

文章编号: 1000-0550(2003)02-0205-06

# 高浓度黏性泥石流堆积层理结构中筛积层和粗化层形成机理的研究<sup>①</sup>

王裕宜<sup>1</sup> 詹钱登<sup>2</sup> 韩文亮<sup>3</sup> 邹仁元<sup>4</sup>

1(中国科学院成都山地灾害与环境研究所 中国科学院东川泥石流观测站 成都 610041)

2(台湾国立成功大学水利和海洋工程系 台南 70101) 3(清华大学水利系 北京 100084)

4(中国科学院成都山地灾害与环境研究所 成都 610041)

**摘 要** 根据高浓度黏性泥石流的观测资料,应用不同类型黏性泥石流的流变特性和流体结构的分类指标—流核比,对高浓度黏性泥石流堆积中的混杂层、筛积层和粗化层理结构进行了成因差异分析。侧重分析了砾石质点在高浓度黏性泥石流蠕动流场中作向上垂直运动的魏森伯效应,并在表面富集形成了筛积层的成因,及其它与粗化层结构的区别。

**关键词** 黏性泥石流 流变特性 流核比 魏森伯效应 筛积层 粗化层

**第一作者简介** 王裕宜 女 1944年出生 研究员 泥石流应力应变特性和预测预报

**中图分类号** P642.23 **文献标识码** A

泥石流的堆积形态和层理结构是泥石流沉积学的直接研究对象,以往泥石流沉积学的研究往往局限于泥石流暴发的事后调查、采集样品和沉积构造(地貌形态)的分析,对如何重建泥石流运动参数深入进行成因分析的泥石流沉积学研究还仅刚刚起步。因为泥石流运动和堆积过程的力学作用控制了泥石流的堆积形态和层理结构,因此近年来随着现场泥石流运动观测<sup>[1,2]</sup>和大型水槽试验研究的不断深入<sup>[3]</sup>,应用泥石流沉积层理的记录重建泥石流运动状态的力学分析有了新的进展<sup>[4-7]</sup>。泥石流沉积学层理结构的提出并随之开展研究,对正确重建不同类型的泥石流运动状态起着重要作用,达到精确设定泥石流防治工程参数的目的。本文根据蒋家沟高浓度黏性泥石流的观测资料,应用不同类型黏性泥石流的流变特性和流体结构的分类指标—流核比,对高浓度黏性泥石流堆积层理的反粒序、混杂粒序、筛积层和粗化层进行了成因差异分析。侧重分析了高浓度黏性泥石流中砾石质点在蠕动流场中作向上垂直运动的魏森伯格效应,并在表面富集形成了筛积层的成因,以及它与粗化层结构的区别。这一结论为研究泥石流沉积层理结构判别和为重建泥石流运动参数的研究奠定了基础。

## 1 高浓度黏性泥石流体的流变特性

高浓度粘性泥石流固体颗粒的体积浓度( $C_v$ )通常大于 0.5。高浓度粘性泥石流剪切应力包括以下几

个分量: (I) 细颗粒之间的粘性力; (II) 在粘性介质中粗颗粒之间的粘性摩擦阻力; (III) 粗颗粒的碰撞力(离散力); (IV) 紊动力和惯动力,共同组合成的粘—碰混合流变模型为:

$$\begin{aligned} f &= f_{B1} + Z \frac{du}{dy} + \left\{ \frac{du}{dy} \right\}^2 \\ &= f_{B1} + f_{W} + Z \frac{du}{dy} + \left\{ \frac{du}{dy} \right\}^2 \end{aligned} \quad (1)$$

