降雨产流的汇流特征,以便为茅坪滑坡治理中表面排水工程的合理设计提供科学依据.

1 坡面径流集中模型

坡面流是降雨与土壤入渗过程相互作用的结果和表现形式,坡面流的产生与土壤入渗紧密相关.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.反过来,坡面流运动对土壤入渗过程也有一定的影响.但由于坡面流对入渗的影响通常很微弱^[13],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)的概念将两者联系起来^[14].

由于气候和下垫面条件的不同,降雨产流的情况也不同,通常可以分为以“蓄满产流”为主和以“超渗产流”为主的两类产流方式.蓄满产流一般对应于地下水位较高的流域情况.降雨可以很快补充流域缺水量达到蓄满,产流中的一部分按稳定不变的下渗强度下渗,形成地下径流.而超渗产流一般不会形成地下径流,只有当降雨强度超过下渗强度时才有地面径流产生.两者的主要区别在于蓄满产流使得部分降雨以地下流动形式形成径流,而超渗产流情况下,其下渗水量全部蓄于通气层,不能形成径流而成为降雨损失量.对于本研究,主要强调表面径流的汇集过程,同时,对于茅坪滑坡这样的陡峭小范围坡面,通常地下水位也较低,而研究更关注的是一场暴雨的影响作用.因此,采用超渗产流方式模拟坡面径流的产生过程应该更符合实际情况.

1.1 地表入渗模型

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.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,并沿一条下凹曲线逐渐趋于一个稳定值,即达到稳定饱和入渗.基于这一认识,选用物理概念明了的Green-Ampt入渗模型,其计算方程式为

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

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

其中*i*为土壤入渗率(m/s);*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*为累计入渗量(m).

Green-Ampt模型是干土积水入渗模型,即整个入渗过程中地表始终有积水.但实际降雨中,往往开始时地表并无积水,为此,Mein等^[15]将其推广应用至开始无积水情况.设有稳定的降雨,当累计入渗量达到某一值时*i*=*p*,此时开始积水,可以导出开始积水时的累计入渗量*I_p*值

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

则开始积水的时间为

$$t_p = I_p/p, \quad (3)$$

因此整个过程的人渗率可以表示为累计入渗总量的函数:

$$i = p, \quad t \leq t_p, \\ i = K[1 + (\theta_s - \theta_i)S/I], \quad t > t_p, \quad (4)$$

将入渗过程表达为时间的函数,则有

$$K(t - t_p) = I - I_p - S(\theta_s - \theta_i) \cdot \ln\left(\frac{I + S(\theta_s - \theta_i)}{I_p + S(\theta_s - \theta_i)}\right), t > t_p, \quad (5)$$

由此可以得到入渗率由大变小并逐步趋于饱和和稳定入渗的真实入渗过程.

1.2 坡面流的运动波模型

坡面流的最大特征就是覆盖整个地表,水深很小,与地表的微小起伏同量级,受不规则地形的影响,径流总是向较低处汇集.目前多采用的描述方法有运动波理论和扩散波理论,其中运动波理论是最被广泛采用的一种简化模型.它由一维Saint-Venant方程简化而来,其基本假设是水流能坡和底坡相等,并借助Chezy阻力公式得到流量与水深的关

系. Woolhiser 等^[16]研究表明在运动波波数 $k > 10$ 时(实际坡面流运动波波数一般远大于 10), 运动波模型可以很好地描述坡面流运动. 因此, 运动波理论被广泛作为坡面径流的计算模式. 对于坡度较陡的坡面, 其坡面流的运动波模型方程为^[17,18]

$$\begin{aligned} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} &= p \cdot \cos\theta - i, \\ q &= \frac{1}{n} h^{5/3} S_0^{1/2}, \end{aligned} \quad (6)$$

式中 x, t 分别为为空间和时间坐标; h 为坡面流水深; q 为一维单宽流量(m^2/s), 即任一点处沿实际方向的单宽流量; n 为坡面糙率($\text{s}/\text{m}^{1/3}$); p 为降雨强度(m/s); i 为渗透率(m/s); θ 为坡面倾角; S_0 为坡面平均比降.

然而, 对于复杂地貌的坡面流, 需要将一维运动波理论扩展到二维形式. 在分析前人经验^[7,8]的基础上, 可将一维运动波方程推广到如下二维情况^[11,12]:

$$\begin{cases} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} = p \cos\theta - i \\ q = uh = \frac{1}{n} h^{5/3} S_0^{1/2} \\ q_x = q \cos\gamma \\ q_y = q \sin\gamma \end{cases}, \quad (7)$$

式中 q 为实际单宽流量, q_x, q_y 分别为 x, y 方向的单宽流量分量, γ 为水流流向与 x 轴夹角.

1.3 流向的确定与控制

细致分析方程(7), 实际上还是建立在一维运动波基础上, 对一维流量或流速的二维分解. 因此, 在模型建立上, 可以采取一种更为简明的模拟方法. 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, 即坡面流的二维流动. 即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, 然后根据单元网格几何形态确定水流方向并在两个方向上进行分解, 因此, 径流流向的控制与确定是模型建立中一个关键环节.

