

底床失稳形成泥石流的起动临界条件实验

余斌^{*1} 彭秋建² 陈龙¹ 杨治义³

(1. 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;

2. 四川省核工业地质局 282 大队, 四川 德阳 618099; 3. 四川省地质矿产勘查开发局 113 地质队, 四川 泸州 646000;)

*通讯作者: yubin08@cdu.cn

摘要: 底床失稳模式是形成沟谷泥石流的重要起动模式, 目前还没有详细的底床失稳形成泥石流的临界条件。本文对不同粒径、饱水密度、内摩擦角、渗透系数等泥沙堆积物被起动形成泥石流的起动模式及临界条件开展了一系列的水槽实验。发现无黏聚力的固体物源在底床失稳模式中, 形成泥石流的坡度阈值随着泥沙的饱水密度、内摩擦角的增大而增大, 最小阈值坡度约 17°; 当底床坡度大于阈值坡度时, 底床失稳的饱水层厚度随坡度的增加而减小, 最小饱水厚度可以为 0。河流输运模式形成泥石流的径流临界流量远大于底床失稳模式形成泥石流的径流临界流量, 底床失稳模式起动形成泥石流的临界流量为水槽宽度、泥沙堆积物的渗透系数和饱水深度之积。

关键词: 泥石流; 河流运输; 底床失稳; 临界条件;

中图分类号: P694 **收稿日期:** 2025-01-02

0 前言

泥石流常常在山区小流域突然暴发, 对下游居民、公路等造成损失。大部分沟谷泥石流是由于山洪起动沟道内固体物源形成的, 在我国西部发生的泥石流几乎都是这一起动机理。根据沟道坡度的不同, 沟道内泥石流的起动可以分为两种模式: 河流输运模式和底床失稳模式 (Lamb *et al.*, 2008; Prancevic *et al.*, 2014)。顾名思义, 所谓底床失稳是指在沟道内松散堆积体上的从底床到表面的整体失稳起动形成泥石流, 是底床上松散泥沙堆积物饱水后在重力驱动力下的失稳起动, 类似于斜坡上的浅层滑坡失稳运动; 而河流输运模式则是径流起动沟道内较多的表面颗粒, 逐渐起动表层以下固体物源形成泥石流, 是在水动力作用下, 剪切应力作用在颗粒上形成的起动, 类似于在河流中的泥沙搬运。泥石流流域均为小流域, 大多数流域面积在 20 km² 以内, 最大流域面积一般不超过 200 km²。泥石流流域沟道纵坡降一般都在 6° 以上, 在 14° (不含堆积区) 以上的沟道坡度就可以被称为“陡”坡, 最大的沟道坡度可以接近 35°, 总体上流域面积与沟道纵比降 (坡度) 成反比 (赵宾杰等, 2021)。在较大的泥石流流域内, 因沟道纵坡较小, 泥石流的起动模式一般为河流输运模式 (Prancevic *et al.*, 2014)。由于流域面积较大, 沟道较长, 径流量往往较大, 沟道中较多的固体源可以沿沟道从上游到下游逐渐被起动, 最终由山洪演变为泥石流; 泥石流的形成过程是逐渐侵蚀起动沟

基金项目: 国家自然科学基金资助项目 (No.U21A2032). 第一作者简介: 余斌 (1966-), 男, 教授, 博士, 从事泥石流研究及相关教学工作, 主要从事泥石流灾害与防治、泥石流预报研究. E-mail: yubin08@cdu.cn

ORCID: 0000-0003-2367-7746.

道内泥沙,最后形成有较大泥沙体积浓度(容重)的泥石流。然而,在较小的泥石流流域内,沟道纵坡降较大,饱水固体物源被较小的径流起动,被称为底床失稳起动模式,也称为“泥石流”起动模式(Takahashi, 1978; Lamb *et al.*, 2008; Prancevic *et al.*, 2014),因为该模式的起动直接形成了较大泥沙体积浓度的泥石流。

底床失稳模式的泥石流形成需要一定的沟道纵坡,底床失稳模式的阈值(临界值)坡度在不同的研究中有所不同,范围从14.5到25.2°(Takahashi, 1978; 庄建琦等, 2010; Prancevic *et al.*, 2014; 亓星等, 2014)。均匀层状松散颗粒材料(无粘聚力)的实验研究得到阈值坡度为14.5°,在14.5 - 22.9°范围内,河流输运和底床失稳都可能发生(Takahashi, 1978)。在含砾石、砂土、粉土和黏土的野外土壤试验中,底床失稳模式的阈值坡度为17.5°(庄建琦等, 2010)。泥沙堆积物为无粘聚力的泥沙混合物的水槽实验结果是底床失稳模式的阈值坡度为16°(亓星等, 2014)。泥沙堆积物为砾石(平均粒径为15 mm)的实验结果是底床失稳模式的阈值坡度为22°,而当沟道坡度在19.6 ~ 25.2°范围内时,泥石流起动模式为混合模式,即河流输运和底床失稳两种模式都存在(Prancevic *et al.*, 2014)。采用15 - 48 mm的粗颗粒实验研究冰碛堤溢流通道的粗化层表面颗粒起动模式及冰碛湖溃决条件,结果与Prancevic *et al.* (2014)实验研究的河流输运及底床失稳模式阈值坡度类似,但坡度转折点是河流输运模式的起动点,而内摩擦角对底床失稳模式的影响较大(余斌等, 2024)。现场调查火后小流域泥石流的物源表明,物源中的干砂砾(dry ravel)粒径较小,中径在2 mm以下,沟床起动形成泥石流的模式,由底床失稳转变为河流输运模式坡度为20°(Palucis *et al.*, 2021)。上述研究中底床失稳模式均为无粘聚力的松散物源起动形成泥石流,但泥沙堆积物物源有的是全部砾石(Prancevic *et al.*, 2014; 余斌等, 2024),也有全部是沙粒及更细的泥沙(Palucis *et al.*, 2021),还有混合有砾石、砂土、粉土和黏土等宽级配泥沙(Takahashi, 1978; 庄建琦等, 2010; 亓星等, 2014),因此这些泥沙堆积物从粒径、饱水密度、内摩擦角、渗透系数等岩土力学性质上有较大的差别,造成了底床失稳模式的阈值坡度有较大的范围,同时这些研究缺乏对底床失稳模式阈值坡度的机理和控制因素的深入研究。

对泥石流临界起动径流流量的研究,主要是河流输运模式的起动临界流量(Gregoretti, 2000; Tognacca *et al.*, 2000; Wang *et al.*, 2017),研究得出的主要结论是泥石流的起动流量随沟道坡度的增大而减小,随泥沙粒径的增大而增大。在河流输运模式泥石流起动实验研究中,虽然有的沟道坡度也很大,有可能会发生底床失稳模式的泥石流起动,但实际的起动模式还是河流输运模式,其原因可能是在实验中来流流量迅速增加,在泥沙堆积物饱水之前,径流就启动了表面及下层泥沙形成了泥石流(Tognacca *et al.*, 2000)。

在底床失稳模式的泥石流起动实验研究中,泥石流在沟道坡度较大的条件下,很小的径流流量就可能引起沟道底床失稳形成泥石流(亓星等, 2014),同时发现在没有表面径流发生的情况下,也可以引起底床失稳形成泥石流。但该研究中泥沙堆积物的下游不透水,只有进水没有出水,水流逐渐累积,造成很小的来流流量就可以累积很高的水位形成底床失稳,无法给出真实的底床失稳起动的临界径流流量。

本文通过一系列无粘聚力的泥沙堆积物实验,研究了大坡度下底床失稳模式的临界沟道坡度和临界径流流量。采用莫尔-库仑模型,结合内摩擦角、饱水泥沙

密度和泥沙堆积物饱水水深, 利用稳定系数确定底床失稳的临界沟道坡度和临界径流流量。本文研究可以为沟道纵坡较大的小流域泥石流预警提供依据。

1 底床失稳机理

本文采用基于 Mohr-Coulomb 原则的无限长斜坡模型判断泥沙堆积物的稳定性 (Fredlund *et al.*, 1993; Yang *et al.*, 2020 余斌等, 2024)。泥石流沟道内固体物源一般为松散泥沙, 泥沙的黏聚力可以忽略不计, 饱水泥沙的内摩擦角等于休止角 (水下)。在有表面流情况下的稳定系数可表示为:

$$F_s = (\rho_s - \rho)H_s \tan\phi / [(\rho_s H_s + \rho H_w) \tan\theta] \quad (1)$$