式中  $f$  为剪切应力,  $Z$  为塑性粘度,  $a$  为紊动离散系数,  $du/dy$  为流体正压力方向的速度递度。这样粘—碰混合方程的第 1 项  $f_{B1}$  为细颗粒之间的粘性力 ( $f_{B1}$ ) 和被泥化了的粗颗粒之间的结构屈服强度 ( $f_W$ ) 之和, 第 2 项为颗粒内粘性摩擦阻力, 第 3 项为紊动和离散力, 其剪切率平方值是沿袭 Bagnold 的值。因此粘性泥石流体的水力强度和阻力损失特征, 完全不同于一般挟沙水流的水力强度和阻力损失特征。所以, 粘性泥石流流体只要有足够的泥深和一定坡度(坡度不大), 它就可以高速度地 ( $V_i = 10 \sim 15 \text{ m/s}$ ) 在低坡度 ( $j = 0.03 \sim 0.05$ ) 沟道中运动。在云南蒋家沟采集野外原型泥石流流体和浆体的样品, 分别经过宽、窄缝隙旋转式流变仪 (SHL-1 型,  $\Delta R = 45 \text{ mm}$ ; RV2 型,  $\Delta R = 4 \text{ mm}$ ) 的测试, 将测试结果和泥石流暴发时的现场观测数据进行泥石流流变特性的分析, 粘性泥石流流体介质的粘滞性和屈服应力分别区分为高、中和低三个类型。根据泥石流的屈服应力和浆体的屈服应力的比值 ( $f_{B1}/f_{B2}$ ), 即泥石流流体的有效屈服率, 该有效屈服率 ( $f_{B1}/f_{B2}$ ) 分别为大于

① 国家自然科学基金项目(批准号: 40071010)资助

收稿日期: 2002-02-15 收修稿日期: 2002-04-08

1 等于 1 和小于 1, 即  $f_{B1} > f_{B0}$ ,  $f_{B1} \approx f_{B0}$  和  $f_{B1} < f_{B0}$  (表 1), 并根据这三类高浓度粘性泥石流流体的平均  $f_{B1}$ , 可以计算得到各类泥石流流体的宾汉流核平均厚度, 即

$$H_0 = f_{B1} / (r_s \cdot j \cdot g) \quad (2)$$

将表 1 中蒋家沟各类泥石流流的平均容重和屈服应力值以及蒋家沟的泥石流沟道坡降 ( $j = 0.052$ ) 代入式 (2), 得到各类泥石流流体的平均流核 ( $H_0$ )。将各类泥石流流体的平均泥深 ( $H$ ) 和平均流核 ( $H_0$ ) 相比, 可以得到各类泥石流流体的平均流核比  $R_H (n = 5 \sim 6)$ , 即

$$R_H = H / H_0 \quad (3)$$

根据式 (3) 来判别各类粘性泥石流流体的流速分布状况, 以及宾汉流核厚度扩展到整个泥深的状态, 并以此来探讨各类粘性泥石流流体堆积的层理结构的特征。

## 2 高浓度黏性泥石流流体层理结构

我国极大多数泥石流研究者对泥石流暴发后野外堆积物剖面的层理结构描述, 基本上可概括为 5 类:

(1) 递变层 (正粒序) — 由于泥石流沉积时重力分异作用, 粗大砾石缓慢下沉而形成正粒序, 它多半为稀性泥石流流体堆积的层理结构。(2) 混杂层 (混杂粒序) — 由于高粘性介质内部阻力的作用, 颗粒呈杂乱无章堆积的混杂粒序, 它多半为粘性泥石流流体堆积的层理结构。

(3) 反粒序 — 由于颗粒在低粘性介质中的离散力大于粘性阻力, 而使颗粒呈反粒序结构, 它多半为亚粘性泥石流流体堆积的层理结构。(4) 粗化层 — 泥石流堆积后期被水冲刷, 堆积层表面的细颗粒大部分被流水带走, 使表层粗化, 留下的粗颗粒 (砾石) 呈无序堆积的层理结构。(5) 底泥层 — 在泥石流堆积物底部具有较薄的富含粉砂的粘粒堆积的层理结构。国外有关报道侧重于高浓度泥石流堆积物筛积层理结构。Major J J<sup>[8]</sup> 在美国俄勒岗州森林观测站的大型槽子试验中, 不仅观测到倒粒序现象, 还观测到筛积层现象 (Well sorted gravel accumulated at the surface), 筛积层理结构的特点是在筛积层表面往往有 8 mm 砾石累积的现象, 而下层

则砾石一般很少分选, 它的平均粒径显著比表面要小, 在该层中颗粒无明显的垂直变化。在另一些文献中也曾报道过有关粘性泥石流流体堆积的筛积层<sup>〔8-10〕</sup>, 但在国内外有关文献中很少见到此类层理结构成因的报道。