过去的模型大多需要根据地形人为确定网格单元的流向^[6-10], 且每个网格单元只有一个出流方向, 即不符合实际, 也不便于模拟计算. 本研究采用一种新的思路, 立足于坡面地形决定水流流向这一事实, 且各网格单元水流将会同时向相邻的两个较低网格出流, 将单元内径流在 x, y 两个方向上进行分解.

如图 1 所示, 对计算坡面作矩形网格划分. 所谓矩形是指该网格投影至水平面上是矩形, 而在实际空间中每个单元的四点并不一定处于一个平面. 可将每个单元近似为双线性单元, 它的描述方程为

$$z = (ax + b)(cy + d), \quad (8)$$

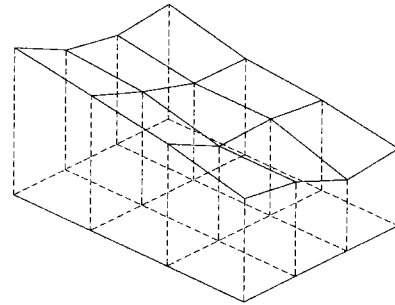


图 1 坡面网络划分示意图

此处 z 是单元的高程值. 由曲面表达式可知, 对固定的 x, z 与 y 的关系总是线性的, 而对固定的 y, z 与 x 的关系也总是线性的, 因此称为双线性单元.

根据对单元网格的双线性近似, 作者曾采用坐标变换, 将单元的平面投影区域变换到固定区域 $[-1, 1] \times [-1, 1]$ 上, 得到单元平面的描述方程, 从而求得单元中心点的倾角, 用以代表整个单元的倾角, 并得到水流顺单元流动方向的流向角, 从而对单元径流在 x, y 两个方向上进行分解^[11,12]. 该方法运用比较复杂, 用单元中心点倾角代表整个单元的倾角也不完全合理. 为此, 进一步采用一种更为简练合理的单元流向分解方法, 即采用单元平均倾角表达单元倾角, 运用 x, y 方向的平均倾角对径流进行两个方向的分解.

对于如图 2(a)所示的计算单元 $ABCD$, 设 4 个角点的高程分别为 z_A, z_B, z_C, z_D , 网格单元沿 x, y 方向在水平面的投影长度分别为 dx 和 dy , 单元坡面沿 x, y 方向的平均坡度角分别为 θ_x 和 θ_y ,

则近似有

$$\tan\theta_x = \frac{1}{dx} \left[\frac{z_A + z_B}{2} - \frac{z_C + z_D}{2} \right] = \frac{1}{2dx} (z_A + z_B - z_C - z_D), \quad (9)$$

$$\tan\theta_y = \frac{1}{dy} \left[\frac{z_A + z_C}{2} - \frac{z_B + z_D}{2} \right] = \frac{1}{2dy} (z_A + z_C - z_B - z_D), \quad (10)$$

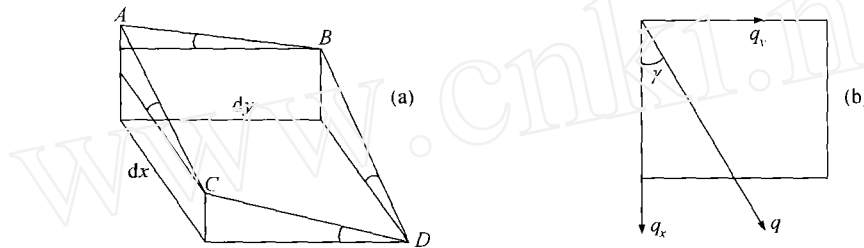


图2 网格单元和径流分解示意图

(a) 网格单元形态示意图; (b) 单元内径流分解

由此,可以得到网格单元内沿流动方向的平均坡度,有

$$\tan\theta = \sqrt{\tan^2\theta_x + \tan^2\theta_y}, \quad (11)$$

即

$$\theta = \arctan\sqrt{\tan^2\theta_x + \tan^2\theta_y}, \quad (12)$$

而单元内水流方向的流向角,即与 x 方向的夹角 γ 可由下式得到,

$$\tan\gamma = \frac{\tan\theta_y}{\tan\theta_x} = \frac{dx}{dy} \left[\frac{z_A + z_C - z_B - z_D}{z_A + z_B - z_C - z_D} \right]. \quad (13)$$

每个单元中的水流被认为是固定沿此流向角流出的,但会流入相邻的两个网格中.即水流从单元的每一点沿流向角流出,因此流动路线一般会与网格的两条边相交.若该网格中单宽流量为 q ,则 x 、 y 方向的单宽流量为

$$q_x = q\cos\gamma, \quad q_y = q\sin\gamma, \quad (14)$$

每个单元在空间中的平均长度用 Δx 、 Δy 表示,则

$$\Delta x = dx/\cos(\theta_x), \quad \Delta y = dy/\cos(\theta_y), \quad (15)$$

由此,可以得到每个网格单元的流向分解和各边出流总量.