式中: F_s 为稳定系数; 当 $F_s \leq 1$ 时底床失稳。有时因为实验的偶发情况, F_s 稍大于 1 时也可能失稳。 ρ_s 为泥沙饱水密度; ρ 为水密度; H_s 为泥沙厚度; H_w 为表面流水深度; ϕ 为饱水泥沙内摩擦角; θ 为底床坡度。

当设定系数 c :

$$c = H_w / H_s \quad (2)$$

公式 1 演变为:

$$F_s = (\rho_s - \rho) \tan\phi / [(\rho_s + c\rho) \tan\theta] \quad (3)$$

如果在刚好有表面流出现时泥石流起动 (此时全部泥沙都已经饱水, 即饱水厚度为 H_s), 则公式 3 中的 $c = 0$, 稳定系数 $F_s = 1$ 时的临界 (阈值) 坡度为:

$$\tan\theta = (1 - \rho/\rho_s) \tan\phi \quad (4)$$

公式 4 中, 水密度 ρ 为常数, 泥沙饱水密度和内摩擦角是影响坡度阈值的两个重要因素。

然而, 底床失稳也可能在没有表面流情况下发生 (元星等, 2014), 即饱水深度小于泥沙堆积物的厚度。根据无限斜坡平衡模型, 底床失稳模式的稳定系数为 (van Asch *et al.*, 2018):

$$F_s = (\rho_s - c_0\rho) \tan\phi / (\rho_s \tan\theta) \quad (5)$$

式中 c_0 为饱水深度与泥沙厚度之比, 介于 0-1 之间:

$$c_0 = H_0 / H_s \quad (6)$$

式中 H_0 为饱水深度; 当表面流刚出现时, $c_0 = 1$, 公式 5 与公式 4 相同。当 $c_0 = 0$ 时, 床面泥沙全部为干泥沙, 没有饱水层。

$F_s = 1$ 时, 公式 5 可以表示为:

$$c_0 = \rho_s (1 - \tan\theta \tan\phi) / \rho \quad (7)$$

在公式 7 中, c_0 (或饱水深度 H_0) 随底床坡度 θ 的增大而减小, 即底床坡度越大, 底床失稳所需要的饱水深度越低; 在极端情况下, 当底床坡度等于泥沙内摩擦角 (休止角) 时, 没有任何饱水层的泥沙堆积层也会失稳。

2 实验装置和材料及实验过程

2.1 实验装置和材料

实验装置如图 1 所示, 实验水槽长 8 m, 宽 0.3m, 深 0.4m。侧壁为玻璃, 水从图 1 右侧 (以下简称上游) 由稳定水源进入水槽, 在 2 m 处设置三角堰, 测量流入水槽中来流流量。水槽底床坡度 θ 在 16~ 21° 之间调整, 水槽表面进行人工粗化加糙处理, 水槽内泥沙堆积物厚度 H_s 在 5 ~ 15 cm 之间, 堆积长度为 2 m。在水槽的 4 m 和 6 m 处设置两个挡板, 上游挡流板 (4 m 处) 高度略高于泥沙堆积

物厚度，为不透水挡板；下游挡流板（6 m 处）高度与泥沙堆积物厚度一致，为可透水挡板。从稳定水源流出的水在流过三角堰后，在上游挡板后方形成堰塞湖，水流溢出挡板后缓慢进入水槽的泥沙堆积物表面，不直接冲击泥沙堆积物。在水槽下游出口处可以接水槽流出的水和泥沙，用于取样测量泥石流的容重。在水槽周围放置了三个摄像机，用于记录泥沙起动形成泥石流过程（图 1）。在实验过程中，使用摄像机记录上下游泥沙堆积物的表面变化过程以及泥石流起动（分别为图 1 中的#1 和#2 摄像机）以及侧面的泥石流起动和湿润锋（图 1 中的#3 摄像机）。

根据公式1-7，不同饱水密度和内摩擦角的无粘聚力松散物源对底床失稳的影响很大，因此本文实验采用不同粒径分布的泥沙模拟不同饱水密度和内摩擦角的松散物源底床失稳形成泥石流过程。相应地，因为泥沙的颗粒级配不同，对应的渗透系数也不同。泥沙堆积物主要由粉砂、细砂、粗砂和砾石组成，还添加了约 2.5% 的蒙脱土。参照元星等（2014）的粗、中、细泥沙级配，考虑泥沙粒径变化会引起饱水密度、内摩擦角、渗透系数等变化，调整粘土、砂和砾石的比例，配置了 3 种泥沙堆积物，其粒径分布如图 2 所示。对 3 种泥沙堆积物采用直剪测试，其黏聚力均可忽略不计。当泥沙堆积物内部黏聚力很小时，饱水内摩擦角相当于水下休止角（Takahashi, 1978）。测量了三种泥沙堆积物的天然容重 ρ_n 、饱水容重 ρ_s ；采用平面床倾斜法测量空气和水下泥沙堆积物的摩擦角，获得了其自然休止角 ϕ_n 、水下休止角 ϕ （Prancevic *et al.*, 2014）；用渗透仪测量了泥沙堆积物的渗透系数 K ，见表 1。水槽实验前，将配置好的泥沙堆积物加入少量水（5% 的重量含水率）后搅拌均匀，自然堆放在上下挡板之间，分层轻度压实。

2.2 实验过程

不同泥沙堆积物的实验坡度由表 1 中的坡度阈值确定：低于阈值坡度 1 度左右为最小实验坡度，最大坡度为水槽的最大坡度：21°。实验前，对刚产生表面流（饱水深度为 H_s ）时的流量进行了测试，当实验流量 $Q \geq KWH_s$ 时（ W 为水槽宽度）才能产生表面流。实验中随来流流量增加引起水位上升，饱水深度增加，直到饱水深度 $H_0 = H_s = Q/(KW)$ 时，产生表面流。来流流量 $Q < KWH_s$ 时，水位上升不能到达泥沙堆积物表面，饱水深度 $H_0 < H_s$ 。在实验设计时，对于处于坡度阈值附近的底床坡度，底床失稳需要的饱水深度 H_0 接近泥沙堆积物厚度 H_s ，实验初始流量设计为 $Q_0 = 0.85KWH_s$ ；在较大坡度实验时，由公式 7 可以计算出不同泥沙堆积物在较大坡度（大于阈值坡度）下的 c_0 及 H_0 ，实验初始流量设计为 $Q_0 = 0.85KWH_0$ 。

刚开始实验时，水流从水槽上部挡板向下缓慢流动，水流在上挡板附近进入泥沙堆积物底层，并从底层向下游流动。侧壁观察到水流向下游流动的水位和润湿锋，当润湿锋到达泥沙堆积物的 1.5 m 长度（从上部挡板向下的距离，下同）时，如果泥沙堆积物没有起动，则需要再增大来流流量；为了避免来流流量增长太快造成泥沙堆积物在饱水前被起动（Tognacca *et al.*, 2000），实验中以很小的速率增加流量并持续约 2 分钟；如果还没有起动，再重复上述方法增加流量，直到出现表面流。底床失稳的起动模式有的在表面流出现前已经发生，有的是在表面流出现后发生。如果表面流在泥沙堆积物的上游到下游都有出现，仍然没有底床失稳现象发生，则可能无法发生底床失稳现象，此时继续增加流量，直到泥沙堆积物以河流输运模式被起动。泥沙堆积物被起动形成泥石流时在下游取样测量泥石流的容重，记录起动时的临界来流流量 Q ；实验过程中未起动的来流流量也有记录。总共实验共 24 次，实验结果见表 2。

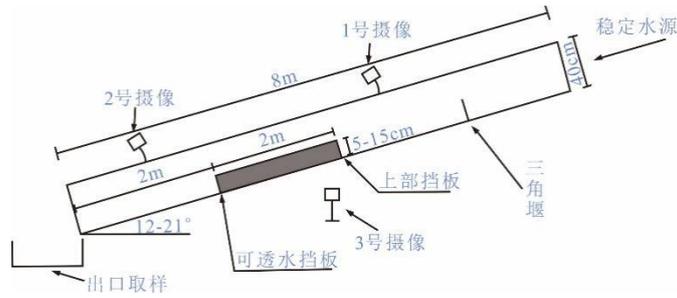


图 1 实验水槽及泥沙堆积物布置图

Fig. 1 Schematic diagram of the channels (not to scale).