高粘性泥石流由于其泥浆介质的高粘性和高屈服应力 ( $f_{B0} = 42.8 \text{ Pa}$ ) 的内部阻力作用, 以及颗粒浓度密度 ( $C_{v1} / C_{vm}$ ) 高达 0.97, 所以它的平均流核厚度为 12.04 cm, 平均流核比为 12。当此类高粘性泥石流流体堆积后, 由于颗粒保留在流核中不受剪的原始杂乱无章现象而呈现出混杂层理结构, 在我国许多泥石流沟道的堆积物中 (如蒋家沟等) 都有这样的堆积层理结构。在亚粘性泥石流中, 由于颗粒浓度密度为 0.85, 这意味着颗粒之间有一定的自由空隙率, 而且浆体粘性介质的屈服应力值也低 ( $f_{B0} = 23.8 \text{ Pa}$ ), 致使亚粘性泥石流流体中粘性力与离散力并存, 所以在该泥石流流体中流核极微小, 平均流核只有 1.75 cm, 流核比高达 100 以上。当亚粘性泥石流流体停积下来时会呈现倒粒序层理结构, 且具有石线等沉积构造现象, 蒋家沟支沟—大凹子沟的泥石流堆积物以及美国、日本等地的火山泥石流堆积物多半呈现出这样的倒粒序层理结构。

## 3 筛积层形成机理

筛积层 (gravel accumulated at surface) 结构在国内外都曾有过报道, 这是粘性泥石流堆积层理的重要标志。在蒋家沟的支沟—查箐沟观察到粘性泥石流流体在宽阔堆积扇上的波状蠕动和砾石直立的现象, 并据此来探讨粘性泥石流流体中砾石的筛积过程。筛积作用的出现必须具备以下三种状况:

(1) 此类粘性泥石流流体在沟床中流速通常较小 ( $V_1 = 3 \sim 5 \text{ m/s}$ ), 一旦进入堆积扇地, 因纵坡变缓, 阻力增大, 流速迅速减慢 ( $V_1 = 1 \sim 2 \text{ m/s}$ ), 呈蠕动前进。由于后续流体推动前面正要停止下来的流体而产生波动, 这种波动可缓慢地由尾部向前缘传递, 质点主要作垂直方向的筛积运动 (质点前进速度极小)<sup>〔11〕</sup>。

表 1 蒋家沟各类泥石流流层理结构有关参数

Table 1 The coefficient of graded bedding texture of various viscous debris flows at Jiangjia Ravine

项 目 类 型	$f_{B1} /$	$f_{B1}$	$f_{B0}$	$C_{v1}^*$	$H^*$	$H_0$	$R_H^*$	$C_{v1} /$	层 理
	$f_{B0}$	Pa	Pa						
高粘性泥石流	> 1	132.1	42.8	0.678	144	12.04	12.0	0.966	混杂粒序
粘性泥石流	$\approx 1$	37.1	35.9	0.632	77	3.51	21.9	0.865	混杂粒序 筛积粒序
亚粘性泥石流	> 1	18.4	23.8	0.621	183	1.75	104.5	0.85	倒粒序

\* 本表类型中所有值都为平均值,  $n = 5 \sim 6$

(2) 由于边界拖动力和粘塑性流体内摩擦阻力,以及不太厚的流核(2~12 cm),故在流体蠕动过程中,形成粘塑性流体次级流的魏森伯格效应<sup>[12]</sup>(图 1),此时质点与边壁周界形成一个滑动的摩擦场。粘塑性流体(非线性流体)的液面呈凸起形(图 1),而牛顿体(线性流体)由于离心力作用,液面却呈内凹形<sup>[14]</sup>。粘塑性流体剪切的非线性效应表明,受剪的粘塑性流体由于法向应力差引起的类似于筛积作用的质点垂直于剪切方向自下而上形成正压力的“爬杆力”。因此,受剪流体的每一层面就象一扩张的橡皮套那样,趋向收缩和迫使液面向内和沿杆向上<sup>[13]</sup>。砾石随着蠕动作用上升,产生垂直的筛积作用。

