

滑坡型泥石流的形成机理和规模

李康康*

河北地质职工大学, 河北石家庄, 050000

提 要 库仑混合流理论对滑坡松散体转化为泥石流的形成机理、能量转化、预测更为合理。实践证明这种新型理论更为实用。

关键词 滑坡型泥石流 形成机理 规模

中图分类号: P642.22:P642.23 A 文章编号: 1006-5296(2010)01-0160-03

在重力、动水压力、地震、人工扰动等作用下坡体的岩土体沿软弱面做整体向下、向前移动的现象称为滑坡;携带大量固体物质(块石、碎石、卵石、砂、泥土等)的洪流,沿陡峻斜坡向下快速运动的现象称为泥石流。二者在运动形式上有较大区别,滑坡是局部剪切变形所导致的坡面土体的整体运动,泥石流属于连续剪切形式的运动,因而一般都单独研究它们的形成及机理。然而深入研究它们各自的机理时发现滑坡和泥石流存在密切联系,很多泥石流起源于坡体的库伦破坏,或由滑坡提供松散固体物质。滑坡型泥石流是在很短时间内,由滑坡体的位能迅速转化为动能的一次性滑动(流动堆积),是坡体运动过程的两个阶段(先顺坡滑动而后转化为泥石流流动),因而滑坡型泥石流与一般滑坡、泥石流不同,它兼有滑坡和泥石流的特征,为了和一般的滑坡和泥石流区分、便于研究,将这种现象称为滑坡型泥石流。

滑坡型泥石流中细小的粘粒形成一定的骨架,水在其中作为一种溶剂发生理化作用参与到骨架中,粘附到各颗粒表面形成泥膜,其表面张力很大,这种紧密的粘滞骨架具有搬运较大石块、流体运动惯性大、撞击力强的性质。由于各颗粒表面粘附泥膜起到润滑作用和粘滞作用致使流体具有流速梯度,这是和一般泥石流的主要区别。

这类泥石流可分两种情况:一种是滑坡土体松散且水量充分可以在滑动过程中迅速转化为泥

石流;另一种情况是滑坡体下滑再遇水源拌和形成泥石流,如滑坡进入沟床遇水而形成泥石流。

1 形成机理

1.1 滑坡岩土体的库伦破坏

据冯自力等(2007)研究^[1]:采用一维静定的无限坡体模型,任意渗流方向的安全系数:

$$F_s = T_f + T_w + T_c$$

$T_f = \tan\Phi / \tan\theta$, T_f 为摩擦强度与重力的比值, Φ 为土体有效内摩擦角, θ 为坡角;

$T_w = (d/y-1)/dp/dy \cdot \tan\Phi / (e \cdot y \cdot \sin\theta)$, T_w 为地下水对强度的修正值与重力下滑分量比值, d 为地下水深度, y 为破坏面深度, p 为孔隙水压力, e 为水土混合体容重, dp/dy 为孔压在垂直于坡面方向的梯度;

$T_c = c/(e \cdot y \cdot \sin\theta)$, T_c 为粘聚强度与重力下滑分量比值, c 为粘聚强度。

无粘性土坡体的液化条件是 $dp/dy = r \cdot \cos^2\theta$, 安全系数 $F_s = 1$ 为库伦破坏的条件,液化条件为 $T_f + T_w = 1$, $T_c = 0$ 意味着土体粘聚强度丧失、坡体破坏。

1.2 由高孔隙水压力导致的液化

滑坡在下滑过程中迅速碎屑化,在不排水条件下孔隙水压力增加,抗剪强度降低,从而使滑坡液化流动。所以滑坡转化为泥石流是由于孔隙水压力的增加(雨、雪、地下水)引发,破坏时如果孔隙水压力增加土体饱和则滑坡转化为泥石

* 作者简介:李康康(1989~),女,水文与工程地质专业,在校学生
收稿日期:2010-04-12,改回日期:2010-06-22

流, 伴随具有垂直坡面向上分量的地下水孔隙水压力的增加会增加滑坡转化为泥石流的可能性。

1.3 滑坡能量转化

饱和而未液化的土体在坡面运动, 由于土体颗粒和粗糙坡面碰撞, 土体部分平动动能转化为土体颗粒的振动动能, 破坏土体的粘聚力, 从而使土体扰动后液化产生流动。破坏土体粘聚力的颗粒振动动能体积密度为 $\Gamma \cdot H \cdot (1 - F_s)$, H 为土体下滑时的下降高度。