表 1 实验中的泥沙堆积物参数

Table 1 Parameters of sediment in experiments

No.	ρ_n (g/cm ³)	ρ_s (g/cm ³)	φ_n (°)	φ (°)	K (cm/s)	d_{50} (mm)	计算坡度阈值 (°)	实验坡度阈值 (°)
K1	1.58	1.99	35.1	33.6	0.036	3.0	18.3	18
K2	1.50	1.93	34.5	33.5	0.069	4.2	17.7	17
K3	1.33	1.83	33.9	32.9	0.213	5.0	16.4	17
平均	-	1.92	-	33.3	-	-	17.5	-

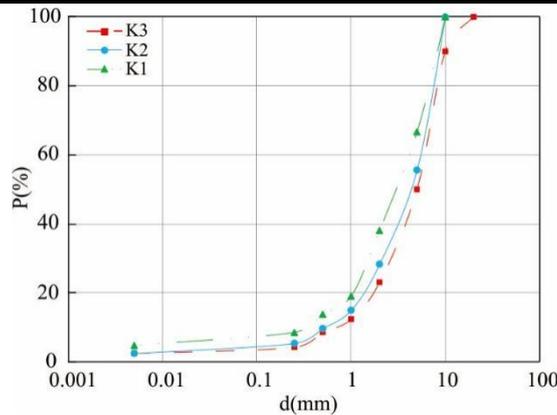


图 2 泥沙堆积物粒径分布图

Fig. 2 Grain size distributions of the materials.

表 2 实验中测量参数

Table 2 The parameters in the experiments

No.	K (cm/s)	θ (°)	H_s (cm)	起动模式	起动流量 Q (cm ³ /s)	F_s	ρ_D (g/cm ³)
1	0.036	16	10	FT	120.0	1.15	1.50
2	0.036	17	10	FT	120.2	1.08	1.58
3	0.036	17	10	FT	121.8	1.08	1.54
4	0.036	17	10	FT	120.5	1.08	1.52
5	0.036	18	5	BF	5.3	1.02	-
6	0.036	18	10	BF	11.8	1.02	2.08
7	0.036	18	10	BF	11.3	1.02	2.0
8	0.036	18	12	BF	14.1	1.02	2.03
9	0.036	18	15	BF	15.2	1.02	-
10	0.036	21	10	BF	9.2	0.86	2.0
11	0.036	21	10	BF	8.4	0.86	1.87
12	0.069	16	10	FT	151	1.11	1.45

13	0.069	17	10	BF	23.6	1.04	-
14	0.069	18	10	BF	20.3	0.98	-
15	0.069	18	10	BF	21.5	0.98	-
16	0.069	18	12	BF	25.2	0.98	-
17	0.069	18	15	BF	31.3	0.98	-
18	0.069	21	10	BF	17.5	0.83	1.97
19	0.213	16	10	FT	165.2	1.02	1.49
20	0.213	17	10	BF	66.7	0.96	-
21	0.213	18	8	BF	53.8	0.90	-
22	0.213	18	10	BF	67.8	0.90	2.05
23	0.213	18	12	BF	80.3	0.90	-
24	0.213	21	10	BF	53.5	0.76	-

FT: 河流输运模式; BF: 底床失稳模式。

3 实验结果

表 2 中的 24 次实验, 因底坡坡度较低 ($K1$ 材料的 $16-17^\circ$, $K2$ 和 $K3$ 材料的 16°), 有 6 次实验没有发生底床失稳, 但在随后进一步加大流量后形成了河流输运模式的泥石流起动, 这些实验的泥沙堆积物厚度都是 10 cm。河流输运模式的泥石流起动实验表明, 泥沙堆积物粒径 (D_{50}) 越大, 泥石流起动临界流量越大。其余 18 次实验都发生了底床失稳模式的泥石流起动, 但都没有表面流产生。在底床失稳阈值坡度及以上坡度、最大坡度 (21°) 实验, 以及不同泥沙堆积物厚度的实验表明, 泥沙堆积物厚度越大, 泥石流起动临界流量越大; 底坡坡度越大, 泥石流起动临界流量越小; 泥沙堆积物渗透系数越大, 泥石流起动临界流量越大; 泥沙饱水容重越大, 泥石流起动临界流量越大。但实验中存在一些不确定性, 特别是底床失稳的起动模式中, 有的起动很显著, 起动速度很快并迅速运动到下挡板及下游 (第 6-8,10,11,18,22 次实验); 但有的起动不显著, 起动速度很慢, 很快就停止运动, 也没有泥石流运动到下挡板 (第 5,9,12-17,20,21,23,24 次实验)。

本文实验中底床失稳模式形成的泥石流, 在越过下游挡板后取样表明其容重介于 $1.87-2.08 \text{ g/cm}^3$ 之间, 大多在 2.0 g/cm^3 以上, 属于高容重粘性泥石流; 这个特点与底床失稳起动模式, 也称为“泥石流”起动模式 (Takahashi, 1978; Lamb *et al.*, 2008; Prancevic *et al.*, 2014) 的特点一致, 即泥沙堆积物起动后直接形成较大泥沙体浓度的粘性泥石流。本文实验中河流输运模式起动的泥石流, 其沿程起动距离不超过 2 m, 容重介于 $1.45-1.56 \text{ g/cm}^3$ 之间, 属于低泥沙浓度的稀性泥石流; 这个特点符合河流输运模式的起动特点: 不是整体起动, 而是表面及下层颗粒逐渐起动, 因此其容重 (泥沙体浓度) 是逐渐沿程增大。如果沿程起动距离更长, 起动泥沙会更多, 泥沙体浓度会更大, 容重会更大, 在野外起动距离较长的条件下, 可能形成较大体浓度的粘性泥石流。

3.1 河流输运模式泥石流

图 3 为第 2 次实验照片, 底床坡度为 17° , 泥沙堆积物厚度为 10 cm, 渗透系数为 0.036 cm/s (表 2)。估算产生表面流的流量为 $10.8 \text{ cm}^3/\text{s}$, 实际实验初始流量为 $9.2 \text{ cm}^3/\text{s}$, 没有起动后再逐渐增加流量, 产生表面流后仍然无底床失稳现象发生。刚开始的水流在泥沙堆积物内向下游流动, 增大流量后形成表面流, 随后

在表面局部形成水流通道从上游流向下游（图 3a），表面流到达下游时仍然没有发生底床失稳。随后每次增加流量幅度约 $5 \text{ cm}^3/\text{s}$ ，间隔时间仍然是 2 min ；表面水流通道左右摆动，侵蚀带走表面细颗粒。实验过程中，常常出现粗颗粒堵塞通道，表面流再改道形成新的水流通道。当流量增加到 $120.2 \text{ cm}^3/\text{s}$ 时，左侧通道的表面流侵蚀起动粗颗粒，形成泥石流（图 3b）。此时通道最窄处宽度仅为 4.5 cm ，取样得泥石流容重 ρ_D 为 $1.58 \text{ g}/\text{cm}^3$ 。



a. 水流通道



b. 形成泥石流之前



c. 在水槽左侧刚形成泥石流时（形成泥石流的沟道最狭窄处为 4.5cm）



d. 取样时泥石流

图 3 河流输运模式泥石流（第 2 次实验，b, c, d 的照片从下游往上游拍摄）

Fig. 3 The debris flow initiated in fluvial transport model in Run 2. The pictures b, c, d were

taken from downstream to upstream

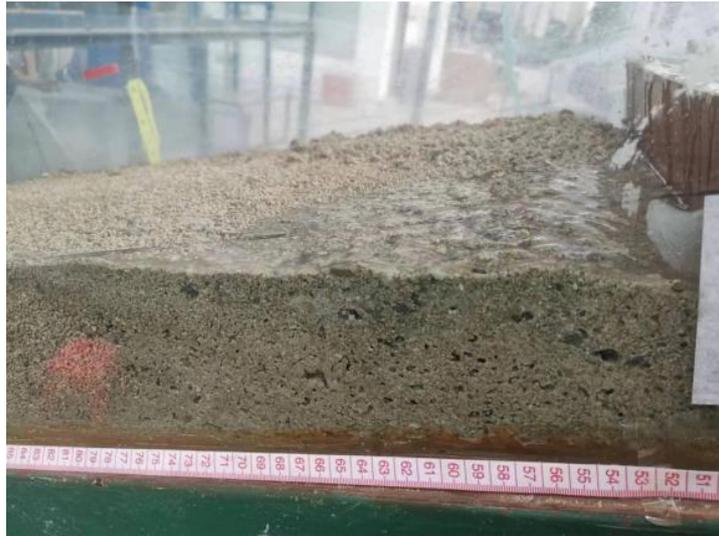
a. The flow pass in the channel. b. Before the formation of debris flow. c. When the debris flow just formed at left in a channel, the width of channel at the narrowest place was only 4.5 cm. d. The debris flow at the time of sampling.

