

降雨引起的坡体响应数值模拟*

叶天立^① 鲁晓兵^① 崔鹏^②

(^①中国科学院力学研究所水动力学与海洋工程重点实验室 北京 100190)

(^②中国科学院成都山地灾害与环境研究所 成都 610041)

摘要 利用北川地区土性参数和地形条件,对降雨作用下的渗流特性进行了数值模拟。采用修正的 Mohr-Coulomb 模型,引入了非饱和理论用于饱和-非饱和渗流的分析。通过数值模拟得出了土体饱和度、孔隙水压力分布及其随降雨历时的变化情况,使得对降雨坡体失稳问题的认识更加直观和清楚。土体饱和度增加,孔隙水压力增大,基质吸力减小,使得土体抗剪强度不断减小甚至丧失,促进坡体失稳和泥石流或滑坡的发生。

关键词 降雨 泥石流 非饱和土 数值模拟

中图分类号:TU433 **文献标识码:**A

NUMERICAL STUDY ON RESPONSES OF SLOPES UNDER RAINFALL

YE Tianli^① LU Xiaobing^① CUI Peng^②

(^①Laboratory for Hydraulic and Ocean Engineering, Institute of Mechanics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100190)

(^②Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Sciences, Chengdu 100190)

Abstract The responses of the slope under rainfall were investigated numerically by using the soil characteristics and the terrain in Beichuan, Sichuan province. Modified Mohr-Coulomb model was used to describe the mechanical behavior of soils. The saturated and unsaturated seepage were considered in the computation. The development and the evolution of the pore water saturation and the pore water pressure in the slope under rainfall were obtained and discussed, which is beneficial to the understanding of the instability of the slope. With the increase of the pore water saturation under rainfall, the pore water pressure increases and the suction decreases. Accordingly the shear strength of the soil layer decreases and the instability of the slope and the initiation of debris flow or landslide will be promoted.

Key words Rainfall, Debris flow, Unsaturated soil, Numerical simulation

1 引言

降雨是诱发泥石流起动的主要因素之一,雨水下渗使得地表层土体饱和度不断增加,基质吸力锐

减并引起土体抗剪强度大幅度下降,从而可能导致泥石流起动^[1-3]。在自然界里,土绝大多数处于非饱和状态。非饱和土性质的复杂性主要是由于土中气相的存在引起的吸力,它对非饱和土的力学性质有很大的影响。

* 收稿日期:2011-04-20;收到修改稿日期:2011-05-30.

基金项目:国家自然科学基金项目(No 1077218),国家高技术发展研究专项(863),中国科学院三期创新方向性项目“KJ CX2-YW-L02”资助.

第一作者简介:叶天立,主要从事岩土工程和海洋水合物方面的研究工作. Email: xblu@imech. ac. cn

1931年, Richards^[4]将 Darcy 的线性渗流理论推广应用到非饱和渗流中。Iverson 等^[5-8]研究泥石流在启动中, 土体中孔隙压力的增长、消散及维持的机理。陈守义^[9]采用极限平衡方法, 建立了一套能考虑水分入渗的非饱和土边坡的稳定性分析方法。李兆平等^[10]以体积含水率作为因变量, 建立了降雨入渗引起非饱和土边坡失稳的分析方法。Sun. Y 等人^[11, 12]的研究表明, 浅部较快达到饱和并引起坡脚发生破坏。

本文进行了降雨诱发泥石流启动的流固耦合数值模拟, 采用 FLAC^{2D}对降雨作用下的泥石流启动进行流固耦合模拟。对降雨过程中土体饱和度、孔隙压力的分布及变化规律进行了分析。

2 地下水渗流模型

对于二维的饱和-非饱和土中水的渗流控制方程可用 Richards 方程来描述^[13]:

$$m_w \rho_w g \frac{\partial H_w}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x} \left(k_x \frac{\partial H_w}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(k_y \frac{\partial H_w}{\partial y} \right) = 0 \quad (1)$$

