

强震区泥石流启动机制

屈永平 唐川 王金亮 唐宏旭 刘洋 陈海龙 黄伟

(成都理工大学地质灾害防治与地质环境保护国家重点实验室 四川 成都 610059)

摘 要: 地震区的泥石流物源主要来源于滑坡、崩塌等松散体,具有结构疏松、密实度低、堆积时间短等特点,与非地震环境中的滑坡、崩塌堆积体的结构有所不同,堆积体的物理力学性质发生了改变,堆积体转换为泥石流所需的外界条件也相应的改变。以汶川地震区都江堰市龙池镇典型泥石流灾害为例,分析了地震滑坡、崩塌松散体的堆积形态和堆积体的应力环境。从静力学和动力学角度分析堆积体在强降雨条件下的起动特征,探讨了降雨作用形成的地表径流水深与堆积体失稳时的应力极限状态的关系。分析得出沟道岸坡滑坡堆积体发生侵蚀时的地表径流为 $F = (\tau_{lf} - f_1 \sin \alpha) / \cos(\alpha - 26.65)$, 并建立径流水深与地表径流的关系: $H = \frac{F}{4\rho_s g J}$ 。分析在动量守恒条件下,堆积体单位时间内的侵蚀体积 $dV = dM/\gamma_s$ 模型。为了进一步探讨在实际现场的应用,以汶川地震区都江堰市的水打沟泥石流为例,分析发生泥石流时的地表径流水深为 0.011 m,其结论与实际调查结果基本一致。

关键词: 泥石流; 滑坡堆积体; 岩土特性; 地表径流; 启动机制

中图分类号: P642.23

文献标识码: A

唐川等对因滑坡失稳或者大量的岸坡松散物质的冲刷夹裹等形成的泥石流进行了研究^[1]。余斌分析了沟道泥石流启动与沟道物源的颗粒粒径、降雨条件等的关系^[2]。庄建琦等分析了在不同的坡度条件下滑坡转变为泥石流的方式和运动特征^[3]。Emmanuel 等研究表明,因为孔隙度超过临界孔隙度,产生超孔隙水压力,土体液化而转化成泥石流^[4]。张明等提出滑体土剪胀破坏及应变软化是滑坡型泥石流转化的主要原因^[5]。何文社等的研究表明,在水流搬运环境中,不同颗粒的悬移、跳跃等运移方式不同^[6-7]。但是泥石流的黏度较清水体高,运动速度大,在强降雨条件下,地表径流增长速度与降雨强度成指数级增加^[8]。高桥保提出在堆积物的表面受水流作用时,发生泥石流的临界水深^[9]。

在强震条件下,滑坡、崩塌体堆积物质因为地震

效应使得堆积体结构疏松多孔,与传统意义上的滑坡、崩塌堆积体的物质结构有所不同。地震滑坡堆积体孔隙比大,密实度低,多以自然休止角堆积在沟道两岸。堆积层整体应力处于平衡状态,系统主要依靠颗粒间内摩擦力维持平衡。本文通过堆积体内的岩土力学性质,分析堆积体的应力状态,探讨了在降雨条件下形成地表径流水深与堆积体稳定性关系及侵蚀方量,为预测堆积体失稳形成泥石流过程提供参考。

1 地震滑坡堆积体的静力学和动力学特征

在汶川地震区都江堰市龙池镇地震诱发的滑坡、崩塌物源堆积体的粒径级配、颗粒粒径、物质成分等相似时,松散堆积体的自然休止角度相近。龙

收稿日期(Received date): 2012 - 02 - 24; 改回日期(Accepted): 2012 - 04 - 10。

基金项目(Foundation item): 国家 973 计划(2011CB409903) 和国家科技支撑计划课题(2011BAK12B01)。[the National Basic Research Program of China (973 Program) (2011CB409903), National Science Technology Support Program(2011BAK12B01) .]