3.2 底床失稳模式泥石流

图 4 为第 8 次实验照片，底床坡度为 18° ，泥沙堆积物厚度为 12 cm，渗透系数为 0.036 cm/s （表 2）。估算产生表面流的流量为 $13.0 \text{ cm}^3/\text{s}$ ，实际实验初始流量为 $11.2 \text{ cm}^3/\text{s}$ ，没有起动后再逐渐增加流量直到出现表面流。实验开始不久，从侧壁观察到一条湿润线（图 4a，红色虚线，0-0.5 m 段，指从上游挡板到下游 0.5 m 段，下同）。随着水流继续进入水槽，润湿线继续向下游扩展，并向泥沙堆积物表面抬升，直到产生表面流(图 4b)。在表面流到达的位置，泥沙堆积物饱水；表面流继续向下游流动，泥沙堆积物的饱水段长度增加。当很浅的表面流的前端在左侧到达 1.8 m，在右侧到达 1.7 m 时(此时已有水流流出下游挡板，如图 5a, b)，流量为 $14.1 \text{ cm}^3/\text{s}$ 时，泥沙堆积物失稳起动形成泥石流，起动范围在 0 - 1.5 m 之间(图 6a, b, c)。泥石流的前端部分冲出了下游挡板，但是后面的泥石流沉积在 1 - 2 m 的位置(图 6c, 图 7a, b, c)，取样得泥石流容重 ρ_D 为 2.03 g/cm^3 ，远大于河流运输模式起动的泥石流容重。



a. 湿润锋（0-0.5m 段）



b. 表面流 (0-0.35m 段)

图 4 湿润锋和表面流 (第 8 次实验)

Fig. 4 The wetting lines and surface flow in Run 8

- a. The wetting line (red dash line) at the section of 0 - 0.5 m. b. The surface flow at the section of 0 - 0.35 m.



a. 表面流到达下游 (从上游往下游拍摄)

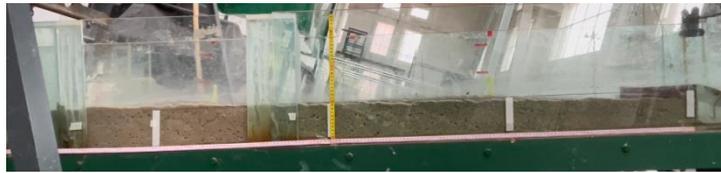


b. 表面流到达下游（从下游往上游拍摄）

图 5 泥沙堆积物上的表面流（第 8 次实验）

Fig. 5 Surface flow on the mixture in Run 8

a. The surface flow arrived 1.8 m left and 1.7m at right (photo was taken from upstream to downstream). In red circle was the surface flow. b. The surface flow arrived at downstreamthe (photo was taken from downstream to upstream).



a. 起动前



b. 起动中



c. 起动后

图 6 侧壁观测泥石流起动过程（第 8 次实验）

图中为 0-1.8m 实验段

Fig. 6 The initiation of debris flow from sidewall in Run 8.

The section was 0 - 1.8 m in the pictures.

a. Before the initiation. b. During the initiation. c. After the initiation



a. 刚开始启动



b. 启动中



c. 启动后

图 7 从下游观测到泥石流启动（第 8 次实验）

Fig. 7 The initiation of debris flow from downstream in Run 8.

a. Just beginning of the initiation. b. During the initiation. c. After the initiation.

图 8 为第 14 次实验照片，底坡坡度为 18° ，泥沙堆积物厚度为 10 cm，渗透系数为 0.069 cm/s（表 2）。估算产生表面流的流量为 $20.7 \text{ cm}^3/\text{s}$ ，实际实验初始流量为 $17.6 \text{ cm}^3/\text{s}$ 。当表面流右侧达到 1.7 m，左侧达到 1.6 m（图 8a），流量为 $20.3 \text{ cm}^3/\text{s}$ 时，泥沙堆积物在 0 ~ 1.1 m 段底床失稳，形成泥石流（图 8b）。泥石流向泥沙堆积物下游运动并沉积在下挡板之前（图 8b），因为没有泥石流从下挡板流出，没有取样。



a. 底床失稳时表面流到达位置（从上游往下游拍摄）



b. 起动后（侧面），0-1.9m 段，起动的最前端大约在 1.1m

图 8 底床失稳模式的泥石流起动（第 14 次实验）

Fig. 8 The initiation of bed failure model in Run 14.

a. The position of surface flow arriving when bed failure triggered (photo was taken from upstream to downstream). b. After the initiation (sidewall). The section of flume was 0 - 1.9 m in the pictures. The front part of initiation was about 1.1 m.

4 底床失稳模式阈值坡度和临界流量

各实验中泥沙堆积物全部饱水时（ $c = 0$, $c_0 = 1$ ）的稳定系数 F_s 列于表 2 中，图 9 为稳定系数 F_s 与坡度 θ 关系图，并与 Prancevic *et al.* (2014) 和余斌等 (2024) 实验数据做了对比。本文中底床失稳的稳定系数 F_s 大多小于 1.0，均小于或等于 1.04，但河流运输的稳定系数 F_s 均大于 1.0。因此，本文的实验研究与公式 3 的计算结果基本一致，实验数据基本都在用平均内摩擦角和饱水密度以及公式 3 计算的底床坡度与稳定系数 F_s 关系曲线附近，且用稳定系数 F_s 基本能判断底床失稳模式的发生。同样的，Prancevic *et al.* (2014) 和余斌等 (2024) 中实验数据基本都在用平均内摩擦角和饱水密度以及公式 3 计算的底床坡度 θ 与稳定系数 F_s 关系曲线附近，稳定系数 F_s 基本能判断底床失稳模式的发生。Prancevic *et al.* (2014) 和余斌等 (2024) 的底床坡度 θ 与稳定系数 F_s 关系曲线明显比本文研究更高，尽管这 3 个系列实验的饱水密度 ρ_s 相差很小，但 Prancevic *et al.* (2014)

和余斌等（2024）的表面流水深较大（ $c = 0.17$ 和 $c = 0.18$ ），这将使得稳定系数更小（见公式 3），而本文表面流水深为 0；促使 Prancevic *et al.*（2014）和余斌等（2024）的稳定系数 F_s 更大的原因是内摩擦角较大：公式 3 中稳定系数 F_s 与内摩擦角 ϕ 的正切成正比，Prancevic *et al.*（2014）和余斌等（2024）的内摩擦角 ϕ 大约 45° ，内摩擦角 ϕ 的正切为 1；本文的内摩擦角 ϕ 大约 33° ，内摩擦角 ϕ 的正切为 0.65，仅为 Prancevic *et al.*（2014）和余斌等（2024）的 65% 左右。

在底床失稳的实验中，阈值坡度 θ 分别为 17° （实验材料 K1）和 18° （实验材料 K2 和 K3），与公式 4 计算的阈值坡度 θ 基本一致（表 1），均小于 Prancevic *et al.*（2014）和余斌等（2024）建议的 19.6° 最小阈值坡度 θ ，更小于 Prancevic *et al.*（2014）的平均 22° 阈值坡度 θ ，其原因还是内摩擦角 ϕ 较小造成阈值坡度 θ 较小：如公式 4 中，在没有表面流情况下，饱水密度 ρ_s 基本一致时，阈值坡度 θ 与内摩擦角 ϕ 成正比。图 10 为饱水密度 ρ_s 与阈值坡度 θ 关系图，数据根据公式 4，在没有表面流情况下计算得到。由图 10 可见饱水密度 ρ_s 对阈值坡度 θ 有较大影响：泥沙沉积物越松散，饱水密度 ρ_s 越小，阈值坡度 θ 越小。当饱水密度 ρ_s 为 1.8 g/cm^3 时，阈值坡度 θ 几乎是内摩擦角 ϕ 的一半，因此可以大致估算在饱水密度 ρ_s 为 1.8 g/cm^3 左右时，阈值坡度 θ 为内摩擦角 ϕ 的一半；饱水密度 ρ_s 大于 1.8 g/cm^3 时，阈值坡度 θ 在内摩擦角 ϕ 的一半基础上逐渐增加。

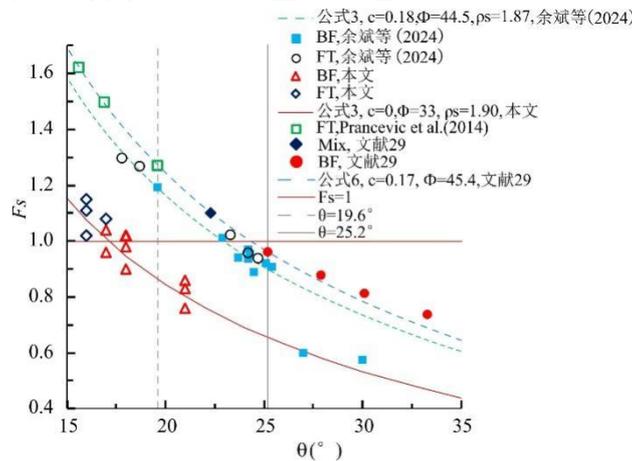


图 9 稳定系数与底坡坡度关系图

BF:底床失稳模式；FT:河流运输模式；Mix:混合模式；

Fig. 9 Relationship of safety factor and bed slope

BF: Bed failure. FT: Fluvial transport. Mix: mixed transport regime.