其中, $m_w = \frac{\partial \theta_w}{\partial u_w}$; u_w 为孔隙水压力; θ_w 为体积含水量; ρ_w 为水的密度; H_w 为总水头; k_x, k_y 为渗透系数; 在饱和区, 体积含水率为饱和含水率, 渗透系数为饱和渗透系数, 因此, m_w 为零, 在非饱和区, 渗透系数和 m_w 均为孔隙水压力的函数。

3 降雨启动泥石流模拟过程

3.1 模型网格划分及边界条件

根据人工降雨启动泥石流室内试验模型, 综合考虑数值模拟分析时间以及精度的要求建立如图 1 所示有限差分网格模型。模型形状为梯形。上底为 35cm, 下底为 52cm, 铺土厚度为 10cm。

边界条件为: (1) 位移边界设置: 模型底部边界施加 y 方向约束, 模型右侧边界施加 x 方向约束, 模型上部边界和左侧为自由边界; (2) 渗流边界设置: 模型底部边界和右侧边界设为不透水边界, 上部边界和左侧边界设为流量边界。

3.2 模型参数选取

模型参数选取主要包括土体的力学参数、渗流相关参数及降雨参数的选取。土体及渗流参数的选

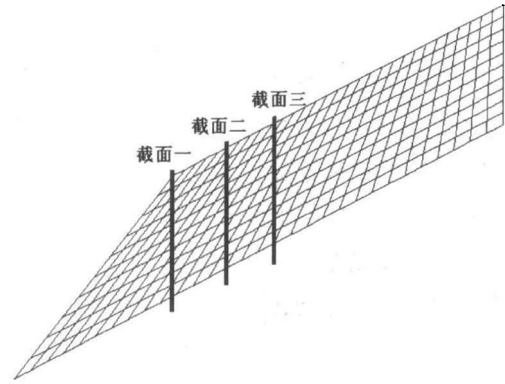


图 1 计算网格

Fig. 1 Network for numerical simulation

取主要用北川泥石流源地土体采用室内试验确定的, 具体参数见表 1^[14]。土体初始饱和度设为 0.5 (假定残余饱和度为 0)。

表 1 主要土体参数

Table 1 Main parameters of the soils

干容重/ kN·m ⁻³	有效 黏聚力/ kPa	摩擦角/ (°)	体积 模量/ GPa	剪切 模量/ GPa	饱和 渗透系数/ m·s ⁻¹
15.8	20	30	0.8	0.6	1.0E-5

降雨参数的选取是在调研了北川当地降雨情况的基础上, 根据室内试验参数的选取确定的。在降雨诱发泥石流启动的数值模拟中主要采用了 5 种降雨强度, 分别为 $1 \times 10^{-5} \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, $2 \times 10^{-5} \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, $3 \times 10^{-5} \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, $4 \times 10^{-5} \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, $5 \times 10^{-5} \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。数值模拟中底床坡角分别取为 27°、30°、33°, 本文主要取坡角 27° 情况进行分析。

3.3 土体本构模型

在计算中采用如下的修正的 Mohr-Coulomb 模型:

$$\tau_f = c' + (\sigma_a - u_a)_f \tan \phi' + (u_a - u_w)_f \tan \phi^b \quad (2)$$

式中, τ_f 为土的抗剪强度; c', ϕ' 分别为饱和土的有效黏聚力和有效内摩擦角; $(\sigma_a - u_a)_f$ 为破坏面上的净法向应力; $(u_a - u_w)_f$ 为破坏面上基质吸力; ϕ^b 为相对于基质吸力的剪切摩擦角; u_a, u_w 分别为孔隙气压力和孔隙水压力。

4 结果分析

4.1 饱和度

图 2 ~ 图 5 为降雨强度 $5 \times 10^{-5} \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 情况下, 降雨历时分别为 100s、200s、300s、400s 时的饱和度云

