

泥石流源区弱固结砾石土的渗透规律

陈宁生, 张 军

(中国科学院、水利部中 成都山地灾害与环境研究所, 四川 成都 610041)

摘 要: 泥石流源区砾石土的渗透过程是泥石流形成全过程中不可缺少的一个子过程, 该研究对泥石流形成规律的认识和对泥石流汇流计算具有重要的意义。为此, 笔者与日本学者一道选择蒋家沟支沟——大凹子沟的弱固结坡积物坡面做径流产流实验, 实验区面积 4 000 cm², 实验用可控的头降雨, 通过接收和量取超渗产流的量, 判断土体是否达到稳定下渗, 得出初始下渗率为 0.55 mm/min, 参数 β 为 0.56。通过下渗率与时间关系的曲线描述, 建立泥石流源区砾石土的渗透方程, 该方程可用物分析泥石流源区激发雨量过程的渗透规律, 同时揭示泥石流源区产流过程地表径流的形成机理及其与流体的产生及流量的关系。通过大凹子沟 1994—06—15~16 日的降雨资料可计算出超渗产流为 0.415 mm/min, 其总流量占泥石流总流量的 17.8%。

关键词: 泥石流源区; 砾石土; 渗透规律

中图分类号: P95; P954; P349

文献标识码: A

泥石流源区广泛分布着砾石土, 其 > 2 mm 的颗粒占 50% 以上。这些土体大多数都经过了滑坡、崩塌、坡面泥石流等重力侵蚀作用的短距离搬运和堆积过程^[1-2]。其组成的一个显著特征是级配较宽, 有大到数米的漂砾, 亦有 < 0.005 mm 的粘粒^[3,4]; 且通常大的颗粒形成骨架结构。小的颗粒形成粒状结构充填其中, 粘粒形成网状结构包裹粗大颗粒^[5]。这一切决定了泥石流源区砾石土具有其特殊渗透规律。泥石流源区丰富的点暴雨和冰川融水等径流的作用, 使该区的渗透规律的特殊性更为明显。这一特殊的渗透规律是联系源区降雨和土体崩滑起动的纽带, 使该区的渗透规律的特殊性更为明显。这一特殊的渗透规律是联系源区降雨和土体崩滑起动的纽带, 故具有重要的, 值得开展。前人已对泥石流降雨的过程及泥石流源区土体的崩滑起动^[6-7]等问题作了大量的研究工作; 田连权等为了观测源区超渗产流与泥石流的关系, 在源区做了大量的径流场实验^[5], 这一切为该研究奠定了基础。前人还在实验的基础上提出了若干模式^[8], 常见的有:

1932 年 KOSTIAKOV 提出的

$$f_p = kkt^{-2} \quad (1)$$

1940 年 HORTON 提出的

$$f_p = f_c + (f_0 - f_c)e^{-\beta} \quad (2)$$

1957 年 PHILIP 提出的

$$f_p = f_c + 1 \frac{1}{2} st^{-\frac{1}{2}} \quad (3)$$

式中 f_p 是 t 时刻的下渗率 (mm/h), f_0 中土壤初始下渗率 (mm/h), s 是土壤吸水系数, f_c 为稳定下渗率 (mm/h), e 为自然对数底。

笔者将在这些模式的基础上, 结合泥石流源区特殊性, 进行实验研究, 拟出渗透方程。

1 渗透实验

选取大凹子沟源区面积为 0.4 m² 的弱固结坡面为实验区。因流域大面积分布的是无植被的固结坡积物。该实验区的颗粒组成经取样分析为: > 20 mm 的占 4.2%, 20 mm ~ 5 mm 的 30.6%, 5 mm ~ 2 mm 的为 15.0%, 2 mm ~ 1 mm 的为 11.0%, 1 mm ~ 0.5 mm 者为 6.7%, 0.5 mm ~ 0.05 mm 者为 9.9%。实验时为晴天, 土体干燥。首先用 2000 ml 的水湿润实验区土体, 之后用 2 000 ml/min 雨强的喷头在区喷洒, 实验过程中可堵塞喷头的部分孔隙而改变雨强, 通过测量 2 000 ml 水量的喷洒时间, 求出平均雨强。