作者简介(Biography): 屈永平 (1984 -), 男,汉族,四川成都人,研究生,主要从事地质灾害及城市灾害研究。[Qu Yongping, male, born in Chengdu, Sichuan in 1984, graduate student, work mainly on geological disasters and urban disasters, State Key Laboratory of Geo - Hazard Prevention and Geo - Environment Protection, Chengdu University of Technology, 610059 Chengdu, China.] E - mail: qyp1232006@126.com; Tel: 15828257340

池地区统计的松散堆积体平均自然休止角为 26.65° 。因此近似的假设堆积体的内部应力状态连续,则其内部的应力示意图(图1)。

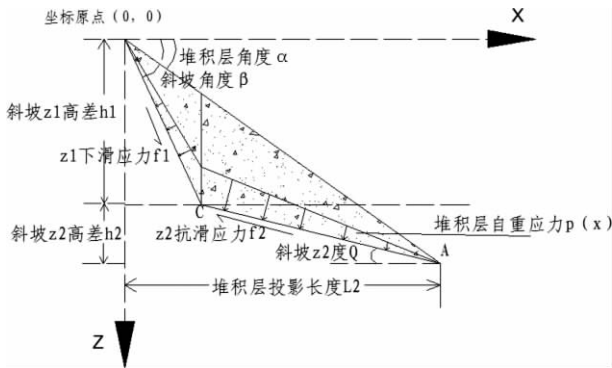


图1 滑坡堆积体的受力分析示意图

Fig. 1 Force analysis for Landslide deposit body

调查发现,龙池镇泥石流沟两岸形成大量的松散堆积体,堆积体与斜坡基岩和沟床基岩相接触,多以自然休止角堆积。假设自然休止角^[10-11] (26.65°)堆积时,设松散堆积层斜坡的角度为(α)、泥石流沟道坡度为(β)、堆积层的斜坡堆积垂直厚度为 h_1 、沟道至斜坡坡脚的高度为 h_2 ;建立 $x-z$ 二维坐标系,由图(1)可知,堆积层的边界条件为:

$$\text{基岩斜坡边界 OA 的方程为: } z_1 = \tan \alpha x_1 \quad (1)$$

$$\text{堆积体边界 AC 的方程为: } z_2 = \tan \beta (x_2 - h_1 / \tan \alpha) + h_1 \quad (2)$$

$$\text{沟床基岩边界 OC 的方程为: } z_3 = \tan 26.65 x_3 \quad (3)$$

1.1 堆积层边界条件

堆积层由于自身性质处于稳定条件,其各个边界的受力情况:1. 在斜坡面上,沿竖直方向上的自重应力 $p(x)$ 和接触面的摩擦力 f_1 ;2. 在沟道接触面上,沿竖直方向的自重应力 $p(x)$ 和沟道的抗滑应力 f_2 ;3. 堆积层内部因为颗粒间的摩擦力处于稳定。由土力学^[12]可知,堆积层的自重应力为 $\delta = \gamma z$;将堆积层中的自重应力 $p(z)$ 分为两部分见图1,在 c 点左侧的斜坡面上垂直方向上相同位置 z 处的自重应力为

$$\delta = \gamma (\tan \alpha - \tan 26.65) x \quad (4)$$

在 c 点右侧时,沟道相同 x 处的自重应力为

$$\begin{aligned} \delta &= \gamma_s (z_2 - z_3) \\ &= \gamma_s [\tan \beta (x - h_1 / \tan \alpha) + h_1 - \tan 26.65 x] \end{aligned} \quad (5)$$

1.2 堆积层内的应力条件

岩土体的抗剪强度为 $\tau_f = c + \delta \tan \varphi$,其中 c 为岩土体的内聚力 (kN/m^2); δ 为单位面积上的正应力 (kN/m^2); φ 为堆积体的内摩擦角 ($^\circ$);龙池地区松散堆积体的内摩擦角(φ)与自然休止角相近。假设龙池地区松散堆积体为无黏性堆积体,则堆积体的内聚力 $c = 0$;由土力学^[12]可知,堆积体内单位体积破坏面的破坏角为 $45 + \varphi/2$, φ 为堆积层的内摩擦角为 26.65° ,则堆积层的破坏角为 58.33° 。在堆积层中,由于任意深度处 z 的竖向应力 δ_z ,水平应力 δ_x ,即: $\delta_x = \gamma z \tan^2 (45 - \varphi/2)$,破坏面处的剪应力为

$$\tau = \frac{1}{2} (\delta_z - \delta_x) \sin 2\phi = \frac{1}{2} \gamma z (1 - \tan^2 (45 - \varphi/2)) \sin 2(45 + \varphi/2) \quad (6)$$

$$\delta = \frac{1}{2} \gamma_s z [1 + \tan^2 (45 - \varphi/2)] + (1 - \tan^2 (45 - \varphi/2)) \cos 2(45 + \varphi/2) \quad (7)$$