图。可以看出,地表饱和度逐渐增加,坡脚处饱和度明显增加,并且有一小面积土体饱和度达到了1,其余部分土体饱和度变化较小;随着降雨历时的增加,浸润锋向边坡内部发展,坡脚左侧的水位上升较快,土体的非饱和区域逐渐缩小;降雨历时达到200s时,浸润深度已经超过坡顶以下三分之一位置。坡脚处有一定面积的饱和度达到1。坡脚处土体逐渐进入液化状态,液化区域面积随降雨历时的增加不断增大,土体强度不断丧失。

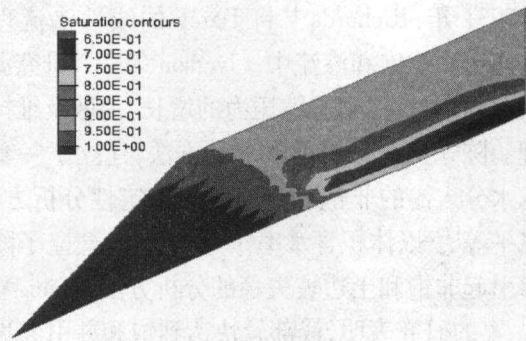


图5 水饱和度分布图($t=400s$)

Fig. 5 Distribution of water saturation($t=400s$)

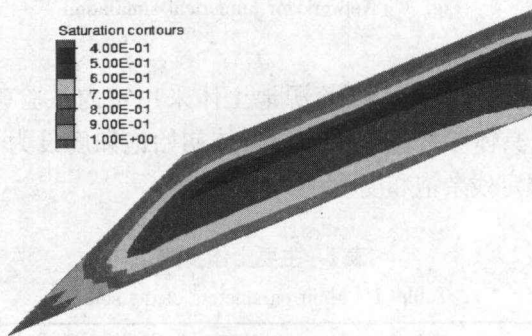


图2 水饱和度分布图($t=100s$)

Fig. 2 Distribution of water saturation($t=100s$)

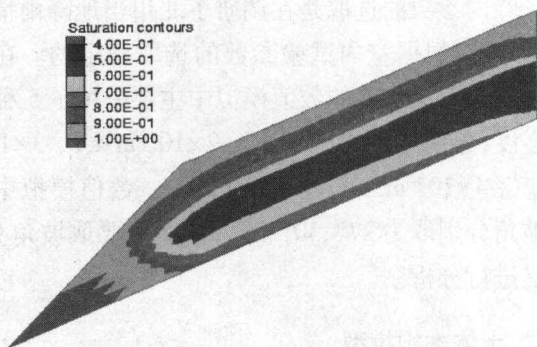


图3 水饱和度分布图($t=200s$)

Fig. 3 Distribution of water saturation($t=200s$)

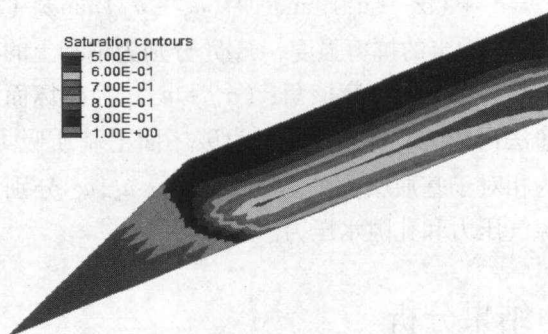


图4 水饱和度分布图($t=300s$)

Fig. 4 Distribution of water saturation($t=300s$)