1.4 方程的离散求解

按有限体积法形式可以将连续方程写为

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial F_x}{\partial x} + \frac{\partial F_y}{\partial y} = Sr, \quad (16)$$

F_x 、 F_y 分别表示 x 、 y 方向的通量, Sr 表示源项.

将计算节点取在网格中心,按有限体积法离散格式可写为

$$h_{i,j}^{n+1} = h_{i,j}^n - \frac{\Delta t}{\Delta x \Delta y} \left(F_{x,i+\frac{1}{2},j} \Delta Y_{i+\frac{1}{2},j} - F_{x,i-\frac{1}{2},j} \Delta Y_{i-\frac{1}{2},j} + F_{y,i,j+\frac{1}{2}} \Delta X_{i,j+\frac{1}{2}} - F_{y,i,j-\frac{1}{2}} \Delta X_{i,j-\frac{1}{2}} \right) + Sr_{i,j}^{n+1} \Delta t, \quad (17)$$

Δt 为计算时间步长, $\Delta \bar{x}$ 、 $\Delta \bar{y}$ 为网格单元实际空间中的 x 、 y 方向平均长度,带角标的 ΔX 、 ΔY 为网格各边实际边长.

值得注意的是,大多数情况下,一个单元网格可能有不止一个相邻的上游入流网格,也可能有不止一个相邻的下游出流网格,用一阶迎风格式计算时,需要计算所有上游入流网格的入流量之和,同样,需要计算所有下游出流网格的出流量之和.

2 模型验证

为检验本文模型的有效性,在土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室,进行了具有复杂地形起伏坡

面上产汇流过程的人工降雨试验。试验采用下喷式降雨装置,其喷头距地面16 m,下落雨滴足以达到终速。试验小区为3.2 m×1 m的长方形土槽,采用陕西杨陵的当地黄土,填土厚约30 cm,控制填土的干容重约为1.3 g/cm³。试验前在坡体表面人为塑造了具有明显起伏的地形,用于细致观测复杂地形引起的径流汇集过程。试验中土槽平均坡度为10°,采用的降雨强度为1.6 mm/min,历时60 min。试验中观测了坡面流的集中汇流过程和出口流量过程。

由于坡面地形是预先塑造的,实验中,产流一开始就形成明确的汇集路线,说明地形对坡面流汇集过程起着决定作用。实验中采用的土壤为黄土,降雨产流过程中同时出现了土壤的剥离侵蚀,坡面原始地形有微小变化。但这种变化主要发生在低凹

沟道中,即水流集中的流路中,主要是刷深了沟道,并没有引起明显的流路改变。由此对产流过程的影响可以忽略。观测的径流汇集流路也较好地反映了实验过程中径流的真实汇集流路。

利用该试验结果对本文建立的产汇流模型进行验证。根据试验中的土壤条件,选择模型中的主要计算参数为:土壤孔隙率50.27%,初始含水率22.62%,渗透系数0.1 mm/min,土壤吸力0.15 m,表面糙率系数0.03。模拟计算结果见图3,4。

图3为坡面产流过程的计算结果。可见,尽管产流过程的实验观测结果比较分散,但模拟结果还是能够较好地符合实验结果,而累计产流量的模拟结果与实验数据吻合相当好,说明该模型可以较好地模拟坡面上的降雨产流过程。图4为水深在整个