其中,堆积厚度 z 分别为 $\Delta z_1 = (\tan \alpha - \tan 26.65) x$, $x \in (0, h_1 / \tan \alpha)$ (8)

$\Delta z_2 = [\tan \beta (x - h_1 / \tan \alpha) + h_1 - \tan 26.65] x$, $x \in (h_1 / \tan \alpha, (h_1 + h_2) / \tan 26.65)$ (9)

沟道两岸松散堆积体在前期降雨作用下达到饱和状态;在饱和条件下,松散堆积层的重度为 $\gamma_s = \frac{d_s + e}{1 + e} \gamma_w$,其中 d_s 为相对密度; e 为孔隙比,龙池地区的孔隙比为 0.58; γ_w 为水的重度, 10 kN/m^3 ;则龙池地区的松散堆积层饱和状态下重度 γ_s 为 $20.44 \sim 20.70 \text{ kN/m}^3$ 。

1.3 降雨条件下堆积层内应力状态

由于山区流域坡面比较陡,糙率大^[13]。根据坡面水流的运动波模型或扩散波模型的理论,坡面流运动方程可用均匀流线形表示^[14]。强降雨条件下,形成地表径流,径流的快速运动中,受到地表堆积层的阻力作用。当径流量达到一定值时,水流剪切力大于堆积层内的屈服应力和堆积层与坡面接触的摩擦力时,发生堆积层的剪切破坏,导致堆积层整体揭底移动,形成泥石流。短时间的强降雨作用($2 \sim 15 \text{ min}$)^[15-21-22]不考虑地下渗流力和超孔隙水压力;假设径流在堆积层传递没有发生扩散效应,径流剪切应力为 F 。则在堆积层内的应力平衡条件为

$$\tau_f = \tau + F \cdot \cos \left(\frac{\pi}{4} + \frac{\varphi}{2} - \alpha \right) \quad (10)$$

$$F = \frac{\gamma_s z \left(\left[\left(1 + \tan^2 \left(45 - \frac{\varphi}{2} \right) \right) + \left(1 - \tan^2 \left(45 - \frac{\varphi}{2} \right) \right) \right] \cos 2 \left(45 + \frac{\varphi}{2} \right) \tan \varphi - \left(1 - \tan^2 \left(45 - \frac{\varphi}{2} \right) \right) \sin 2 \left(45 + \frac{\varphi}{2} \right) \right)}{2 \cos \left(\frac{\pi}{4} + \frac{\varphi}{2} - \alpha \right)} \quad (11)$$

在堆积层任意位置 z 处的径流剪应力为时 $F = \frac{10.74 \Delta Z}{2 \cos(58.33 - \alpha)}$ 堆积层将会发生剪切破坏。

1.4 降雨条件下堆积层边界应力状态

强降雨条件下,地表径流通过堆积体传递至堆积层与斜坡和沟道接触面上,则在接触面上的应力情况为:

1. 在斜坡面 $z_1(0 \sim \rho)$ ($h_1/\tan\alpha \sim h_1$) 单位长度上自重应力为(4);堆积层整体处于平衡状态时,垂直斜坡面上的堆积体整体的正应力为 $\delta_1 = f_1 \cdot \cos\alpha$,沿坡面的剪应力为 $\tau_1 = f_1 \cdot \sin\alpha$;在 c 点时,剪切应力为最大值。在静止条件下,物体的静摩擦力与物体本身性质相关,与正压力大小无关。在含水量为 100% 时,在堆积体与斜坡接触面上的剪切破坏为不连续介质,塑性剪切破坏时采用宾汉姆^[16]剪应力公式