为进一步分析饱和度随深度的变化,取3个截面(图1)对降雨过程中土体饱和度随深度以及降雨历时的变化进行分析,雨强取为 $1 \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (图6~图9)。土体饱和度整体水平上是随深度先减小后增大,对于同一截面来说,随着降雨历时的增加,土体饱和度都不断地增加,且表层土体饱和度增加较下层明显。对于截面二和截面三,深度7cm以下的土体饱和度变化比较小,而截面一随深度的增加土体饱和度却有增大的趋势,这主要是因为截面一的位置靠近坡脚,在前文的分析中已经指出坡脚出现了饱和度明显增加的情况,正因为受此影响,截面一呈现出与截面二和截面三不同的规律。200s时不同截面土体饱和度在相同雨强和降雨历时下,截面二和截面三的饱和度变化基本一致,数值上相差不大。所以截面二和截面三的土体饱和度分布可以代表截面三上部土体的饱和度分布情况。

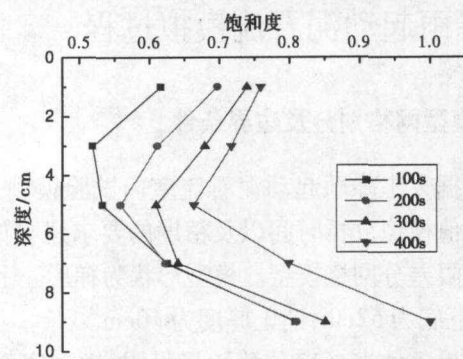


图6 截面一水饱和度随深度变化曲线

Fig. 6 Water saturation versus depth at section I

图10、图11是在雨强为 $1 \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 时截面一、截面二土体不同深度处土体饱和度随时间的变化曲线。可以看出,表层土体饱和度变化最明显,截面二9cm深度处饱和随时间变化不大,截面一的9cm深度处土体饱和度在降雨历时达到200s开始变化,最终饱和度值达到了1,土体液化。

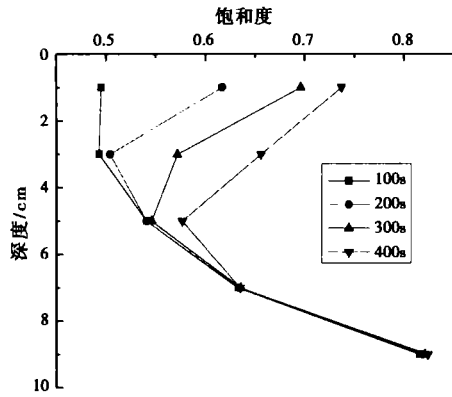


图7 截面二水饱和度随深度变化曲线

Fig. 7 Water saturation versus depth at section II

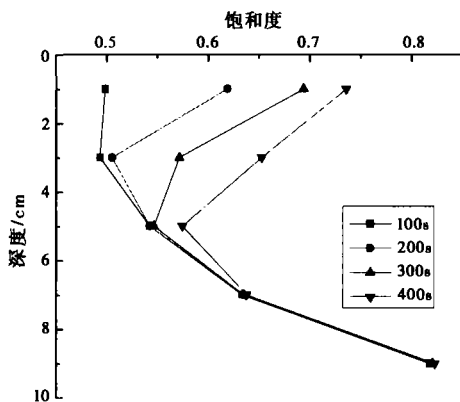


图8 截面三水饱和度随深度变化曲线

Fig. 8 Water saturation versus depth at section III

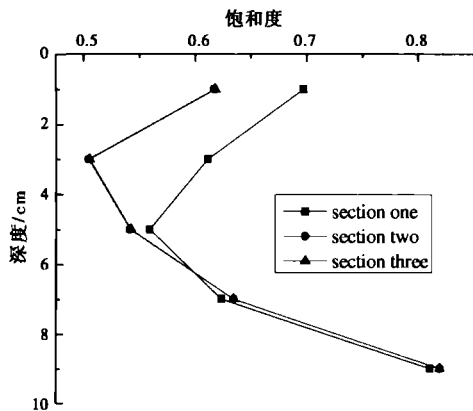


图9 200s时不同截面饱和度随深度变化曲线

Fig. 9 Water saturation versus depth at section IV

4.2 孔隙压力

按照图1中的3个截面对降雨过程中土体孔隙水压力随深度以及降雨历时的变化进行分析。降雨强度取为 $5 \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。土体孔隙水压力与土体饱和度变化规律比较一致。整体水平上是随深度先减小后增大,对于同一截面来说,随着降雨历时的增