(3) 因为此类流体的结构充填度为 0.87 左右,筛积作用通常就会发生在流核比为 12~50 之间的粘性泥石流流体中。该流体具有一定流核而厚度不厚,有一定的泥深而泥深也不太深(平均  $H=77$  cm),而且流体流速也不大。同时此类粘性泥石流的屈服应力( $f_{br}=37.1$  Pa),相似于其介质浆体的屈服应力( $f_{br}=35.9$  Pa),这就意味着该流体结构的内摩擦阻力还不足以使流核扩展到整个泥深,因而该流体仍具有魏森伯格效应次级流的流场条件。

根据野外泥石流堆积物剖面筛积层的观察和大型水槽试验堆积物的筛积层分析,筛积层理结构的特征反映了粘性泥石流流体沉积机理的内在作用。在云南蒋家沟滑脚坡附近的一条支沟中,1995年 6月 30日暴发一场粘性泥石流,在该沟与蒋家沟的汇合处堆积成一套比较完整的具有筛积层理结构堆积扇(图 2(1)),堆积扇流路坡度为  $6^\circ$  ( $j=0.095$ ),堆积扇主轴与蒋家沟主沟形成交角  $\alpha=20^\circ$  的舌状堆积地形。其侧面被蒋

家沟冲蚀出清晰的堆积剖面,剖面表面(A层)有一整齐的 9~10 cm 厚度的明显直立着的砾石层,下层(B层)有泥深为 56 cm 的混杂层。取样剖面为  $15 \times 56$  cm<sup>2</sup>,取样深度为 5 cm,样品的容重为  $2.25$  t/m<sup>3</sup> ( $C_v=0.753$ ),根据粘性泥石流屈服应力经验计算公式,计算得到该场粘性泥石流流体的一组参数,即  $f_{br}=68.97$  Pa,  $H_0=3.293$  cm,  $R_H=17.01$ 。其流核比与筛积层分析的流核比范围相对应,正好落在粘性泥石流流体所堆积的筛积层分析的流核比( $R_H$ )范围之内。剖面 A/B 层泥深之比为 0.18,由 A/B 层颗粒级配分析可知:① A 层的粘粒、沙的含量(重量比)明显低,仅只有 0.65% 和 1.95%,9% 为砾石( $d>2$  mm);而 B 层的粘粒、砂和砾石分别为 3.75%、12.27% 和 83.98%。② 对比 A/B 层各颗粒级砾石分布曲线(重量比),可以得出 A 层砾石含量变化随粒径减少的斜率明显高于 B 层 5 倍(式(4)和式(5)的斜率相比),说明 A 层砾石筛积分异作用明显,A 层的 100~80 mm 和 80~40 mm 的砾石含量分别大于 B 层的 28.17% 和 9.19% (图 3)。

$$A \text{ 层: } P_i = -0.031 + 4.64 \times 10^{-3} d_i \quad y = 0.9760 \quad (4)$$

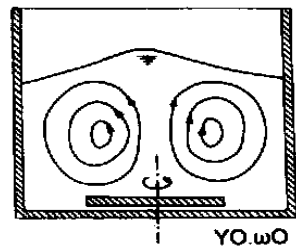


图 1 粘塑性流体的魏森伯格效应(爬杆现象)