$$\tau = \tau_B + \eta \frac{du}{dy},$$

式中 τ 为泥石流剪应力; τ_B 为堆积层的屈服剪应力,其中 $\tau_B = \gamma' \cdot g \cdot h \cdot \sin\theta$, $\gamma' = (\gamma_s - \gamma_0)$, γ_s 是堆积层的重度(kg/m^3), γ_0 为水的重度 $\gamma_0 = 10 \text{ kN/m}^3$; g 重力加速度 9.8 m/s^2 ; θ 是堆积物的坡度($^\circ$), h 为堆积物的最大厚度(m); η 堆积层的黏滞系数; du/dy 垂直方向的剪切速率。

由泥石流速度公式^[10] $v = \frac{1}{n} H^{\frac{2}{3}} J^{\frac{1}{2}}$ 可知,泥石流流速与水深和糙率相关,则泥石流的剪切力: $\tau = \tau_B + \eta \cdot \frac{2}{3n_c} \cdot h^{-\frac{1}{3}} \cdot J^{\frac{1}{2}}$, 当速度为 0 且加速度 du/dy 为 0 时,取塑性变形体的极限强度是屈服强度的 1.2 倍^[12]。则堆积层的抗剪强度为

$$\tau_{lf} = 1.2\tau_B = 1.2(\gamma_s - \gamma_w) \cdot g \cdot z \cdot \sin 26.65 \quad (12)$$

则在地表径流 F 作用下,接触面的稳定性关系为: $\tau_{lf} = f_1 \sin\alpha + F \cdot \cos(\alpha - 26.65)$ 即地表径流 F 力为

$$F = (\tau_{lf} - f_1 \sin\alpha) / \cos(\alpha - 26.65) \quad (13)$$

2. 则在斜坡和沟道交界处 C 点时,由于上部堆积体的自重压力的传递形成附加压力,三角形分布的矩形载荷^[12]可知,在 c 点处的附加应为: $\delta_z = \alpha_{12} p = (\alpha_c - \alpha_{11}) p$ 。在 c 点处 $z/b = 0$, 则查三角形分布

矩形载荷面角点下的竖向附加应力系数表^[12]可知, $\alpha_{12} = 0.25$; $p(x)$ 为沿 x 轴方向变化的自重应力; c 处的应力为 $p = p(c) + \delta_z$; 则垂直斜面的正应力为 $n = \cos\alpha \cdot p$; 沿斜坡面的下滑分力为 $\tau = \sin\alpha \cdot p$; 在特殊位置在 c 点处,由于附加应力,则 $p \cdot \sin\alpha + F_1 \cdot \cos(\alpha - 26.65) = 1.2\tau_B$ 地表径流 F_1 为

$$F_1' = (1.2\tau_B - P \sin\alpha) / \cos(\alpha - 26.65) \quad (14)$$

3. 在边界 z_2 处,受到边界 z_1 的传递的推力作用和 Z_2 边界上的自重压力;自重压力在 x 属于($h_1/\tan\alpha \sim h_1$) ($L_2, h_1 + h_2$) 之间的应力为公式(5), Z_1 边界处对 Z_2 边界的推力为 $f_2' = f_1 \sin\alpha \cdot \cos(\alpha - \beta)$; 则在 Z_2 边界处于极限稳定状态时的地表径流为

$$F_2 = (\tau_{2f} - 1.2\tau_B - f_2' - f_2 \sin\beta) / \sin\beta \quad (15)$$

斜坡沟道的糙率采用 Darcy - Weisbach 阻力系

数按公式^[17]表示为: $f = 8gn^2 R^{-\frac{1}{3}}$; 则斜坡松散堆积体表面受到地表径流受剪切应力 F 的作用^[18]。有泥石流速度公式^[10]和牛顿第三定律可知,单位面积上的阻力等于径流剪应力,表示为 $F = 1/2\rho f v^2$ 。在径流宽度大于径流深度时水利半径 R 近似为水深 H ^[15,19], 则地表径流水深 H 为