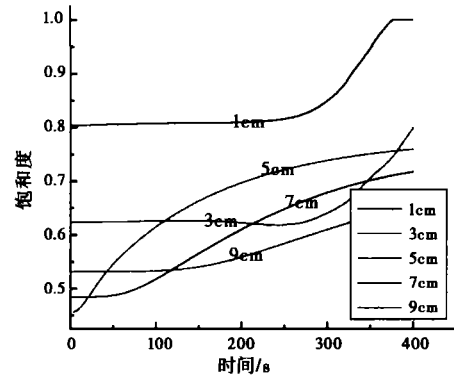


图10 截面一不同深度饱和度随降雨历时变化曲线

Fig. 10 Development of the saturation with time at section I

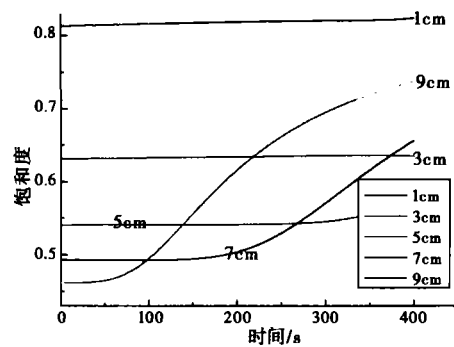


图11 截面二不同深度饱和度随降雨历时变化曲线

Fig. 11 Development of the saturation with time with time at section II

加,土体孔隙水压力都不断地增加,且表层土体孔隙水压力增加较下层明显。对于截面二和截面三,深度5cm以下的土体孔隙水压力变化比较小,而截面一随深度的增加土体孔隙水压力增大。这主要是因为截面一的位置靠近坡脚,在前文的分析中已经看出坡脚此时饱和度明显增加。因此,截面一呈现出与截面二和截面三不同的规律。200s时不同截面土体孔隙水压力在相同雨强和降雨历时下,截面二和截面三的孔隙水压力变化基本一致,数值上相差不大。

图16和图17分别为在雨强为 $1 \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 时截面一、截面二土体不同深度处土体孔隙水压力随时间的变化曲线。从图中可以看出表层土体孔隙水压力变化最明显,截面二5cm深度处孔隙水压力随时间变化不大。在中部和底层土体中,截面孔隙水压力变化情况基本相同。

从以上分析可以看到,降雨入渗导致孔隙水压力上升,坡脚处的孔隙水压力上升较快,迅速从负值上升到0,并随饱和度的不断增加最终产生正的孔隙水压力;降雨影响孔隙水压力区域随着降雨强度