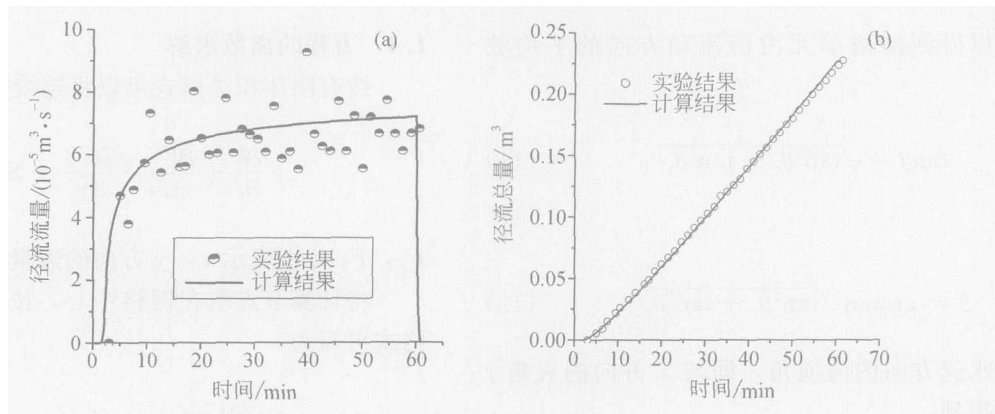


图3 产流过程的实验和计算结果比较

(a) 产流过程; (b) 产流总量

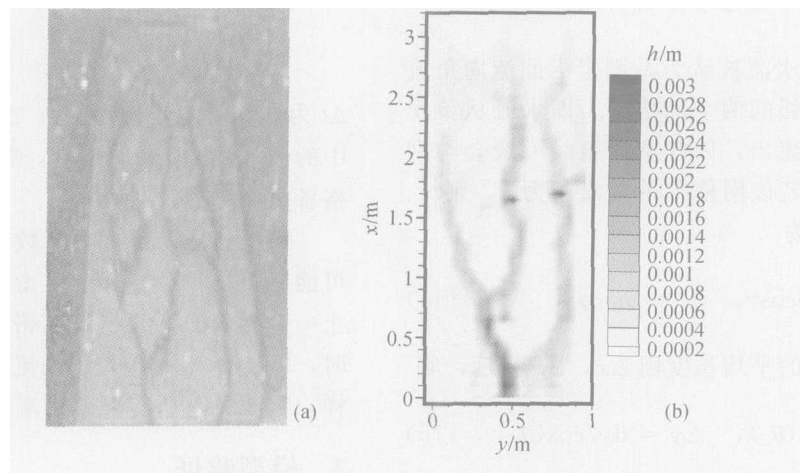


图4 坡面降雨汇流路线的观测结果和模拟计算结果比较

(a) 实验观测的径流汇集结果; (b) 模拟计算的水深分布

坡面分布的实验与模拟结果比较. 图4(b)中水深较大的部分, 即灰度较深的地方, 也就是水流形成的集中路径. 与图4(a)显示的试验观测结果比较, 其集中流路符合很好. 充分说明本文所建立的产汇流模型可以较好地模拟不规则坡面上的坡面流汇流过程和集中流路.

3 茅坪滑坡产汇流计算

3.1 茅坪滑坡概述

茅坪滑坡位于清江左岸, 距下游隔河岩水库大坝66 km, 是清江隔河岩库区规模最大的滑坡. 自1993年水库蓄水以来, 该滑坡发生持续缓慢的变形, 到目前为止最大位移达2100 mm, 而且仍在变化之中. 若该滑坡体滑入水库将会形成库中坝, 对库区造成严重的危害. 分析研究表明, 水库蓄水和降雨入渗是导致茅坪滑坡复活的主要原因^[19]. 茅坪滑坡整体形态如图5所示, 纵向最大长度约1600 m, 横向最大宽度约600 m, 后缘高程570 m, 滑体厚度5—86 m, 体积约 $2350 \times 10^4 \text{ m}^3$. 滑体前缘地形较陡, 坡度在 $28\text{--}55^\circ$ 之间, 其他部分地形较平缓, 坡度在 $15\text{--}20^\circ$ 之间.



图5 清江茅坪滑坡

3.2 计算区域及模型参数选取

为了能够全面了解茅坪滑坡区域的降雨入渗汇流过程, 选取包含了整个茅坪滑坡的一长方形规则区域作为模拟计算区域. 选取 x 轴为坡面纵向走向, y 轴坡面横向走向, 则模拟计算区域为如图6所示, 其中, $0 \leq x \leq 1600 \text{ m}$, $0 \leq y \leq 800 \text{ m}$. 模拟计算中, 将 y 方向划分40个网格, x 方向划分80个

网格, 网格大小为 $20 \text{ m} \times 20 \text{ m}$ 正方形网格. 在确定边界条件时, 为简化计算, 认为计算区域四周边界均没有入流, 但不限制四周边界的出流, 是否出流完全取决于地形条件和模拟计算结果.

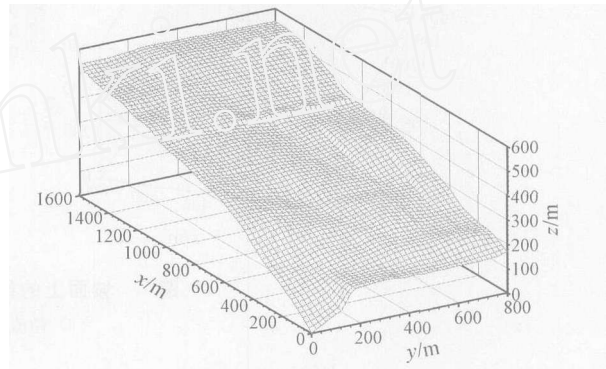


图6 模拟计算区域及地形图

茅坪滑坡区的地形和地表覆盖条件都比较复杂, 尤其是地表植被对降雨有一定的截流作用, 同时由于植被覆盖分布的不同, 对土壤孔隙率、初始含水率及渗透系数均有一定的影响, 需要做进一步的细致调查和分析, 进而合理地确定对降雨和土壤条件的影响. 但目前缺乏这方面的观测资料, 在本模型中没有考虑这方面的影响. 由于本研究更关注一场暴雨引起的表面径流汇集过程, 因此, 植被覆盖不会对表面径流的汇集过程和线路产生质的影响, 作为主要了解茅坪滑坡的降雨表面汇流流路仍然是可行的.