$$H = \frac{F}{4\rho_s g J} \quad (16)$$

通过堆积体内和堆积体与斜坡面和沟道接触面的受力分析,得出不同边界上,堆积层被地表径流侵蚀时的径流 F ,对比公式(9)、(12)、(13)、(14)的不同位置的径流大小,分析最先开始发生侵蚀的位置及径流水深和发生彻底揭底的最大径流量。因为径流在冲刷过程中,满足动量守恒定律在单位时间内堆积体的侵蚀量和侵蚀体积为

$$dM = (dmV_0 - Fdt) / V_1 \quad (17)$$

$$V = V_s(1 + e) \text{ 和 } dV = dM/\gamma_s \quad (18)$$

2 实例分析

以汶川地震区都江堰龙池镇水打沟泥石流^[20]为例,探讨在强降雨作用下,泥石流源地松散堆积体转化泥石流的启动机制。水打沟流域面积 0.5 km^2 ,主沟长 1.3 km ,最高海拔 1609 m ,最低海拔 958 m ,高差 650 m ,山坡陡峭,坡度一般 $>45^\circ$,山脊

狭窄,上陡下缓,上部深切沟谷发育,多为“V”型谷(图2、图3)。整个沟域平均纵坡降约为200‰,主沟顺直,平均纵坡降约为195‰。水打沟流域所在区域地质构造复杂,断裂较为发育,映秀-北川断裂的一条分支从水打沟沟源地通过。该流域的泥石流形成区分布范围高程约在1460~1100 m,主要固体物源来源于汶川地震诱发的崩塌、滑坡。根据现场调查及遥感解译,沟内共发育滑坡7处,滑坡堆积体积 $29 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。

水打沟于2010-08-13和08-18在暴雨作用下暴发了泥石流,冲出总量 $6.1 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。泥石流冲毁位于堆积扇的房屋6间,由于冲出方量较大,对龙溪河造成了一定的堵塞,危及龙溪河下游龙池新场镇安全,威胁资产约2000万元。

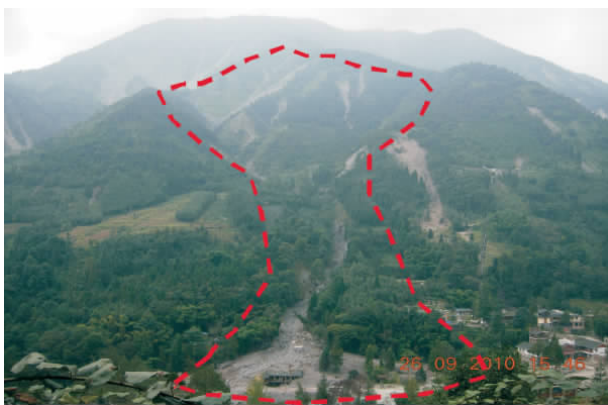


图2 水打沟泥石流全流域范围

Fig. 2 Whole drainage basin of the Shuida Gully



图3 水打沟流域的地震滑坡堆积体

Fig. 3 Loose landslide deposits produced by the earthquake in Shuida basin

根据现场调查,一滑坡堆积体位于水打沟主沟右岸,滑坡处于高程1095~1175 m,相对高度80 m,顺坡长度 L_3 为113 m,斜坡坡度 α 为 45° ,沟道坡度 β 为 12° ,宽 D 为50~87 m,平均宽度73 m,滑坡厚度为5~10 m,平均厚度 H 为7.0 m,滑坡总方量约 $5.77 \times 10^4 \text{ m}^3$,为中型滑坡。滑坡物质为坡面堆积碎块石土体,受映秀-北川断裂的影响,土体松动,裂隙发育,块石大小一般30~50 cm。沟道内堆积体长度为87 m,厚度约为10 m,经过洪水及泥石流掏蚀,掏蚀切蚀面积约 150 m^2 。