1.4 形成过程

从坡体破坏、泥石流运动、堆积的全过程运用连续混合流理论, 假定流动过程质量不变, 将固相、液相的连续性方程和动量守恒方程分别相加, 引入混合流密度 ρ 和混合流单元速度 V ^[1]:

$$d\rho/dt + \nabla(\rho V) = 0$$

$$\rho(d\rho/dt + V \cdot \nabla V) = -\nabla(T_s + T_f + T) + \rho g$$

式中 $\rho = \rho_s \cdot v_s + \rho_f \cdot v_f$, $V = (\rho_s \cdot v_s \cdot V_s + \rho_f \cdot v_f \cdot V_f) / \rho$, 其中 ρ_s 、 ρ_f 为固相和液相的密度, v_s 、 v_f 为固相和液相部分占流体总体积的比例, g 为重力加速度, V_s 、 V_f 为固相和液相的速度, T 为附加应力, T_s 为固体颗粒间应力, T_f 为流体孔隙压力, ∇ 为梯度。

忽略固相部分运动将方程简化:

$$\nabla V_s = 0$$

$$\rho(d\rho/dt + V \cdot \nabla V) = -\nabla(T_s + T_f) + \rho g$$

在滑坡型泥石流发生、发展、堆积过程中, 孔隙水压力的出现是暂时的, 将上述库伦混合流方程沿深度方向积分可以得到最后方程, 求出不同条件的数值解可以计算滑坡转化泥石流的运动速度、流动距离。

一种特例是高孔隙水压力的作用使库伦摩擦消失, 此时方程描述的是粘性流体运动, 另一种特例是流体应力消失方程描述的固体运动。泥石流介于二者之间。

2 规模推测

2.1 根据振动推测

当泥石流未袭击居民区、工厂前根据地表振动的程度推测泥石流规模, 及时采取措施可以减轻泥石流造成的灾害。一般采用多普勒流速计, 将其埋置在距泥石流振动源 0.5~1km 远、1m 深

处记录振动特性。

由于泥石流振动的波峰加速度出现在流体所含的最大粒径与地面发生强烈碰撞时, 流体流量越大、粒径越大、流速越大, 由此产生的振动就越大。所以波峰流量与振动的波峰加速度之间具有正相关性。

设球形颗粒粒径为 D_{max} , 与地面碰撞产生的冲击力为 P_{max} ^[2]:

$$P_{max} \propto D_{max}^2 \cdot V^{6/5}$$

$$P_{max} \propto Q^{3/5}$$

V 为泥石流流速, Q 为波峰流量;

流速 $V \propto H^{2/3}$

H 为流体深度;

波峰流量 $Q \propto BHV \propto P^{2/3}$

B 为泥石流宽;

波峰流量与振动加速度呈现一元二次相关关系, 具体模型根据地质情况不同。根据文献介绍波峰外的泥石流流量与振动加速度振幅具有同等的正相关关系。

既然泥石流的波峰与地面振动的波峰加速度之间存在相关关系, 那么就可以由波峰加速度推测泥石流波峰流量。

$$\text{流量体积 } V = \int_{t_1}^{t_2} Q(t) dt$$

t_1 为泥石流流动开始时间, 由流量具有急剧上升趋势决定; t_2 为泥石流流动终点时间, 一般取波峰流量降低 20% 时刻, 在泥石流规模小的情况下, 当流量没有下降到波峰流量 20% 又开始出现波动时将波峰流量出现 30s 后作为终点, 当满 30s 后紧接着又出现下次波动时将前次波动的终点作为下次波动起点。

例如日本烧岳地区, 当泥石流流量为 $100\text{m}^3/\text{s}$, 距离流体中心 15m 的地基振动加速度为 $100\text{m}/\text{s}^2$ 。观测地点设在烧岳沟谷处, 泥石流接近观测点时测得振动频率 10~30Hz, 当龙头通过观测点时振动频率 60~80Hz, 设波峰加速度 X , 波峰流量 Y , $Y = 2.93(X - 10)^{2/3}$ 。