同时, 尽管植被的影响使得土壤特性参数分布不均, 但由于研究的区域范围很小, 本研究中近似取土壤特性参数为常数. 根据在茅坪滑坡的实地观测和分析, 选取土壤参数如下: 土壤初始含水率 $\theta_i = 17\%$, 土壤饱和含水率 $\theta_s = 48\%$, 土壤饱和入渗率 $K = 1.465 \times 10^{-6} \text{ m/s}$, 土壤基质吸力 $S = 0.2$, 滑坡体表面阻力系数 $n = 0.045$.

3.3 模拟计算结果及分析

3.3.1 表面径流汇流路线的模拟计算

选取降雨强度为 60 mm/h , 对茅坪滑坡区域的表面降雨产汇流过程进行模拟计算, 结果如图7-9所示. 图7给出了降雨历时60 min时, 坡面上径流水深和单宽流量在三维地形上分布的模拟结果. 为了更清楚地显

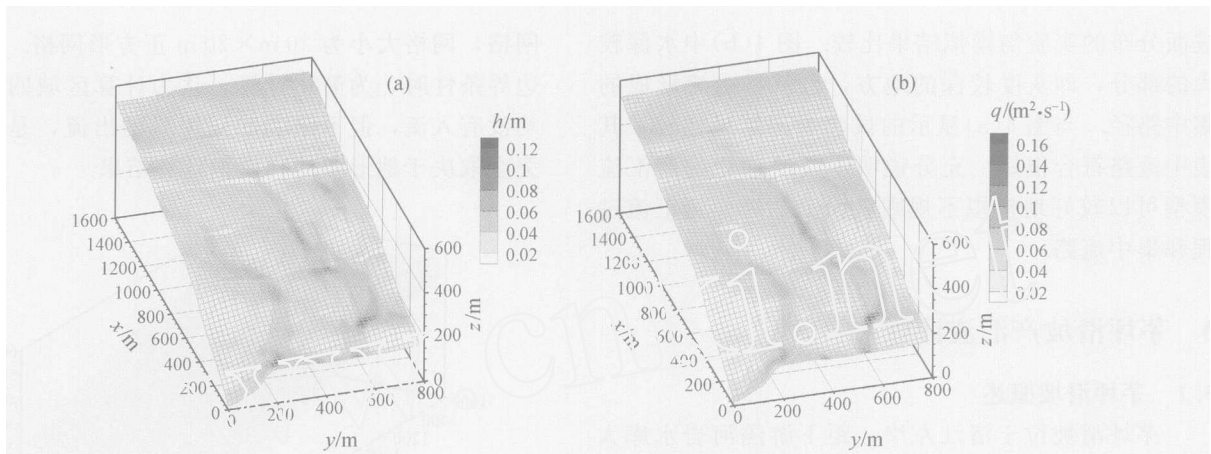


图7 坡面上的径流水深和单宽流量分布图

(a) 径流水深; (b) 单宽流量

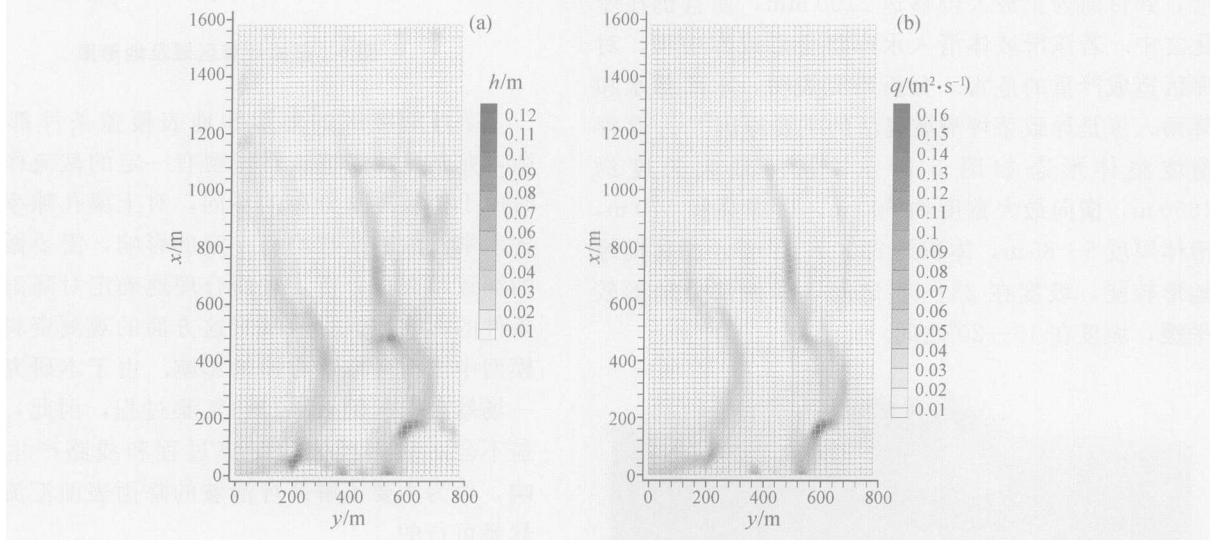


图8 坡面径流水深和单宽流量分布平面图

(a) 径流水深; (b) 单宽流量

示坡面上的径流汇集线路,图8给出了径流水深和单宽流量在平面上投影的模拟结果.图中径流水深或单宽流量较大的部分,即灰度较深的地方,即为水流汇集形成的集中路径.可见在茅坪滑坡上会形成两条比较明显的径流集中流路,与茅坪滑坡地形(见图5)比较,很好地反映了茅坪滑坡地形特征对表面径流运动的影响,径流总是由较高处向较低处汇集,逐渐形成清楚的汇集线路.尽管没有茅坪滑坡实际汇流过程的详细观测结果,但初步调查表明,茅坪滑坡的确存在两条比较明确的汇流沟道,说明本模型能够较好地模拟这种复杂地貌条件下的降雨产汇流过程.