根据公式(9)、(12)、(14)、(15)分别计算出滑坡松散体内,斜坡与堆积层接触面,斜坡和沟道交汇处C点,沟道与堆积层接触面的径流应力为

堆积体发生剪切破坏时的地表径流力为: $F = 57.12 \text{ kN}$;在Z1边界上,发生沿堆积体与斜坡坡面间的接触面的剪切破坏时,地表径流力为: $F = 0.1013.5 \text{ kN}$;在C点处发生剪切破坏,形成完全揭底时的地表径流力为 $F = 837.74 \text{ kN}$;在Z2边界上,发生沿Z2边界的剪切破坏使得地表径流力为 $F = 0.837.34 \text{ kN}$ 。

分析可知,最先发生破坏的地方是滑坡堆积体的坡顶和坡脚,在未降雨时,处于极限稳定状态,在坡顶和坡脚处的微小降雨强度($>0 \text{ mm}$)即可诱发失稳。要是堆积体内部出现整体失稳滑动时的地表径流水深 H (16)为0.355 m。在水深达到0.355 m时,出现溯源侵蚀和累进性破坏,诱发堆积体的整体失稳,形成大规模泥石流。因此,可知在降雨过程中,随着降雨强度和降雨时间的增加,泥石流暴发的规模增加,而径流水深为0.355~0.645 m。其径流的流速^[10]为:9.74 m/s。何文社等^[6-7]人研究表明,非均匀斜坡松散堆积体在地表径流条件下受到了拖曳力、上升力和沙粒的水下重力,参考余斌^[10-11,23]研究成果,龙池带选择颗粒中值粒径 $d_{50} = 90 \text{ mm}$ 为研究对象,由受力平衡可知斜坡堆积层表面中值粒径 $d_{50} = 90 \text{ mm}$ 起动所需要的水深 h 为0.011 m,参考都江堰市龙池镇水打沟泥石流应急勘察报告,泥石流的流速为8.3 m/s。因为径流在冲刷过程中,在完全饱和条件下,空隙比 e 为0.58时,满足动量守恒定律在单位时间内堆积体的单位体积(cm^3)的侵蚀量为53.3 g。堆积体重度为20.5 kN/ m^3 时,单位时间 t (s)单位体积 V (cm^3)内侵蚀的体积为 4.1 cm^3 。

3 结论

1. 在沟道岸坡滑坡堆积体发生侵蚀时的地表径流为 $F = (\tau_{1f} - f_1 \sin \alpha) / \cos(\alpha - 26.65)$ 堆积体内部结构发生过失稳, 诱发泥石流的发生。

2. 在地表径流条件下, 形成的径流水深为 $H = \frac{F}{4\rho_s g J}$ 在动量守恒条件下, 堆积体单位时间内的侵蚀体积为 $dV = dM/\gamma_s$ 。

3. 汶川地震区都江堰市龙池镇的水打沟泥石流流域内, 松散堆积体表面中值粒径 d_{50} 起动时的水深为 0.011 m, 发生完全侵蚀时的地表径流水深为 0.355 ~ 0.645 m, 单位时间 t (s) 单位体积 V (cm^3) 内侵蚀的体积为 4.1 cm^3 。

参考文献(References)