2.2 根据经验公式计算

假定滑坡泥石流与洪水频率相同, 根据泥石流中固体物质与水的比例, 用在某一特定频率下的洪水洪峰流量加上按比例所需的固体体积即得泥石流流量^[3]:

$$Q_c = Q_b(1 + \Phi)$$

其中： Q_c 为泥石流洪峰流量； Q_b 为洪水洪峰流量； Φ 为泥石流修正系数，是单位泥石流体积中固体物质体积与水体积比值，可以理解为单位水体所能携带的固体物质质量，给定泥石流容重 Γ 后可以得到 $\Phi = (\Gamma - 1) / (\Gamma_H - \Gamma)$ ， Γ_H 为固体物质比重。

3 实例

据林民勇等(1999)^[4]，大嶂山北坡滑区主要为中低山，切割强烈，沟谷发育，海拔高程100~670m，250m以上陡峻，局部坡度35~40°，下部平缓，坡度约25°。地层属白垩系下统石帽山群下组上段，由流纹质晶屑凝灰熔岩、角砾岩等组成，后期构造运动强烈，侵入岩分布较广。滑区有两条断层通过，破碎带分别达5、15m，节理裂隙发育，地下水主要为基岩裂隙水，基岩裂隙水沿极为发育的节理、裂隙渗流。

北坡中部隐伏的南北向断裂在古地貌形成冲沟，古滑塌堆积物主要堆积在冲沟中，形成160~300m标高之间的古滑体；古滑塌堆积物呈松散无胶结的块石夹残积土，厚度10~20m；凝灰岩风化后形成的坡残积土亲水性强，在水的浸润下软化、泥化，形成软弱面，构成滑床。

在大规模降雨作用下，滑坡体中孔隙水压力增大、滑床土体软化出现滑坡。滑坡平面形态呈人字形，主滑方向是向北顺坡滑动，长1500m，宽度200~400m，高差370m，滑塌总方量约100

万 m^3 ，在标高110~150m的范围内由于切割山体的阻拦使得高速碎屑流体能量大为衰减，特别是右侧在推挤过程中掏蚀部分山体并挤滑部分坡体后迅速碎屑化，在雨水作用下孔隙水压力增加，抗剪强度降低，从而使滑坡体液化流动转变为泥石流。经过一系列的能量作用过程到110公路附近变成稀性泥石流，顺坡谷流下，长约200m、厚度2~3m，物质成分为残积土夹少量小块石及树木、建筑物残骸。左侧由于分流能量大、110公路在此形成临空区，块石高速飞到公路下的溪流中，形成块石流区，沿溪流运动约500m后停下堆积。

按照本文1介绍的公式可以推算安全系数 F_s 、计算滑坡转化泥石流的运动速度、流动距离。如果根据2.1介绍的监控器监测振动推测泥石流规模，必须预先观测有关泥石流的流量与振动强度等数据，求出回归方程。利用2.2的经验公式计算泥石流流量比实际观测值偏小，应在配方法的基础上乘上一个系数。

4 结论

滑坡型泥石流是一种特殊的坡体破坏形式，它在很短时间内由滑坡的位能快速转化为动能的流动堆积，它与一般的滑坡、泥石流不同，兼有二者特征，流速快、冲击力大、破坏性强。研究它的规律对保护人员、财产免受或少受损失具有重要意义。

参考文献

- 1 冯自力，崔鹏，何思明. 滑坡转化为泥石流机理研究综述[J]. 自然灾害学报，2005，(3)
- 2 山越隆雄，佐藤一幸. 根据地基振动推测泥石流规模[J]. 水土保持科技情报，2000，(4)
- 3 康志成，张军. 泥石流洪峰的研究与计算[J]. 中国水土保持，1991，(2)
- 4 林民勇，谷鸿飞. 大嶂山北坡滑坡成因初探[J]. 冶金地质动态，1999，(10)

FORMATION MECHANISM AND SCALE OF LANDSLIDE- DEBRIS FLOW

Li Kangkang

Geological staff University of Hebei Province, Shijiazhuang, Hebei, 050000, China

Abstract

The formation mechanism, energy conversion and prediction of the conversion from landslide bulky body to debris flow could be explained by a new and funtional Coulomb combined flow theory certified in practice.

Keywords: landslide- debris flow, formation mechanism, scale