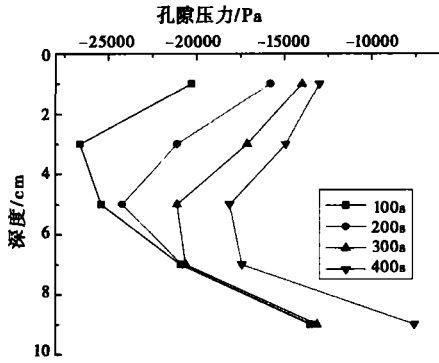


图 12 截面一孔隙水压力随深度变化曲线
Fig. 12 Pore water pressure versus depth at section I

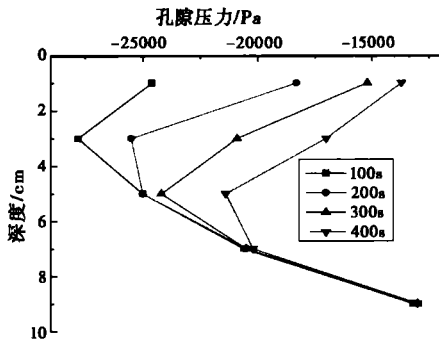


图 13 截面二孔隙水压力随深度变化曲线
Fig. 13 Pore water pressure versus depth at section II

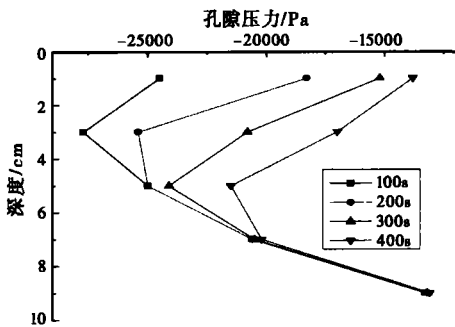


图 14 截面三孔隙水压力随深度变化曲线
Fig. 14 Pore water pressure versus depth at section III

和降雨历时的增加而逐渐增大,其影响范围大于对饱和度的影响范围,而在浸润峰到达时,含水量前期的提高程度不大,可见孔隙水压力对浸润作用的反应更为敏感。对于同一截面来说,随着降雨历时的增加,土体孔隙水压力都不断的增加,且表层土体孔隙水压力增加较下层明显。截面二和截面三的土体孔隙水压力分布可以代表截面三上部土体的孔隙水压力分布情况。

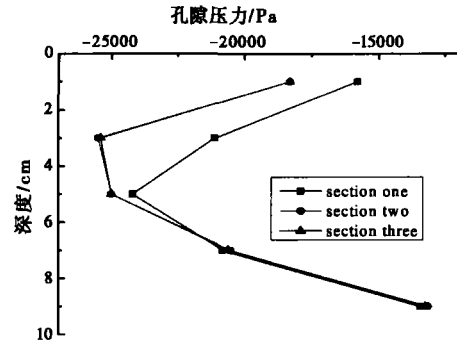


图 15 200s 时不同截面孔隙水压随深度变化
Fig. 15 Pore water pressure versus depth at 200s

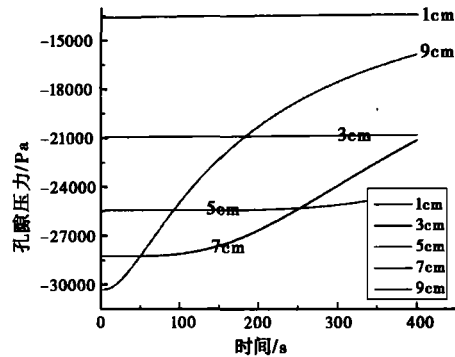


图 16 截面一不同深度孔隙水压力随时间变化曲线
Fig. 16 Development of the pore water pressure with time with time at section I

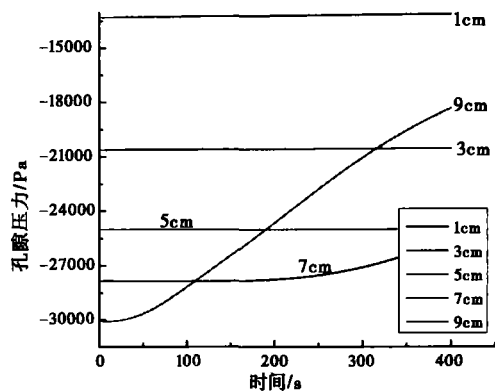


图 17 截面二不同深度孔隙水压力随时间变化曲线
Fig. 17 Development of the pore water pressure with time at section II

5 结论

(1) 在降雨作用下,坡脚处土体饱和度增加比较明显,有一定面积的土体饱和度逐渐达到 1。随降雨历时的增加,浸润峰不断向边坡内部推进。

(2) 坡体初始状态孔隙水压力为负值,降雨入渗导致孔隙水压力上升,且在浸润峰前后将发生突

变,坡脚的孔隙水压力上升最快,迅速从负值上升到0,并随饱和度的不断增加最终产生正的孔隙水压力,土体发生液化;降雨影响孔隙水压力区域随着降雨强度和降雨历时的增加而逐渐增大。