- [1] C Tang, T W J van Asch, M Chang, et al. Catastrophic debris flows on 13 August 2010 in the Qingping area, southwestern China: The combined effects of a strong earthquake and subsequent rainstorms[J]. *Geomorphology* 2011 (18): 1-17
- [2] Yu Bin. Study on the mean velocity of viscous debris flows[J]. *Advances in Earth Science* 2008 23(5): 524-532
- [3] Zhuang Jianqi, Cui Peng, Hu Kaiheng, et al. Research on debris flow initiation due to bed failure after Wenchuan Earthquake[J]. *Journal of Sichuan University: Engineering Science Edition* 2010 (5): 231-235 [庄建琦, 崔鹏, 胡凯衡, 等. 沟道松散物质起动形成泥石流实验研究[J]. *四川大学学报: 工程科学版* 2010 (5): 231-235]
- [4] Emmanuel J Gabet, Simon M Mudd. The mobilization of debris flows from shallow landslides[J]. *Geomorphology* 2006 (74): 207-218
- [5] Zhang Ming, Hu Ruilin, Yin Yueping, et al. Study of transform mechanism of landslides-debris flow with ring shear test[J]. *Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering* 2010 (4): 822-832 [张明, 胡瑞林, 殷跃平. 滑坡型泥石流转化机制环剪试验研究[J]. *岩石力学与工程学报* 2010 (4): 822-832]
- [6] He Wenshe, Cao Shuyou, Liu Xingnian, et al. Critical shear stress of incipient motion of sediment[J]. *Acta Mechanica Sinica* 2003, (3): 326-331 [何文社, 曹叔尤, 刘兴年, 等. 泥沙起动临界切应力研究[J]. *力学学报* 2003 (3): 326-331]
- [7] He Wenshe, Cao Shuyou, Yuan Jie, et al. Incipient motion of non-uniform sediment particles on sloping fluvial beds[J]. *Journal of Hydroelectric Engineering* 2004 (4): 78-87 [何文社, 曹叔尤, 袁杰. 斜坡上非均匀沙起动条件初探[J]. *水力发电学报* 2004, (4): 78-87]
- [8] Xie Renzhi, Cheng Zhujun. The formula of strong nonlinear logarithm flood peak reasoning[J]. *Journal of China Hydrology*, 1988 (4): 21-23 [谢任之, 程祖均. 非线性对数雨强公式的洪峰推理公式计算[J]. *水文* 1988 (4): 21-23]

- [9] Liang Guangmo, Yaolingkan. Sure rainstorm debris flow of the critical rainfall[J]. *Subgrade Engineering* 2008 (6): 3-4 [梁光模, 姚令侃. 确定暴雨泥石流临界雨量的研究[J]. *路基工程* 2008 (6): 3-4]
- [10] Qi Xing, Yu Bin, Ma Yu, et al. Characteristics of Longchi 8.13 Ma-liu gully debris flow disasters of in Dujiangyan, Sichuan Province[J]. *The Chinese Journal of Geological Hazard and Control* 2011, (22): 17-21 [亢星, 余斌, 马煜, 等. 四川省都江堰龙池 8.13 麻柳沟泥石流灾害特征[J]. *中国地质灾害与防治学报* 2011, (22): 17-21]
- [11] Ma Yu, Yu Bin, Wu Yufu, et al. Research on the disaster of debris flow of Bayi Gully, Longchi, Dujiangyan, Sichuan on August 13, 2010[J]. *Journal of Sichuan University: Engineering Science Edition* 2011(43) 92-92 [马煜, 余斌, 吴雨夫, 等. 四川都江堰龙池“8.13”八一沟大型泥石流灾害研究[J]. *四川大学学报: 工程技术版* 2011(43) 92-92]
- [12] Zhushoumin. Soil mechanics (second edition) [M]. China Architecture & Building Press 2005: 86-105 [朱首明. 土力学(第二版) [M]. 中国建筑工业出版社. 2005: 86-105]
- [13] Li Jixiang, Peng Shusheng, Zhao Sanqing, et al. Critical erosion gradient of freeway cutting slope[J]. *Journal of Liaoning Technical University: Natural Science*, [2009 (28): 56-58 李继祥, 彭书生, 赵三青. 高速公路路堑边坡的侵蚀临界坡度[J]. *辽宁工程技术大学学报: 自然科学版* 2009 (28): 56-58]
- [14] Liu Beili, She Xuesen, Yu Wei. Optimizing Analysis of calculation method for runoff amount on loess slope[J]. *Journal of Water Resources and Architectural Engineering* 2006 (4): 60-63 [刘倍利, 折学森, 于伟. 黄土坡面径流量计算方法的优化分析[J]. *水利与建筑工程报* 2006 (4): 60-63]
- [15] Zhang Xiaona, Feng Jie, Gao Yongbo, et al. Influences of slope on runoff and concentration and solute transport under different rainfall intensities[J]. *Bulletin of Soil and Water Conservation* 2010, (30): 119-123 [张小娜, 冯杰, 高永波. 不同雨强条件下坡度对坡地产汇流及溶质运移的影响[J]. *水土保持通报* 2010, (30): 119-123]
- [16] He Siming, Wu Yong, Li Xinpo. Research on eroded start mechanism of channel debris flow[J]. *Rock and Soil Mechanics* 2007, (28): 155-159 [何思明. 黏性泥石流沟道侵蚀启动机制研究[J]. *岩土力学* 2007 (28): 155-159]
- [17] Chen Yizhi, Zhuang Xicheng. Preliminary Approach to the solution for the Kinematic Wave of saturation overland flow[J]. *Journal of Fuzhou University: Natural Sciences Edition* 1987 (3): 55-61 [陈宜植, 庄希澄. 饱和坡面流运动波解初探[J]. *福州大学学报: 自然科学版* 1987 (3): 55-61]
- [18] Jin Changxing. A theoretical study on critical erosion slope gradient[J]. *Acta Geographica Sinica* 1995 (50): 234-239 [靳长兴. 论坡面侵蚀的临界坡度[J]. *地理学报* 1995 (50): 234-239]
- [19] Tian Kai, Li Xiaoqing, Shen Zhenzhou, et al. Experimental study on hydraulic characteristic of shallow flow under different bed material[J]. *Journal of Soil and Water Conservation* 2010 (24): 70-73 [田凯, 李小青, 申震洲, 等. 不同床沙下的坡面流体力学特性试验研究[J]. *水土保持学报* 2010 (24): 70-73]