图9还给出了径流流速大小,及流速矢量在坡面分布的模拟结果,更清楚的显现出茅坪滑坡降雨引起的表面径流流动方向和汇集路线.特别是流速矢量模拟结果,可以充分反映整个坡面上的径流流动方向,给出了茅坪滑坡上整体的径流汇集图像.

3.3.2 表面产流过程和入渗过程的模拟计算 改变降雨条件,对不同降雨强度时茅坪滑坡的产流过程和入渗过程进行了模拟计算.图10所示为降雨强度分别为30,60,90,120 mm/h,降雨历时均为60 min情况下,整个坡面的径流流量过程和累计产流总量过程.图11给出了茅坪滑坡区的整体入渗

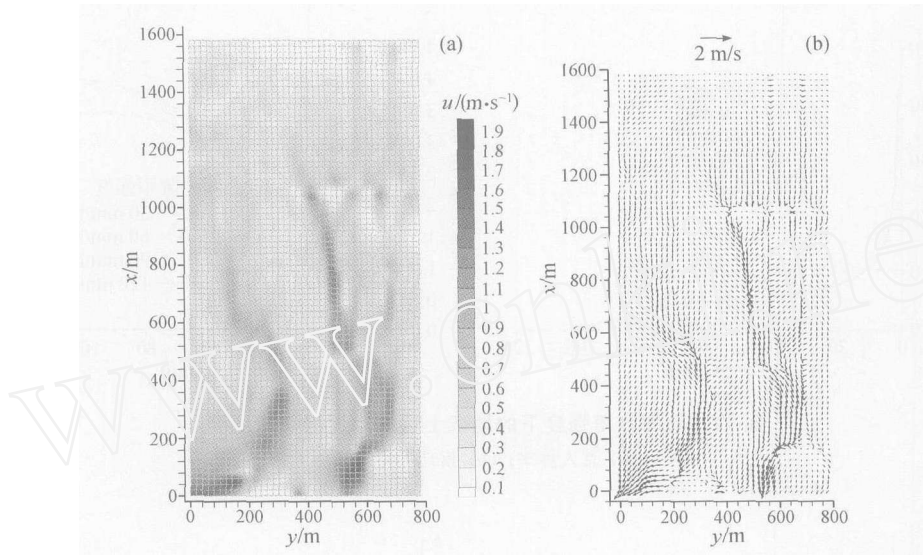


图9 坡面径流流速分布平面图

(a) 流速大小分布; (b) 流速矢量分布

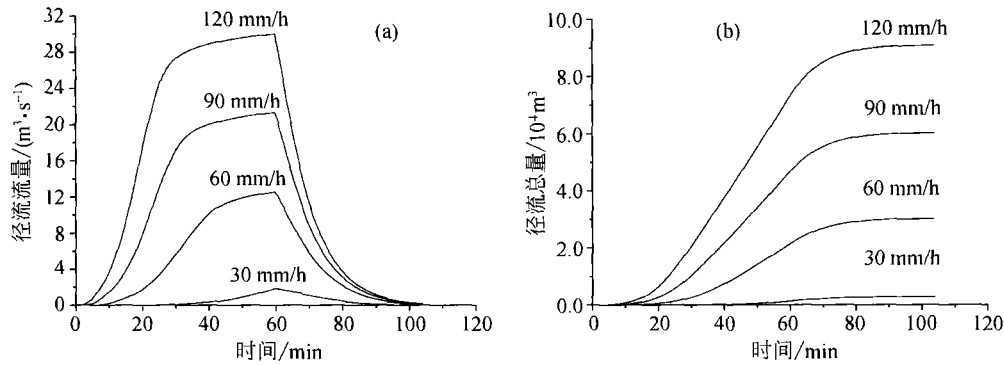


图10 不同降雨强度下的坡面产流过程模拟结果

(a) 径流流量; (b) 累计产流总量

过程和入渗总量发展过程. 模拟结果表明随着降雨强度的加大, 产流总量和入渗总量都会有所增大. 从入渗总量发展过程看, 一场 60 min 的降雨, 入渗总量可以达到 $4 \times 10^4 \text{ m}^3$, 说明降雨引起的入渗量是相当可观的. 这些人渗水除可以引起土体的软化, 增大空隙水压力外, 单就坡体重量的增加也很可观, 对滑坡的稳定极为不利. 在本模型计算中, 没有考虑坡体中存在的裂隙, 如果坡体中存在裂隙, 将会大大增加入渗量和入渗深度, 特别当裂隙存在于汇流集中之处时, 将会引起更大的入渗量. 可见采取有效的排水措施对茅坪滑坡治理十分重要.