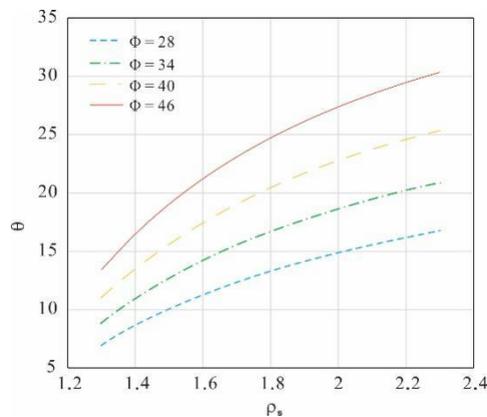


图 10 饱水密度与阈值坡度关系图

Fig. 10 The relationship between the the saturation density and the ratio of the threshold slope and the internal friction angle

在底床失稳模式泥石流的实验中，对比泥石流发生前和发生时的来流流量，可以获得底床失稳的临界流量。图 11 为流量 Q 与渗透系数 K 、水槽宽度 W 、饱水深度 H_0 之积的对比图。饱水深度 H_0 由公式 6 和公式 7 计算得到，是一个预测值，根据底床坡度 θ 、泥沙堆积物的厚度 H_s 、内摩擦角 ϕ 、饱水密度 ρ_s ，在稳定系数 $F_s = 1$ 时计算得到。由图 11 可以看出，形成底床失稳和接近形成底床失稳的流量基本都在 $Q = KWH_0$ 线附近，形成底床失稳的流量稍大；由此可以得出临界流量即为水槽宽度 W 、泥沙堆积物的渗透系数 K 和饱水深度 H_0 之积，超过这个临界流量就会发生底床失稳形成泥石流。满足阈值坡度条件下的底床失稳模式的泥石流起动临界流量 Q_c 为：

$$Q_c = KWH_0 = KWH_s\rho_s(1-\tan\theta/\tan\phi) \quad (8)$$

式中 Q_c 为底床失稳模式泥石流起动临界流量； W 为水槽宽度。

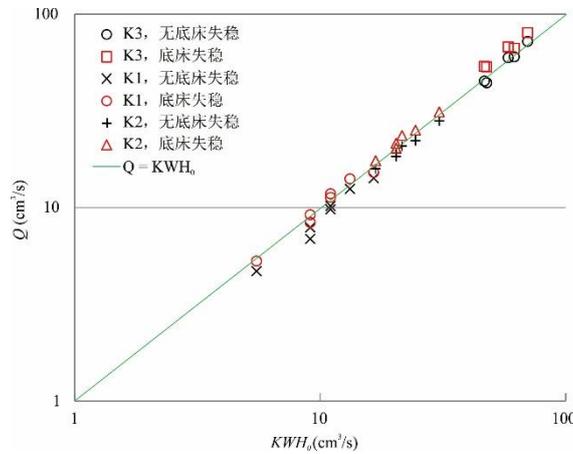


图 11 流量与渗透系数、水槽宽度、饱水深度之积的关系图

K1: $K=0.036$ cm/s; K2: $K=0.069$ cm/s; K3: $K=0.213$ cm/s.

Fig. 11 The relationship between the discharge and the product of the permeability coefficient, the depth of saturated water, and the width of channel

K1: $K=0.036$ cm/s; K2: $K=0.069$ cm/s; K3: $K=0.213$ cm/s.

5 讨论

5.1 河流输运起动泥石流临界流量

起动模式为河流输运模式的实验中，泥石流起动单宽流量 q 与泥沙粒径 d_m 、底床坡度 θ 的关系为 (Tognacca *et al.*, 2000)：

$$q/(d_m^{1.5}/\tan(\theta)^{1.17}) = C_1 \quad (9)$$

式中： q 为临界单位宽度流量，定义为除去了渗入泥沙堆积物中的流量后的单宽表面流流量； d_m 为泥沙堆积物的中值粒径； C_1 是系数， $C_1 = 4.0$ (Tognacca *et al.*, 2000)。

Tognacca *et al.* (2000) 中实验粒径比较均匀，公式 9 的粒径 d_m 为中值粒径。本文实验中粒径分布较广，河流输运模式起动前有细颗粒被水流带走，形成粗化层。如果假设本文实验的中值粒径以下的表面细颗粒被水流带走，留下的最小粒径为中值粒径 d_{50} ，当水流可以起动此粒径时即能形成泥石流，即公式 9 中的起

动粒径值为本文实验颗粒的中值粒径，采用中值粒径 d_{50} 计算河流运输模式的起动流量。

图 12 为本文河流运输模式中临界单宽流量 q 与泥沙粒径 d_m (表 1 中的 d_{50})、底床坡度 θ 的关系 (公式 9)，临界单宽流量为泥石流发生时最窄处的单宽流量 q 。泥石流形成时的过流通道宽度仅为水槽宽度的 9.3-15.6% (图 3b)。通过最窄处的宽度、渗透系数 K 与泥沙堆积物高度 H_s 的一半 (假设最窄处泥沙堆积物高度为原始高度的一半) 的乘积来计算渗入泥沙堆积物的流量，该渗入流量仅为来流流量的 0.6-4.5%，因此最窄处的泥沙堆积物实际高度的一半假设带来的误差也很小。图 12 中，本实验研究的结果略小于公式 9 计算的结果 (Tognacca *et al.*, 2000)。本文实验过程与 Tognacca *et al.* (2000) 的实验不同之处有：Tognacca *et al.* (2000) 的实验中，泥石流起动是由表面流流量的突然增加引起的，且实验泥沙近乎均匀沙；但在本文中，表面流流量是逐渐增加的，实验泥沙不均匀，水流通道内的表面颗粒粒径经过前期的水流冲刷带走了细颗粒，造成表面粗化。尽管本文实验比 Tognacca *et al.* (2000) 及公式 9 的计算结果稍小，即系数 C_1 稍小，但非常接近。

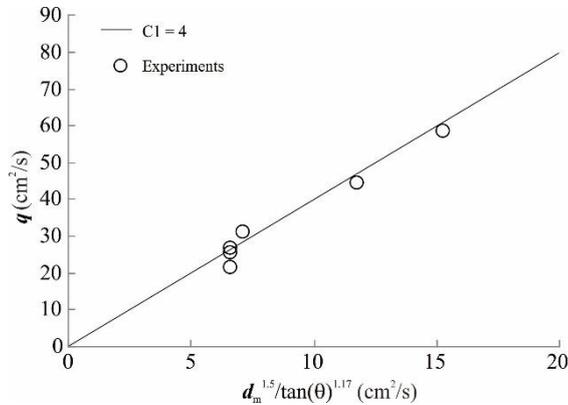


图 12 河流运输模式临界流量与中值粒径和底坡坡度关系图

Fig. 12 Relationship between the critical discharge and the meidium diameter and slope.