- [20] Sichuan Geological Engineering Survey Court. Emergency exploration report shuida gully ,Duijiangyan [R]. 2010 [四川省地质工程勘察院. 都江堰市龙池镇水打沟泥石流应急勘查报告[R]. 2010]
- [21] Pia Rosella Tecca ,Rinaldo Genevois. Field observations of the June 30 2001 debris flow at Acquabona (Dolomites ,Italy) [J]. Land-slides 2009 4 (6) : 39 – 45
- [22] Matteo Berti ,Rinaldo Genevoisb ,Alessandro Simoni. Field observations of a debris flow event in the Dolomites [J]. Geomorphology , 1999 4 (29) : 265 – 274
- [23] Yu Bin. Research on the calculating density by the deposit of debris flows [J]. Acta Sedimentologica Sinica 2008 4 (26) : 789 – 796 [余斌. 根据泥石流沉积物计算泥石流重度的方法研究[J]. 沉积学报 2008 4 (26) : 789 – 796]

Debris Flow Initiation Mechanisms in Strong Earthquake Area

QU Yongping ,TANG Chuan ,WUANG Jingliang ,TANG hongxu ,LIU Yang ,
CHENG Hailong ,HUANG Wei

(State Key Laboratory for Geo – Hazard Prevention and Geo – Environment Protection ,Chengdu University of Technology ,Chengdu 610059 ,China)

Abstract: Sediment supply for debris flow occurrence in the seismic zone mainly derived from loose deposits of seismic landslides and rockfalls. Normally the sediment supply in debris flow basin has some features such as loose structure ,low density and quick accumulation. It is much different from that in non-seismic zone. Due to change of physical property in the landslide deposits ,it results in relevant change of external conditions for landslide debris transmitting in to debris flows. This paper analyzed depositional morphology and the stress environment of loose accumulation of the seismic landslides based on debris flow investigation in a study area of Longchi Town ,Duijiangyang City that located in the Wenchuan earthquake area. Debris flow initiation mechanism under the condition of rain-storm is discussed in a basis of an analysis of statics and danamics. The relationship between the runoff water depth and the ultimate stress state during landslide deposit failure in saturated condition was showed in the formula as following: $F = (\tau_{1f} - f_1 \sin \alpha) / \cos (\alpha - 26.65)$. And The relationship between the runoff water depth and surface runoff capacity was established as the formula: $H = \frac{F}{4\rho_s g J}$. Under the conditions of the conservation of mechanical energy ,erosive volume model with an unit time of landslide deposit failure was established as the formula: $dV = dM / \gamma_s$. In order to apply the proposed model in actual situation ,a study area in Shuida debris flow gully of Duijiangyang city of the Wenchuan earthquake area was selected. Result indicated that surface runoff depth when debris flow initiated reached 0.011 m ,which is consistent with the result of field survey.

Key words: debris flow; landslide deposits; geotechnical property; rainfall effects ,initiation mechanism