以上实验在接取坡面的超渗产流量的基础上, 将降雨量减去超渗产流量, 即得渗透水量, 此值除以时间即得土体的渗透率。以上的实验若进行前后

收稿日期: 2000-03-29; 改回日期: 2000-08-14。

基金项目: 国家青年基金(49801002)和云南省青年基金(98D022Q)资助。

作者简介: 陈宁生(1965—), 男(汉族), 福建南安人, 硕士, 助研, 主要从事山地灾害研究。

1 min的超渗产流量相同时,表明此时的土体已达到稳渗状态,即可终止实验。该实验是笔者与高桥堡等日本学者一道完成,实验结果计算值见表 1。

表 1 大凹子沟源区土体的渗透率

Table 1 The Earth Permeability on Slope of DAWAZI Debris Flow Original Aree

试验区	区域面积 cm ²	坡度	实验时间 min	降水强度 mm/min	超渗产流 ml	渗透率 mm/min	稳定下渗率 mm/min	初始下渗率 mm/min
弱固结坡面堆积物	80×50	46	1	468	588	0.338	0.11	0.55
			2	6.0	1125	0.264		
			3	4.9	1458	0.137		
			4	5.3	1586	0.137		
			5	5.1	1527	0.132		

2 渗透曲线与方程

经模拟计算发现该曲线可近似地用 Horton 方程加以拟合,在该方程中需要求解的参数有土壤的稳定下渗率 f_c ,土壤初始晴渗率 f_o 与土壤的稳定下渗率 f_c 之差(f_o-f_c),从渗透实验可知,实验经过5 min后其渗透率稳定在0.13 mm/min,但在有限的实验时间内,土壤无法达到稳定下渗状态, f_c 值宜小于且接近0.13 mm/min。参阅国内外有关资料并参照实验结果取 f_c 为0.11 mm/min, f_o-f_c 为初始下渗率与稳定下渗率的差,依据实验结果所描绘的曲线,当时间 $T=0$ 时, f_o 为0.55 mm/min,故取 f_o-f_c 为0.44。将实验时间 $T=1,2,3,4,5$ min及相应的渗透率, f_o-f_c 和 f_c 代入方程(2)计算得最佳 β 值为0.56,即得如下经验式:

$$Fp=0.11+0.44e^{-0.56t} \tag{4}$$

以时间为横座标,以下渗率为纵座标,将实验值和依据(4)式的计算值点绘于座标图上(见图 1)。

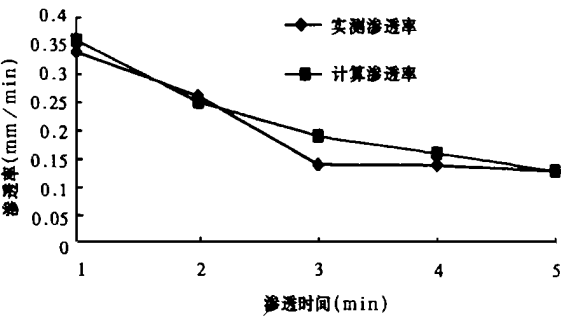


图 1 实测土体渗透率与计算渗透率的比较
Fig. 1 The Comparing between Test Permeability And Calculation Pemeability

以上实测渗透论曲线表明实际的下渗过程可分为三个阶段,第一阶段在实验时间3 min以前,此过

程的下渗率的下降速度较快,这表明水分子被土粒吸附成膜状水;第二阶段在3 min~5 min,此间下渗的速率下降较慢,表明下渗的水流在土壤孔隙向下作不稳定的流动;第三阶段为表土层饱和,水分子只在重力的作用下向下作稳定的流动。依据 HORTON 方程拟合的经经验公式所反映的渗透过程与实际过程相当接近,但其阶段性不那么明显,渗透率随时间逐步稳定下降,这种差异的原因系泥石流源区特殊的土体结构及降雨特征决定的。

3 超渗产流计算

超渗产流在泥石流的形成和流量的汇集占有重要的地位。为研究泥石流的形成,田连权等^[3]在蒋家沟泥石流源区的观测发现:雨强>0.14 mm/min时,坡地不产流,只有<0.15 mm/min时,坡地才会产生径流,这一数值表明实验区的稳定下渗率为0.14 mm/min,与笔者的实验值相接近。这亦表明笔者的实验结构可进一步应用于源区的径流分析计处。现以 1994-06-16 蒋家沟支沟一大凹子沟的暴雨过程(图 3)和泥石流过程为例计算激发雨量过程的超渗产流特征。