在本研究中，由底床失稳模式引起的泥石流临界流量远小于由河流运输模式引起的泥石流临界流量，这是因为起动河流运输的粗颗粒临界流量是地表流量，且为除去渗入泥沙堆积物 (固体物源) 中的流量后的地表径流流量 (Tognacca *et al.*, 2000)，只有饱水后还有足够表面流才能形成河流运输模式起动。因此沟道纵坡坡度大于底床失稳的阈值坡度时，形成泥石流的模式不会是河流运输模式，而是底床失稳模式。按照公式 9 计算对比河流运输模式的泥石流起动流量，阈值坡度时的起动流量仅比低于阈值坡度 1° 坡度时的起动流量小 7.4 - 7.9%；但底床失稳模式 (阈值坡度) 的起动流量仅仅为河流运输模式 (低于阈值坡度 1° 的坡度) 的起动流量的 4.4% (K1 泥沙堆积物) - 48.6% (K3 泥沙堆积物)。从河流运输模式到底床失稳模式的流量降低程度主要受泥沙堆积物的渗透系数 K 和泥沙堆积厚度 H_s 的影响：泥沙堆积物的渗透系数 K 越小，泥沙堆积物的厚度 H_s 越小，底床失稳模式流量降低幅度越大。因此，当泥沙堆积物的渗透系数 K 较小，泥沙堆积厚度 H_s 也较小时，在陡坡沟道内极易发生底床失稳形成泥石流；反之，泥沙堆积物渗透系数 K 较大，泥沙堆积厚度 H_s 也较大时，即使在陡坡沟道中，底床失稳模式的起动流量相比河流运输模式的起动流量，降低幅度较小，不容易被起动形成泥石流，即较厚砾石层底床失稳模式的起动流量接近河流运输模式的起动流量。

5.2 底床失稳阈值坡度

小流域泥石流物源区沟道纵坡可能为 17° 甚至更大，但是在一般情况下很难在很小的降雨条件下形成很小的径流诱发泥石流，只有在山火后，或强烈地震后，才有很小的降雨诱发泥石流现象。在一般地区，从滑坡或崩塌形成沟道中的泥石流松散堆积物物源，到泥石流发生往往有一个时间差，可能数天到数年，期间较小的径流冲刷沟道堆积物物源，不仅仅使得堆积物密实度更高，饱水密度更大，也使得细颗粒被带走，造成表面颗粒粗化形成粗化层，粒径较大，渗透系数很大，且泥沙堆积层厚度较大，即使沟道纵坡较大也难以形成本文研究中的底床失稳模式。

山火后小流域泥石流形成区存在大量的干砂砾 (dry ravel) (Parise and Cannon, 2012)，粒径较小且松散。因此，物源的饱水密度 ρ_s 很小，内摩擦角 ϕ 也很小 (王鑫等, 2018)，渗透系数 K 也较小。由式 4 获得的底床失稳模式的阈值坡度也很小：图 10 和公式 4 给出了阈值坡度随饱水密度 ρ_s 、内摩擦角 ϕ 的减小而减小。由公式 4 计算泥沙堆积物的饱水密度 ρ_s 为 2.1、1.8 和 1.5 g/cm^3 时 (内摩擦角 ϕ 为 34°)， $c_0 = 1$ ，稳定系数 $F_s = 1$ 时，底床失稳模式的阈值坡度分别为 19.5° 、 16.7° 和 12.7° ，这表明当泥沙堆积物非常松散时，阈值坡度会急剧下降。同样的 $c_0 = 1$ ，泥沙堆积物内摩擦角 ϕ 为 28° ，饱水密度 ρ_s 为 1.5 g/cm^3 时， 10.1° 的底床坡度 θ 也可使稳定系数 $F_s = 1$ (图 10)。当泥沙堆积物内摩擦角 ϕ 为 46° ，饱水密度 ρ_s 为 2.2 g/cm^3 时， 29.5° 的底床坡度 θ 才可使稳定系数 $F_s = 1$ 。这可以解释为什么在极低降雨条件下，只有 11° 的沟道纵坡会发生火灾后的泥石流 (Wang *et al.*, 2022)。

在强震区小流域 (5 km^2 以内甚至小于 2 km^2) 内同震滑坡和崩塌造成许多小粒径物源松散堆积在沟道内，与火后的干砂砾一样，物源的饱水密度 ρ_s 、内摩擦角 ϕ 、渗透系数 K 都较小，极易在很小的降雨条件下形成较小径流引起较陡沟道内底床失稳形成泥石流 (元星等, 2014)。除了沟道纵坡较大、新的松散固体物源以外，在山火后小流域内，山火造成的土壤斥水性还使得降雨在土壤中的入渗极少，也没有植被的截流，绝大部分降雨都形成径流，降雨形成径流的效率很高，是造成极小降雨诱发火后泥石流的另外一个重要原因 (Doerr *et al.*, 2003; Cannon, *et al.*, 2008; Lamb *et al.*, 2011; 元星等, 2014; McGuire *et al.*, 2017; Wang *et al.*, 2022; 易伟等, 2024)。同样的在强震区小流域内，同震滑坡和崩塌为泥石流提供了大量的固体来源 (Shieh *et al.*, 2009)，不仅物源松散，粒径小，泥石流形成区沟道因滑坡与崩塌被束窄，同样径流条件下单宽流量更大，也是极小降雨诱发强震区泥石流的另外一个重要原因 (Zhang and Zhang, 2017; 赵程, 2020; Yu *et al.*, 2021)。

强震和山火刚发生后，因激发泥石流的降雨临界值极低，常常暴发群发泥石流灾害，在强震和火后灾区造成次生灾害 (许强, 2010; Wang *et al.*, 2017; 周超等, 2023)。强震区或山火区泥石流的临界降雨量在强震或山火刚发生后急剧降低，但随后会逐年恢复 (Shieh *et al.*, 2009; Yu *et al.*, 2021; Wang *et al.*, 2022;)。随着强震后雨季山洪或泥石流的发生，较细的物源被带走，强震形成的泥石流固体源密实度增大，粒径增大 (Yu *et al.*, 2021)，使得物源饱水密度 ρ_s 增大，内摩擦角 ϕ 增大，需要更大的沟道纵坡才会发生底床失稳 (图 10)；同样的在山火后也有类似的现象。如在图 10 中从一个极端的 10.1° (刚刚强震后或山火后) 到另一个极端的 29.5° (恢复到强震或山火前)，强震区或山火区的底床失稳模式引起泥石流的阈值坡度条件发生了很大的变化，在强震或火后恢复的中后期就很难发生底床失稳模式的泥石流起动，所需的降雨临界值也增加很多。此外，在强震区

或山火区随后的雨季中，强震区或火后区的物源粒径增加，形成河流运输模式的流量也增加较多；同时强震区沟道宽度也逐渐扩大，山火区土壤斥水性逐渐消失，这都使得泥石流的激发降雨量迅速恢复到震前或山火前水平。

图 13 为不同表面流深度时底坡坡度 θ 与稳定系数 F_s 的关系图。当沟道坡度 θ 不满足 $c = 0$ 时的底床失稳阈值坡度时，在一定的表面流深度下也可能发生底床失稳。图 13 为 $c = 0 \sim 0.3$ 范围内稳定系数 $F_s=1$ 的阈值坡度 ($\rho_s = 1.9 \text{ g/cm}^3$, $\phi = 33^\circ$)。当 $c = 0.3$ 时，表面流水深较大，阈值坡度为 14.9° ，而 $c = 0$ 时对应的阈值坡度为 17.1° 。这说明表面流水深对阈值坡度影响不大，底床失稳仍然需要较大的坡度，这与余斌等 (2024) 的研究结果一致。然而，如果存在较大的表面流水深 (如 $c = 0.1$ 或更大)，则可能发生河流运输模式起动形成泥石流 (余斌等 2024)。因此，很小的表面流情况下形成底床失稳模式的泥石流，是这类泥石流的主要起动方式，相应的阈值坡度和临界流量是判断这类泥石流的起动条件。

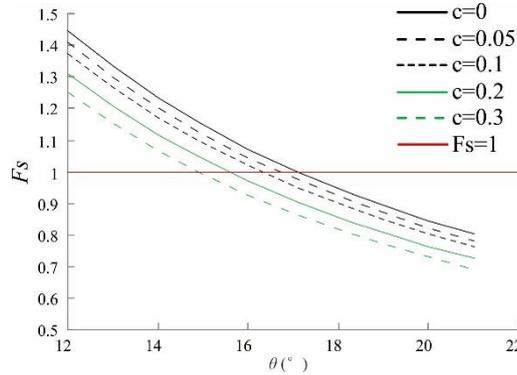


图 13 不同表面流深度下的底坡坡度与稳定系数关系图

$\rho_s = 1.9 \text{ g/cm}^3$, $\phi = 33 \text{ degree}$.

Fig. 13 Relationship between the safety factor and the slope angle with different surface flow depth.

$\rho_s = 1.9 \text{ g/cm}^3$, $\phi = 33 \text{ degree}$.