Fig. 1 The effect of Weissenberg for nlastic-viscous fluid

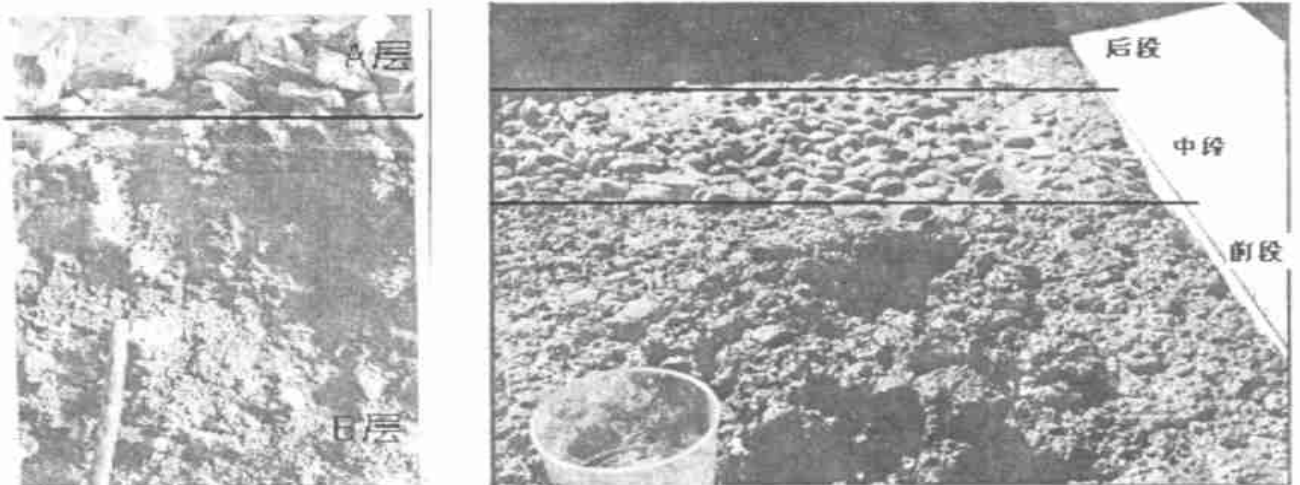


图 2 泥石流流体筛积层野外剖面(1)筛积层理结构(2)实验筛积剖面

Fig. 2 The field sections of gravel accumulated at surface for debris flows

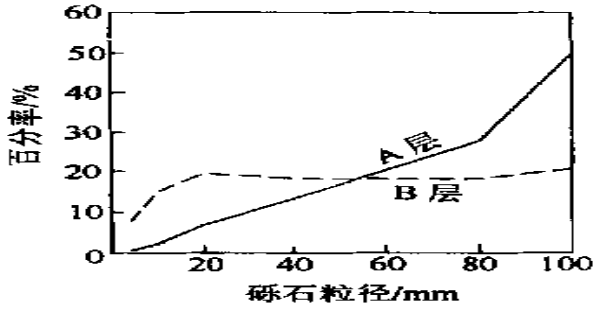


图 3 筛积上层 (A)与下层 (B)砾石 (重量)含量对比图

Fig. 3 The comparison of gravel weight percentage between upper layer (A) and lower layer (B)

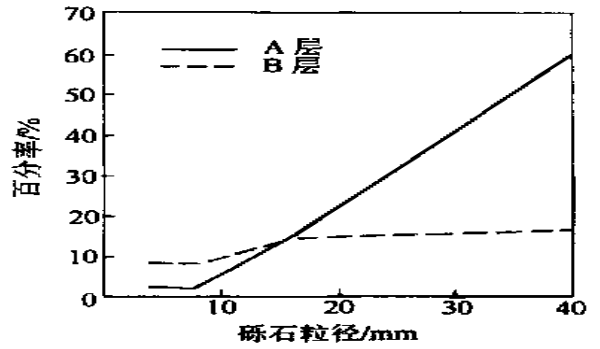


图 4 筛积上层 (A)与下层 (B)砾石含量 (重量)对比图

Fig. 4 The comparison of gravel weight percentage between upper layer (A) and lower layer (B)

B层:  $P_i = 0.1324 + 0.8 \times 10^{-3} d_i \quad y = 0.6602$  (5)

③ 根据砾石块数统计曲线图可知, A B层 100~80 mm的大砾石块数相差不大, A层的 40~20 mm砾石含量明显大于 B层的 13%, 而 B层的 20~10 mm砾石含量大于 A层的 18.9%。说明 40~20 mm砾石在泥石流沉积分异过程中起着极为活跃的作用, 与泥石流有效级配分析中 40~20 mm的砾石吸附的细颗粒含量最高, 它所形成的骨架结构对泥石流剪切作用最为活跃的分析相一致。