(3)在降雨作用下,随孔隙水压力不断增大,土体的基质吸力在不断减小,土体的抗剪强度也不断减小。最终土体在重力的综合作用下失稳下滑,泥石流得以起动。

参 考 文 献

- [1] 柳源. 滑坡临界暴雨强度[J]. 水文地质工程地质, 1998, 3: 43~45.
Liu Yuan. Critical precipitation of rainstorm strength of landslide. Hydrogeology and Engineering Geology, 1998, 3: 43~45.
- [2] 姚海林, 郑少河, 陈守义. 考虑裂隙及雨水入渗影响的膨胀土边坡稳定性分析[J]. 岩土工程学报, 2001, 23(5): 606~609.
Yao Hailin, Zheng Shaohe, Chen Shouyi. Analysis on the slope stability of expansive soils considering cracks and infiltration of rain. Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 2001, 23(5): 606~609.
- [3] 徐则民, 杨立中. 成渝线典型路基边坡对降雨过程的响应模拟[J]. 西南交通大学学报, 2000, 35(1): 80~81.
Xu Zemin, Yang Lizhong. A simulation of the hydraulic and mechanical response to the typical subgrade slope in Chengdu-Chongqing railway. Journal of Southwest Jiaotong University, 2000, 35(1): 80~81.
- [4] Richards LA. Capillary conduction of liquids, 2000, 35(1): 80~81.
- [5] Iverson RM, Reid ME, LaHusen RG. Debris-flow mobilization from landslides. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 1997, (25): 85~138.
- [6] Iverson R M. The physics of debris flow. Reviews of Geophysics, 1997, 35(3): 245~296.
- [7] Iverson RM, et al. Dynamic pore-pressure fluctuations in rapidly shearing granular materials. Science, 246: 796~799.
- [8] Major JJ, Iverson RM. Debris-flow deposition; Effects of pore-fluid pressure and friction concentrated at flow margins. Geological Society of America Bulletin, 1999, 111(10): 1424~1434.
- [9] 陈守义. 考虑入渗和蒸发影响的土坡稳定性分析方法[J]. 岩土力学, 1997, 18(2): 8~12.
Chen Shouyi. A method of stability analysis taken effects of infiltration and evaporation into consideration for soil slopes. Rock Mechanics, 1997, 18(2): 8~12.
- [10] 李兆平, 张弥. 考虑降雨入渗影响的非饱和土边坡瞬态安全系数研究[J]. 土木工程学报, 2001, 34(5): 57~61.
Li Zhaoping, Zhang Mi. Effects of rain infiltration on transient safety of unsaturated soil slope. China Civil Engineering Journal, 2001, 34(5): 57~61.
- [11] Sun Y, Sakajo S and Nishimura M. Application research on a numerical model of two-phase flow in deformation porous medium. Int. Conf. Computer Methods and Advances in Geomech, Wuhan: 1997. II 1171~1176.
- [12] Sun Y, Nishigaki M. and Kohno I. A study on stability analysis of shallow layer slope due to raining permeation. Proceedings of the 1st Int. Conf. on Unsaturated Soils. Rotterdam Balkema, 1995. 1135~1141.
- [13] Fredlund DG, Rahardjo H. Soil Mechanics for Unsaturated Soils. Wiley Interscience, 1993.
- [14] 叶天立, 鲁晓兵, 崔鹏等. 北川地震区泥石流起动条件试验研究[J]. 山地学报, 2011(已接受).
Ye Tianli, Lu Xiaobing, Cui Peng et al. Experiments on the initiation of debris flow in Beichuan. Journal of Mountain Science, (Accepted).