5.3 实验条件与野外实际对比

本文实验条件和阈值坡度与庄建琦等 (2010) 和亓星等 (2014) 都非常接近，但与 Lamb *et al.* (2008)、Prancevic *et al.* (2014) 和余斌等 (2024) 的砾石层泥沙堆积物相差较大，实验结果也有较大的区别：Lamb *et al.* (2008)、Prancevic *et al.* (2014) 和余斌等 (2024) 在较大坡度下仍然需要有表面流才能形成底床失稳，且砾石层渗透系数很大，这些与本文研究不完全一致。对于渗透系数较大的砾石层底床失稳起动条件及其阈值坡度，还需要进一步研究其特殊性。亓星等 (2014) 的底床失稳起动流量非常小，是因为下游不透水，水流逐渐累积造成的，但也能说明小流量可以形成底床失稳。本文研究的底床失稳实验中，在大坡度，尤其是小的泥沙堆积层厚度及渗透系数小的 K1 材料时，起动流量很小，与亓星等 (2014) 的实验类似，但本文给出了考虑渗透系数、泥沙堆积物厚度、沟道宽度、泥沙饱和水密度、泥沙内摩擦角、底床坡度等的临界流量以及临界流量的计算方法，可以为泥石流的形成预测提供依据。

泥石流的固体物质由宽级配颗粒组成，其不均匀系数可达 20-2000 (余斌, 2008)。本文实验中的颗粒不均匀系数在 10 左右，远小于泥石流的不均匀系数，与有的野外原型地区对比，可能是实验中的细颗粒粒径较大 (如蒋家沟泥石流的泥沙 D_{10} 可能在 0.005 mm 左右) 而实验中的粗颗粒粒径比较接近野外 (如蒋家沟泥石流的泥沙 D_{50} 可能在 1-10 mm 左右)；与有的野外原型地区对比可能是实

验中的粗颗粒粒径较小,或是实验中的粗颗粒较小同时实验中的细颗粒粒径较大。本文由于室内实验的尺度限制,粗颗粒粒径比野外泥石流的粗颗粒粒径小,同时因为本文实验主要针对非粘性土,细颗粒粒径也不可能太小,因此在粒径范围及不均匀系数上与野外泥石流有较大差别。因本文主要研究的是较松散的非粘性土,符合本文研究类型及公式 1-8 的泥石流物源都不受粒径限制而适用于本文研究,但实际野外的泥石流物源粒径分布范围很大,是否会造成本研究结果在实际中应用的误差,还有待于将来的进一步研究。

本文实验研究与野外实际情况相比,尺度上小 1-2 个数量级,相应的,实验水槽宽度为 0.3 m,野外形成区宽度对应为 3 - 30 m;实验起动流量 $5.3-80.3 \text{ cm}^3/\text{s}$ (底床失稳)、 $120-165.2 \text{ cm}^3/\text{s}$ (河流输运)对应的野外起动流量为 $0.0017-8.03 \text{ m}^3/\text{s}$ (底床失稳)、 $0.038-16.5 \text{ m}^3/\text{s}$ (河流输运)。本文实验的最小底床坡度为 16° ,属于窄陡沟道型,野外对应的泥石流流域面积往往小于 5 km^2 甚至于 2 km^2 ^[3]。对于流域面积仅为 $2 - 5 \text{ km}^2$ 的泥石流流域, $16.5 \text{ m}^3/\text{s}$ 的泥石流起动流量(河流输运)比较适中;如果流域面积更大,则沟道坡度更小,所需要的起动流量更大,也符合实际情况。如果是更小流域的底床失稳机理形成泥石流,起动流量可能小于 $8.03 \text{ m}^3/\text{s}$,也符合强震区和火后泥石流的降雨临界值急剧降低(强震后可能低至原来的 20%,或火后当年基本都会暴发泥石流)的实际情况。

实验中泥沙堆积物的初始湿度约为 5%,与野外的泥石流沟道松散堆积物的降雨前湿度接近;但在降雨过程中,野外泥沙堆积物的湿度会增加,特别是表层的湿度会增加较多,与实验中的湿度相差较大。因激发泥石流的降雨多为短历时强降雨,激发降雨前的较小降雨对松散物源的影响深度有限,沟道松散物源中下层的湿度可能受激发降雨之前的降雨影响不大,因此本文实验的泥沙堆积物湿度与野外实际的泥沙湿度接近,可以模拟野外泥石流堆积物起动。

5.4 实验的不确定性及其局限性

本文实验中因泥沙分布还不能确保完全均匀,相应的渗透性也会不均匀;在增加起动流量的过程中也会存在每次的增加量不同,最终导致泥沙起动流量也会存在不确定性。在底床失稳模式实验中,实验条件下从表层到底层都是几乎均匀的,但在野外条件下,只要是经过几次小的降雨过程,泥沙堆积物的表层或多或少都会有粗化现象,泥沙堆积物与本文实验的泥沙堆积物存在差异。而在河流输运模式实验中,尽管泥石流起动前已经形成表面粗化现象,但是径流的摆动和起动颗粒的随机性,使得实验结果存在不确定性。这些不确定性在表 2 的实验结果中都有体现:底床失稳模式中显著和不显著起动没有规律,显著起动的泥石流容重与底床坡度也没有关系等。综上所述,实验条件的局限性以及与野外条件的差异性,使得本文实验存在一定的不确定性;实验研究结果在使用中,特别是在野外条件下的使用中,将本文研究的临界值适当地扩展为一定的上下限范围,可能效果会更好。

本文研究的底床失稳模式泥石流起动机理,是基于 Mohr-Coulomb 原则的无粘聚力松散泥沙的起动机理,仅仅适用于粘聚力为 0 的泥沙堆积物起动。因此粘性土、黏土或有机质含量高的土壤或黏土质堆积物等都不适用于本研究的结果。粘性土这类泥沙堆积物(粘聚力不为 0)的底床失稳起动过程更为复杂,有待于在将来的研究中探讨这个问题。不管是强震后还是火后或是一般的泥石流物源堆积在沟道中,经过较长时间,泥石流堆积物都会逐渐演变为:1) 表面形成粗化层,由较大块石组成,此时堆积物表层类似于 Lamb *et al.* (2008)、Prancevic *et al.* (2014) 和余斌等(2024)的砾石层,在较大坡度下仍然需要有表面流才能形

成底床失稳,与本文研究不完全一致,且砾石层渗透系数很大,是否能采用本文的阈值坡度以及临界流量还有待将来研究验证;2)表层以下逐渐密实,渗透系数较小,在短历时强降雨(激发泥石流的主要降雨类型)下可能来不及下渗形成饱水层进而引起底床失稳,本研究结果可能不适用,这也需要今后开展工作予以验证。

6 结论

根据泥石流流域内沟道底坡坡度,泥石流的起动模式可分为河流运输和底床失稳两种模式。本文进行了一系列无粘聚力的泥沙堆积物起动形成泥石流室内实验,研究了泥石流起动临界条件,获得了底床失稳模式的阈值坡度和形成泥石流的临界流量。本研究可以得出以下结论:

1. 无黏聚力的底床失稳引起泥石流的阈值坡度随着泥沙堆积物饱水密度和内摩擦角的增大而增大。沟道内松散、内摩擦角很小的泥沙堆积物在 10° 左右的底坡坡度下,就可能以底床失稳模式被起动形成泥石流,而致密、内摩擦角很大的泥沙堆积物在接近 30° 的底坡坡度下才能以底床失稳模式被起动形成泥石流。

2. 当底坡坡度大于或等于阈值坡度时,无表面流或很小深度的表面流都可能引起底床失稳;在较大的沟道纵坡坡度条件下,较小的饱水厚度也能造成底床失稳。极端情况下,当底床坡度为泥沙内摩擦角(休止角)时,没有任何饱水层的泥沙堆积层也会失稳。

3. 底床失稳模式引起的泥石流临界流量远小于河流运输模式引起的泥石流临界流量。如果沟道纵坡坡度大于底床失稳的阈值坡角,诱发泥石流的起动模式不会是河流运输模式,而是底床失稳模式。

4. 在强震区和山火区,由于滑坡、崩塌或火后干砂砾等原因,泥沙堆积物疏松且粒径较小,饱水密度和内摩擦角也较小,极易发生底床失稳模式起动形成泥石流;随后物源粒径逐渐增大,饱水密度和内摩擦角也逐渐增加,触发泥石流的临界降雨条件逐渐恢复到震前或山火前水平。

参考文献

- Cannon, S.H., Gartner, J.E., Wilson, R.C., et al., 2008. Storm Rainfall Conditions for Floods and Debris Flows for Recently Burned Areas in Southwestern Colorado and Southern California. *Geomorphology*, 96:250–269.
- Doerr, S.H., Ferreira, A.J.D., Walsh, R.P.D., et al., 2003. Soil Water Repellency as a Potential Parameter in Rainfall-runoff Modelling: Experimental Evidence at Point to Catchment Scales from Portugal. *Hydrol Process*, 17:363-377.
- Fredlund, D.G., Rahardjo, H., 1993. Soil Mechanics for Unsaturated Soils. New York: John Wiley.
- Gregoretti, C., 2000. The Initiation of Debris Flow at High Slopes: Experimental Results. *Journal of Hydraulic Research*, 38:2, 83-88, DOI:10.1080/00221680009498343.
- Lamb, M.P., Dietrich, W.E., Venditti, J.G., 2008. Is the Critical Shields Stress for Incipient Sediment Motion Dependent on Channel-bed Slope? *Journal of Geophysical Research*, v. 113, F02008
- Lamb, M.P., Scheingross, J., Amidon, W., et al., 2011. A Model for Fire-induced Sediment