1995年 9月中美合作研究“泥石流堆积过程的力学机理”这一课题在美方实施时, 其中一个重要研究项目大型水槽试验是在美国俄勒岗州的 Andrew's H J 森林试验站进行。水槽长为 100 m, 宽为 2 m, 坡度为 31°, 下游流路坡度为 3°, 下游流路长为 25 m。试验流体停积在下游流路上, 堆积物的中段剖面表层有 20~30 mm砾石累积现象 (图 2(2)), 筛积层剖面样品的容重为 2.154t/m<sup>3</sup> (实测), 经计算得到该实验的泥石流流体的  $f_b = 10.9\text{Pa}$ ,  $H_0 = 1.09\text{cm}$ ,  $R_H = 15.2$ , 剖面 A层与 B层的泥深比为 0.10, 其中  $R_H$  值也落在粘性泥石流筛积层所分析的流核比 ( $R_H$ ) 的数值范围之内。根据 A B层颗粒级配分析: ① A层的粘粒、沙的含量 (重量比) 明显低, 只有 1.7% 和 18.7%, 79.6% 为砾石 ( $d > 2\text{mm}$ ); 而 B层的粘粒、沙和砾石的含量分别为 3.06%、47.84% 和 49.1%。② 由 A B各粒组砾石的分布曲线 (重量比) 可知, A层砾石含量变化随粒径减少的斜率明显高于 B层 6.5倍 (式 (6) 与式 (7) 的斜率相比), 说明 A层砾石筛积分异作用明显, A层的 40~16 mm砾石含量大于 B层的 43.45% (图 4)

A层:  $P_i = 0.05 + 15.5 \times 10^{-3} d_i \quad y = 0.9735$  (6)

B层:  $P_i = 0.08 + 2.4 \times 10^{-3} d_i \quad y = 0.8940$  (7)

③ 砾石块数统计曲线图也显示了, A层的 40~16 mm砾石含量大于 B层的 9.24%, 而 8 mm粒级的砾石含量 B层大于 A层的 8.36%。这是一个很有趣

的结论, 与野外观测到的 40 mm砾石在表层筛积的现象一致

### 4 筛积层和粗化层的判别

筛积层和粗化层是由完全不同的二种机理形成的砾石累积现象, 从地貌形态上可以较好地地区别出这二种砾石的累积差异。筛积层的砾石分散度差 (砾石粒径大小差别不大), 一般呈直立状态, 有时也呈叠瓦状排列, 砾石的倾角通常为 45°。而粗化层砾石排列无序, 砾石分散度高 (粒径大小差别大), 而且倾角都小于 45°。但一旦此类层理构造进入堆积后, 因受上层堆积物的压力, 砾石的排列形态受到改造, 形成次生层理构造<sup>[14, 15]</sup>。因此, 仅仅从表面组构还难以区别这二种层理差异, 必须结合以下三个判别指标进行综合分析:

(1) 砾石级配比指数 ( $R_{di}$ )

从表 2 分析可知, 尽管筛积层和粗化层的粘、沙砾的比例有相似之处, 但由于形成机理不同, 砾石的展布状态则完全一样。筛积上层 (A层) 的粗大砾石富集, 远大于母体 (B层) 的 2~3倍, 即  $R_{di} > 2 \sim 3$ ; 而粗化层 (A层) 的粗大砾石富集与母体 (B层) 相似, 即  $R_{di} = 1$ 。如图 5 的粗化层 (A层) 砾石展布形态与 B层的

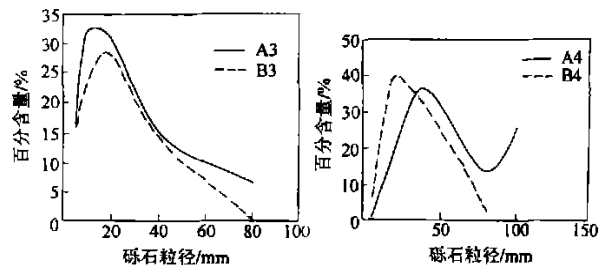


图 5 粗化层上层 (A)和下层 (B)砾石含量 (重量)对比图

Fig. 5 The comparison of gravel composition between upper layer (A) and lower layer (B) in rough bedding

表 2 筛积层和粗化层判别指标对照表

Table 2 The comparison of the index between gravel accumulated at surface and rough bedding

层理 样品号	项目	A	粘 %	沙 %	砾 %	$d_{50}$ /mm	$R_{d50}$	$H_m$ /cm	$R_{dh}$	$R_H$	$R_d$
			< 5 $\mu$ m	2~ 0.05mm	> 2mm						
筛积层	No. 1	A	0.65	1.95	97.4	76.64	3.96	10	0.18	17.01	2.35(100mm)
		B	3.75	12.27	83.98	19.33	6.06	56	0.10	15.2	3.59(40mm)
粗化层	No. 2	A	1.87	18.37	79.76	20	1.79	1.5	2.3	0	1.11(20mm)
		B	3.06	47.84	49.1	3.3	2.23	16.5	0.22	0	1.12(40mm)
粗化层	No. 3	A	1.18	10.56	88.26	15.08	7	3	0	0	1.12(40mm)
		B	2.94	31.05	66.01	7.65	23	5	0	0	1.12(40mm)
粗化层	No. 4	A	0.6	4.37	95.03	31.49	2.23	5	0.22	0	1.12(40mm)
		B	2.42	15.89	81.71	14.09	23	23	0.22	0	1.12(40mm)