对于小降雨强度、长历时的降雨情况, 选择了

降雨强度为 15 mm/h, 降雨历时为 3 h 的情况进行了模拟计算, 图 12 为产流流量过程和入渗总量变化过程的计算结果. 可以看出, 尽管小强度降雨时, 产流量较小, 但入渗总量却同样可以达到很大值. 说明小强度, 但历时较长的降雨也可以造成大量雨水入渗, 同样会危及到滑坡的稳定.

比较不同降雨强度下, 入渗总量占降雨总量的比例, 见表 1 所示. 可见, 入渗量占降雨量的比例随着降雨强度的减小而增大, 进一步说明小强度的降雨, 同样会造成大量的雨水入渗, 甚至小强度长历时的降雨会造成更多的雨水入渗, 更不利于滑坡的稳定性.

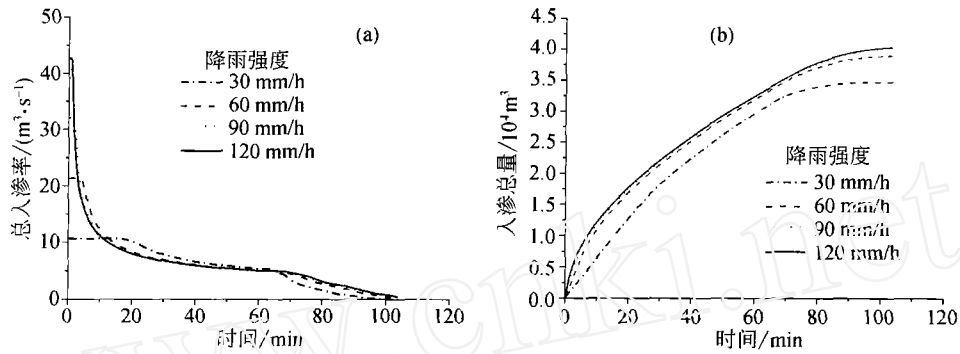


图11 不同降雨强度下的地表土壤入渗过程模拟结果

(a) 总入渗率; (b) 累计入渗总量

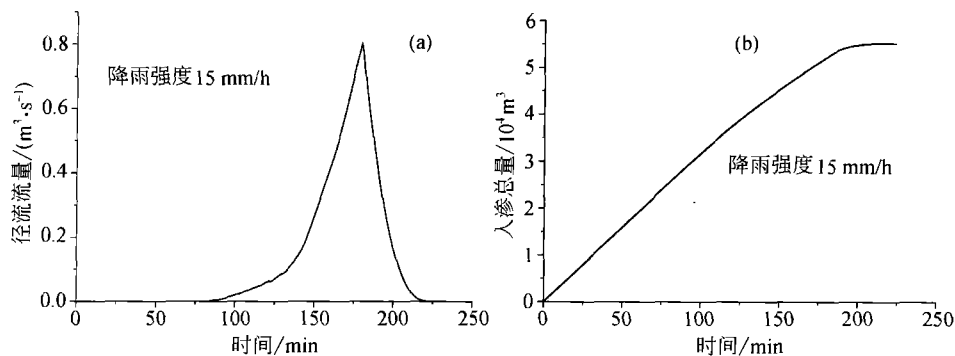


图12 小降雨强度下的地表产流量和入渗过程模拟结果

(a) 表面径流; (b) 累计入渗总量

表1 不同强度降雨条件下入渗量占降雨总量比例

降雨强度/(mm·h ⁻¹)	15	30	60	90	120
入渗量占降雨总量比例/%	95.96	90.39	50.78	34.67	26.29

4 结论

本文基于坡面上的几何地形差异是引起坡面流集中汇流的根本原因,采用运动波理论和改进的Green-Ampt入渗模型,建立了复杂坡面降雨产汇流动力学模型.该模型能够模拟计算坡面上因降雨导致的土壤入渗过程和产流发展过程,特别是能够合理地模拟坡面上因地形差异引起的坡面流集中汇流路线.

运用该模型模拟了茅坪滑坡的实际降雨入渗和产汇流过程,得到了茅坪滑坡的表面径流汇集图像,表明茅坪滑坡存在两条明显的径流汇集线路.同时,对茅坪滑坡降雨引起的入渗量和产流量发展

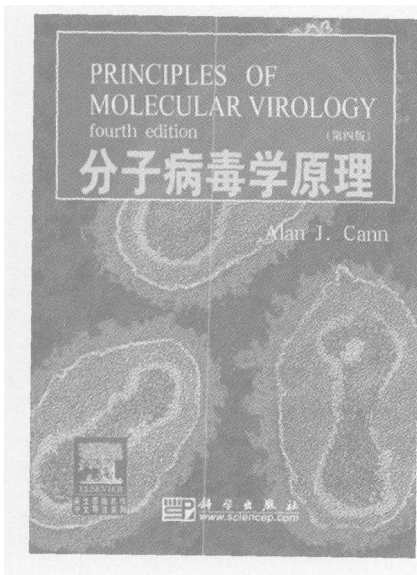
过程模拟结果表明,大暴雨或长历时小雨均可引起雨水的大量入渗,危及到茅坪滑坡的稳定性.