- Yield by Dry Ravel in Steep Landscapes. *J. Geophys. Res.*, 116, F03006, doi:10.1029/2010JF001878.
- McGuire, L.A., Rengers, F.K., Kean, J.W., et al., 2017. Debris Flow Initiation by Runoff in a Recently Burned Basin: Is Grain-by-grain Sediment Bulking or en Masse Failure to Blame? *Geophys. Res. Lett.*, 44, 7310–7319, doi:10.1002/2017GL074243.
- Palucis, M.C., Ulizio, T.P., Lamb, M.P., 2021, Debris Flow Initiation from Ravel-filled Channel Bed Failure following Wildfire in a Bedrock Landscape with Limited Sediment Supply. *GSA Bulletin*, DOI: 10.1130/B35822.1.
- Parise, M., Cannon, S.H., 2012. Wildfire Impacts on the Processes that Generate Debris Flows in Burned Watersheds. *Nat. Hazards*, 61: 217–227.
- Prancevic, J.P., Lamb, M.P., Fuller, B.M., 2014. Incipient Sediment Motion Across the River to Debris-flow Transition. *Geology*, 42(3): 191–194.
- Qi, X., Yu, B., Wang, T., 2014. Simulation Test of Impact of Gully Slope on Starting Model of Debris Flow. *Water Resources and Power*, 32(7): 116-119. (in Chinese with English abstract)
- Shieh, C.L., Chen, Y.S., Tsai, Y.J., et al., 2009. Variability in Rainfall Threshold for Debris flow after the Chi-Chi Earthquake in Central Taiwan, China. *Int J Sediment Res*, 24(2):177–188.
- Takahashi, T., 1978. Mechanical Characteristics of Debris Flow. *Journal of the Hydraulics Division of ASCE*, v. 104, p. 1153–1169.
- Tognacca, C., Bezzola, G.B., Minor, H.E., 2000. Threshold Criterion for Debris-flow Initiation due to Channel-bed Failure. In Wiczorek, G.F., Naeser, N.D., eds., *Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment*. Balkema, Rotterdam, 89-97.
- van Asch, T.W.J., Yu, B., Hu, W., 2018. The Development of a 1-D Integrated Hydro-mechanical Model Based on Flume Tests to Unravel Different Hydrological Triggering Processes of Debris Flows. *Water*, 10(7):950.
- Wang, X., Deng, Y., Feng J., et al., 2018. Experimental Study on the Underwater Angle of Repose of Frozen Sediment in Static Water Conditions. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 40(5): 979-984. (in Chinese with English abstract)
- Wang, Y., Cui, P., Wang, Z., et al., 2017. Threshold Criterion for Debris Flow Initiation in Seasonal Gullies. *International Journal of Sediment Research*, 32: 231–239.
- Wang, Y., Hu, X., Wu, L., et al., 2022. Evolutionary History of Post-fire Debris Flows in Ren'e Yong Valley in Sichuan Province of China. *Landslides*, 19:1479-1490.
- Xu, Q., 2010. The 13 August 2010 Catastrophic Debris Flows in Sichuan Province: Characteristics, Genetic Mechanism and Suggestions. *Journal of Engineering Geology*, 18(5): 596-608. (in Chinese with English abstract)
- Yang, H.J., Yang, T.Q., Zhang, S., et al., 2020. Rainfall-induced Landslides and Debris Flows in Mengdong Town, Yunnan Province, China. *Landslides*, 17:931–941.
- Yi, W., Yu, B., Hu, X., et al., 2024. On Early Warning of First Debris Flow after a Wildfire. *Earth Science*, 49(10): 3826-3840. (in Chinese with English abstract)
- Yu, B., 2008. Study on the Mean Velocity of Viscous Debris Flows. *Advances in Earth Sciences*, 23(5): 524-532. (in Chinese with English abstract)
- Yu, B., Yang, L., Chang, M., et al., 2021. A New Prediction Model on Debris Flows Caused by Runoff Mechanism, *Environmental Earth Sciences*, 80:26.

- Yu, B., Yang, Z., Peng, Q., 2024. Experimental Study on the Breaching of a Moraine Lake by Overflow. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 46(5): 1463-1480. (in Chinese with English abstract)
- Zhang, S., Zhang, L.M., 2017. Impact of the 2008 Wenchuan Earthquake in China on Subsequent Long-term Debris Flow Activities in the Epicentral Area. *Geomorphology*, 276: 86-103.
- Zhao, B.J., Yu, B., Chang, M, et al., 2021. Characteristics of Debris Flow in Narrow—steep Channel. *Journal of Sediment Research*, 46(5): 61-67, 40. (in Chinese with English abstract)
- Zhao, C., 2020. Study on the Characteristics of Slope Erosion and Sediment Transport during Rainfall in Earthquake Area of Jiuzhaigou Valley (Dissertation). Chengdu University of Technology, Chengdu: 16-55. (in Chinese with English abstract)
- Zhou C., Chang M., Xu L., et al., 2023. Failure Modes and Dynamic Characteristics of the Landslide Dams in Strong Earthquake Area. *Earth Science*, 48(8): 3115-3126. (in Chinese with English abstract)
- Zhuang, J., Cui, P., Hu, K., et al., 2010. Research on Debris Flow Initiation due to Bed Failure after Wenchuan Earthquake. *Journal of Sichuan University (Engineering Science Edition)*, 42(5): 230-236. (in Chinese with English abstract)

中文参考文献

- 元星, 余斌, 王涛, 2014. 沟道坡度对泥石流起动模式影响的模拟实验研究, 水电能源科学, 32(07): 116-119.
- 许强, 2010. 四川省8·13特大泥石流灾害特点、成因与启示, 工程地质学报, 18(5): 596-608.
- 王鑫, 邓云, 冯镜洁, 等, 2018. 静水条件下冰冻泥沙水下休止角的试验研究, 冰川冻土, 40(5): 979-984.
- 易伟, 余斌, 胡卸文, 等, 2024. 山火后首次泥石流预警, 地球科学, 49(10): 3826-3840.
- 余斌, 2008, 粘性泥石流的平均运动速度研究, 地球科学进展, 23(5): 524-532.
- 余斌, 杨治义, 彭秋建, 2024. 冰碛湖溢流溃决实验研究, 冰川冻土, 46(5): 1463-1480.
- 赵宾杰, 余斌, 常鸣, 等, 2021. 窄陡型泥石流沟特征研究, 泥沙研究, 46(5): 61-67, 40.
- 赵程, 2020. 九寨沟震后降雨作用下的坡面侵蚀与物质运移特征研究(硕士学位论文), 成都: 成都理工大学, 16-55.
- 周超, 常鸣, 徐璐, 等, 2023. 强震区沟道堰塞体失稳模式及其动力学特征. 地球科学, 48(8): 3115-3126.
- 庄建琦, 崔鹏, 胡凯衡, 等, 2010. 沟道松散物质起动形成泥石流实验研究, 四川大学学报(工程科学版), 42(05): 230-236.

Experimental study on the critical condition of initiation of debris flow in channel by bed failure model

Bin Yu^{*1}, Qijian Peng², Long Chen¹, Zhiyi Yang³

1. State Key Laboratory of Geohazard Prevention and Geoenvironment Protection, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China

2. 282 Brigade of Sichuan Nuclear Geology, Deyang 618099, China

3. Sichuan Provincial Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development Exploration of 113 team, Luzhou 646000, China

*: Corresponding author: yubin08@cdut.cn

Abstract: The bed failure model is the important initiated model for debris flow in channel. However, there is no detail critical condition for bed failure model. In this paper, a series of laboratory experiments were carried out to study the initiation of debris flow by runoff in the channel. The experiments were conducted for the initiation models and critical condition with different particle size, saturated density, internal friction angle, and permeability coefficient. It was found that the slope threshold of debris flow initiation in bed failure model with no cohesion sediment increased with the increasing of sediment saturation density and internal friction. The minimum slope was about 17 degree in the experiments for the bed failure. When the bed slope is greater than the threshold slope, the thickness of the saturated layer of the bed failure decreases with the increase of the bed slope, the minimum sediment saturation thickness may be 0. The critical discharge of debris flow in fluvial transport model is much larger than that in bed failure model. The critical discharge of debris flow in bed failure model is the production of the permeability coefficient of sediment, the depth of saturated water and the width of channel.

Key words: Debris flow; Fluvial transport; Bed failure; Critical discharge;