注: No. 1号样品为中国蒋家沟泥石流筛积层样品, No. 2号样品为美国俄勒岗州大型水槽试验泥石流样品, No. 3 No. 4号样品为云南蒋家沟支沟泥石流粗化层样品  $R_d$ 表示某一组粒级的 A层与 B层的各自重量百分比。

砾石展布形态相似,而筛积层的就完全不一样(图 3和图 4)。

### (2) 中值粒径比 ( $R_{d50}$ )

从以上分析可知,筛积层砾石富集往往是某一粒组(20~ 40mm)的砾石特别富集,因而其中值粒径比为 4~ 6(表 2中的 No. 1 2号样品) 而粗化层往往出现在泥石流暴发后期的亚粘性泥石流或稀性泥石流残留层,级配组成中仅仅是粘粒和粉沙粒的流失,砾石含量级配变化不大,即砾石组在粗化上层与其下层级配的分布都较均匀,其相对含量相差不大,故中值粒径比只为 2左右(表 2中的 No. 3 4号样品)。

### (3) 流核比 ( $R_H$ )或泥深比 ( $R_{dH}$ )

因为筛积层(A)的形成必须有被筛积母体的厚度,因此其泥深比( $R_{dH} = H_A / H_B$ )通常在 0.1~ 0.2之间,相当于流核比 15~ 20左右。而粗化层(A)与其下层不存在相互间的必然因果关系,因为它仅仅是一场泥石流后期一阵亚粘性(或稀性)泥石流流体龙尾残留层(A)与前阵粘性泥石流流体被侵蚀残留层(B层)之间形成的次生层理结构。因此,有可能存在着粗化层(A)泥深大于下层(B层)泥深的现象(如表 2中的 No. 3号样品)。对于表 2中的 No. 4号样品根据泥深比( $R_{dH}$ )很有可能被判别为筛积层,但再根据中值粒径比( $R_{d50}$ ),此号样品判定为粗化层的可能性很大。

### 参考文献 (References)

- 王裕宜,费祥俊.自然界泥石流流变模型的探讨[J].科学通报, 1999, 44(11): 1 211~ 1 214 [Wang Yuyi and Fei Xiangjun, A modified rheological model of natural debris flows [J]. Chinese Science Bulletin, 2000, 45 (8): 743~ 747]
- 王裕宜,邹仁元等.泥石流堆积坡度预测模式研究[J].海峡两岸山地灾害与环境保育研究, 1998, (1): 144~ 148 [Wang Yuyi, Zou Renyuan, et al. Predicting deposit model of debris flow [J]. Research on mountain disasters and environmental protection across Taiwan Strait, 1998, (1): 149~ 154]
- 爱文森 R M 等.美国俄勒岗大型泥石流水槽实验实施 [J]. 滑坡信息, 1993, 7 29~ 31 [Iverson R M. et al. Large-scale debris-flow flume becomes operational in Oregon USA [J]. Landslide News, 1993, 7 29~ 31]
- 崔之久.论泥石流沉积与环境 [J].海峡两岸山地灾害与环境保育研究, 1998, (1): 133~ 138 [Cui Zhijui. Debris flow sediment action and environment [J]. Research on mountain disasters and environmental protection across Taiwan Strait, 1998, (1): 133~ 138]
- 唐川,刘希林.泥石流动力堆积模拟和危险范围预测模型 [M].北京:科学出版社, 1992 57~ 59 [Tan Chuan, Liu Xingli. Predicting model of hydraulic deposit simulate and dangerous arrange in debris flows [M]. Beijing Science Press, 1992, 57~ 59]
- 王裕宜,熊刚等.泥石流流体应力衰减和堆积形貌的初探.流变学进展 II [M].上海:华东化工学院出版社, 1990. 56~ 63 [Wang Yuyi, Xiong Gong at all. A study on stress attenuation and deposit geomorphology. Advance Rheology II [M]. Shanghai Press of Chemical Industry College in East China, 1990, 56~ 63]
- 李依,康帝.新西兰北塞奥柏利托玛思山泥石流沉积物的预测.地球表面过程 [C]. 1980. 227~ 247 [Lee E, County W. Predicting deposition of debris flow at Mt Thomas, North Cent Orbury, New Zealand. Earth Surface Process [C]. 1980. 227~ 247]
- 麦介尔 J J.美国俄勒岗大型水槽泥石流沉积的实验研究 [R].美国地质调查局野外报告. 1994. 0~ 28 [Major J J. Experimental studies of deposition at a debris-flow flume [R]. USGS Open-file Report. 1994. 0~ 28]
- 刘耕年,崔之久等.泥石流的宏观构造与形成机理.泥石流观测与研究 [M].成都:科技出版社, 1996. 24~ 32 [Liu Gennian, Cui Zhijui et al. Sediment macro-structures and forming mechanism of debris flow. Bulletin of Debris Flow Observation and Research Contents [M]. Chengdu Scientific and Technological Press, 1996. 24~ 32]
- 依诺斯 P. 泥石流的流态 [J]. 沉积学. 1977, 24(1): 133~ 142 [Enos P. Flow regimes in debris flows [J]. Sedimentology, 1977, 24(1): 133~ 142]
- 吴积善等.泥石流及其综合治理 [M].北京:科学出版社, 1993. 99~ 110 [Wu Jiesan et al. Debris flow and control [M]. Beijing: Science Press, 1993. 99~ 110]