需要指出的是,茅坪滑坡的地形和地表植被比较复杂,对降雨的截流过程,以及土壤的特性参数都有一定的影响.由于缺乏这方面的观测资料,本研究中没有考虑由此带来的影响.更为可靠地确定茅坪滑坡的降雨产流量,特别是入渗过程,需要进一步细致地考虑植被覆盖的影响.尽管如此,本研究结果,尤其是对降雨引起的径流汇集过程和流路的精细模拟,仍可为合理设计茅坪滑坡表面排水工程提供重要依据.

致谢 中国科学技术大学力学系魏植岩同学,在中国科学院力学研究所实习期间,帮助进行了资料整理,以及部分具体的数值计算工作,在此表示衷心感谢.

参 考 文 献

- 1 Iverson R M. Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research*, 2000, 36 (7): 1897—1910
- 2 Chen H, Lee C F. A dynamic model for rainfall-induced landslides on natural slopes. *Geomorphology*, 2003, 51: 269—288
- 3 Hanenberg W C. Observation and analysis of pore pressure fluctuations in a thin colluvium landslide complex near Cincinnati Ohio. *Engineering Geology*, 1991, 31: 159—184
- 4 Angeli M G, Pasuto A, Silvano S. A critical review of landslide monitoring experiences. *Engineering Geology*, 2000, 55: 133—147
- 5 姚海林, 郑少河, 李文斌, 等. 降雨入渗对非饱和膨胀土边坡稳定性影响的研究, *岩石力学与工程学报*, 2002, 21(7): 1034—1039
- 6 Scoging H. Modeling overland-flow hydrology for dynamic hydraulics. In: Parsons A J, Abrahams A D. eds, *Overland Flow*, UCL Press, 1992, 89—103
- 7 Govindaraju R S, Kavvas M L, Tayfur G. A simplified model for two-dimensional overland flows. *Advances in Water Resources*, 1992, 15: 133—141
- 8 Tayfur G. Modeling two-dimensional erosion process over infiltration surfaces. *Journal of Hydrologic Engineering*, 2001, 6(3): 259—262
- 9 Michael B A, Refsgaard J C. Distributed Hydrological Modeling. Netherland, Kluwer Academic Publishers, 1996
- 10 曹文洪, 祁伟, 郭庆超, 等. 小流域产汇流分布式模型, *水利学报*, 2003, 9: 48—56
- 11 Li J C, Liu Q Q, Zhou J F. Environmental mechanics research in China. *Advances in Applied Mechanics*, 2003, 39: 217—306
- 12 Liu Q Q, Chen L, Li J C, et al. Two-dimensional kinematic wave model for overland-flow. *Journal of Hydrology*, 2004, 291: 28—41
- 13 Schmid E H. On the overland modelling: Can rainfall excess be treated as independent of flow depth? *Journal of Hydrology*, 1989, 107: 1—8
- 14 Singh V P. *Kinematic Wave Modeling in Water Resources: Surface Water Hydrology*. New York: John Wiley & Sons, 1996
- 15 Mein R G, Larson C L. Modeling in filtration during a steady rain. *Water Resour Res*. 1973, 9 (2): 384—394
- 16 Woolhiser D A, Liggett J A. Unsteady, one dimensional flow over a plane—The rising hydrograph. *Water Resour Res*, 1967, 3 (3): 753—771
- 17 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—24
- 18 Liu Q Q, Singh V P. Effect of micro-topography, slope length and gradient and vegetative cover on overland flow, *Journal of Hydrologic Engineering*, 2004, 9(5): 375—382
- 19 邓建辉, 马水山, 张保军, 等. 清江隔河岩水库茅坪滑坡复活机理初探. *岩石力学与工程学报*, 2003, 22 (10): 1730—1737



《分子病毒学原理》 Alan J. Cann 著
科学出版社 定价: 50.00 元

本书以简明、清晰、图文并茂的风格论述现代病毒学。内容包括：病毒基础知识、病毒颗粒形态、病毒基因组、病毒复制、基因表达、病毒感染、病理机制、亚病毒介质等。书后附有词汇和缩写、亚病毒感染剂的分类、病毒学历史等。

- 本书在国外的许多院校作为推荐教材，美国微生物学会称其“特色鲜明，比同类书中的任何一本都更适合大学生使用”

- 新版增加了“病毒和凋亡”、“噬菌体和人类疾病”等新的小节，增加 SARS 等热点内容

- 附有光盘，内含互动的学习资源，对本书的每一章加以补充