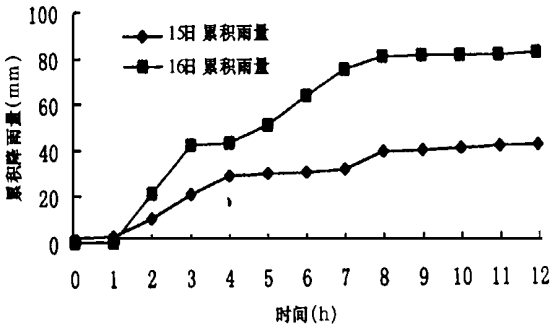


图 2 1994-06-15~16 T 0:00~12:00 时的累积雨量过程
Fig. 2 The Raining Process of Dawazi Gully Between 0~12 o'clock in June 15 And 16, 1994

从下图可知 15 日的降雨量较小, 其过程为前期雨量过程, 百 16 日的 4 h ~ 6 h 的雨强最大, 为激发雨量过程。

大凹子沟流域面积 2. 33km², 1994—06—16 T 06: 05 ~ 06: 23 暴发了几年来最大的一场泥石流, 06: 30 通过断面测量及流速的计算, 得知其洪峰出山口的流速可达 7. 67 m/s; 洪峰出山口流量为 9 065 m³/s。该次泥石流的激发雨量过程降雨量为 10. 5 mm, 平均的激发雨强 0. 525 mm/min。若假设源区的土质均匀, 稳定下渗率一致, 则超渗产流的强度为 0. 415 mm/min, 整个流域平均的超渗产流流量为 16. 1 m³/s, 这一流量相当于泥石流洪峰流量的 17. 8 %。

以上的计算值是简化的结果, 要深入研究径流的过程尚需进一步在其它坡地类型进行实验, 同时引入汇流的算法, 并研究超蓄产流的规律。

参考文献:

[1] Paul Myrow & R. N. Hiscott. Shallow—water gravity—flow deposits, Chapel island formation, Southeast Newfoundland, Canada[J] . *Sedimentology*, 1991, (38): 935 ~ 959.
[2] A. E. Aksu & R. N. Hiscott. Shingide quaternary debris flow lenses on the northeast Newfoundland Slope[J] . *Sedimentology*, 1992 (39): 193 ~ 206
[3] 杜榕桓, 康志成, 朱平一, 等. 云南小江泥石流[M], 重庆: 科学技术文献出版社分社. 1987. 103 ~ 113.
[4] 吴积善, 康志成, 田连权, 等. 云南蒋家沟泥石流观测研究[M], 北京: 科学出版社. 1990. 62 ~ 70.
[5] 田连权, 吴积善, 康志成, 等. 泥石流侵蚀搬运堆积[M]. 成都: 成都地图出版社. 1993 185 ~ 187
[6] 崔鹏. 泥石流起动机理的研究[D]. 北京林业大学博士论文. 1990. 1 ~ 6.
[7] 陈宁生. 源地土类泥石流起动的临界厚订分析[A]. 第四届全国泥石流学术讨论会论文集[C], 兰州: 甘肃: 文化出版社. 1994 350 ~ 353
[8] 王燕生. 工程水文学[M]. 北京: 水利电力出版社. 1991. 35 ~ 36

The Research of Permeability on Lose Gravelly Soil in Debris Flow Original Area

CHEN Ning-sheng and ZHANG Jun

(Institute of Mountain Disasters & Environment of Chinese Academy of Sciences, Chengdu 610041 PRC)

Abstract: Choose the debris flow original area, on loose gravelly soil slope, to do permeability experiment. The experiment area is 4000cm². The Shower nozzle is used to produce rains. The precipitation is controlled by block up some of the hole on shower nozzle. Therefore, the infiltration rate is gotten. It is found that the rate of stable infiltration is 0. 11 mm/min. The initial infiltration is 0. 55 mm/min. From the test data the value of β is obtained, $\beta=0.56$. Therefore, the permeability formula be written as

$$F_p=0.11+0.44e^{-0.56t}$$

This romula can be used to calculate the runoff resulted from excess rain in debris flow original area. The ratio of the amount of runoff to that of debris flow can be obtained. In terms of the raining processes of Dawazi gully between 0 ~ 12o' clock on June 15 ~ 16, 1994, the runoff resulted from excess rain is gotten. It is found that the rate of runoff is 0. 415 mm/min. This value take 17. 8 % of the total discharge of debris flow.

Key words: the debris flow original area; gravelly soil; permeability