- 12 许元译. 高分子结构流变学 [M]. 成都: 四川教育出版社, 1985. 14~21 [Xu Yuanze translation. Texture rheology of macromolecule [M]. Chengdu Sichuan Education Press, 1985. 14~21]
- 13 约翰逊 A M 著, 张之立, 李兴才译. 地质学中的物理过程 [M]. 北京: 科学出版社, 1983. 12~14 [Johnson A M. Physical processes in geography (in Chinese) [M]. Beijing Science Press, 1983. 12~14]
- 14 崔之久. 初探沟谷泥石流及其扇形地的沉积类型、宏观特征与形成机理 [J]. 沉积学报, 1985, 3(2): 59~79 [Cui Zhijui. A study on deposit type, macro-characteristics and forming mechanism in ravine debris flows and its fans [J]. Acta Sedimentology Sinica, 1985, 3(2): 59~79]
- 15 吴积善, 康志成等. 云南蒋家沟泥石流观测研究 [M]. 北京: 科学出版社, 1990. 4~6 [Wu Juesan, Kang Chicheng, et al. Observation and research of debris flow in Jiangjia ravine, Yunnan Province [M]. Beijing Science Press, 1990. 4~6]

## A Study on Forming Mechanism of the Bedding Structure of the Gravel Accumulated at Surface, and Rough Bedding Structure in Deposits of Viscous Debris Flows with Hyperconcentration

WANG Yu-yi<sup>1</sup> JAN Chyan-deng<sup>2</sup> HAN Wen-liang<sup>3</sup> ZOU Ren-yuan<sup>4</sup>

1(Chengdu Institute of Mountain hazards, & Environment, CAS, Dongchuan Debris

Flow Observation & Research Station, CAS, Chengdu 610041)

2(Department of Hydraulics & Ocean engineering, Cheng Kung University, Tainan 70101)

3(Department of Hydraulics Engineering, Tsinghua University, Beijing 100084)

4(Chengdu Institute of Mountain hazards & Environment, CAS, Chengdu 610041)

**Abstract** According to observational data of viscous debris flows with hyper-concentration, distinct causes of formation for different graded bedding in debris flow deposits have been analyzed by use of its rheology and the ratio of flow plug. The paper specially analyzed that the gravel in squirm condition of hyper-concentration viscous flows would tend to have vertical motion due to the effect of Weissenberg, then they would form the bedding structure of the gravel accumulated at surface, and they are different from rough bedding structure.

**Key words** viscous debris flow, rheology, ratio of flow plug, the effect of Weissenberg, the gravel accumulated at surface, rough bedding texture layer