

文章编号: 1001-8166(2008)05-0524-09



## 粘性泥石流的平均运动速度研究\*

余斌

(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:**粘性泥石流是泥石流类型中最常见也是危害最大的类型,泥石流的运动速度是泥石流的动力学参数中最重要的参数,因此准确而简洁地计算粘性泥石流的运动速度就显得非常重要。不同的泥石流地区的泥石流阻力有很大的不同:有的地区阻力较大,属于高阻力地区,泥石流运动速度较低;有的地区阻力较小,属于低阻力地区,泥石流运动速度较高。目前的粘性泥石流平均速度公式还不能兼顾计算所有地区的不同阻力类型的泥石流速度。泥石流的不均匀系数在不同的泥石流地区有很大的不同:不均匀系数小的地区阻力大,而不均匀系数大的地区阻力小,因此可以用不均匀系数划分泥石流沟的阻力特征,从而得到能兼顾所有不同地区的泥石流阻力规律。由一系列野外观测资料得到的由泥石流不均匀系数、泥石流运动底部纵比降和水力半径计算的粘性泥石流运动平均速度经验公式,能适应各种类型的泥石流沟,与其它系列的观测资料对比有很好的一致性,与粘性泥流的观测资料对比也很接近。由流体流动的福劳德数可以确定流动的缓急程度。一般的粘性泥石流都是急流,少数是缓流,极少数是运动速度非常缓慢的容重过大的粘性泥石流。粘性泥石流运动平均速度经验公式用于一般急流的粘性泥石流的速度计算结果很好,但不适用于容重过大的缓慢流动,对于缓流粘性泥石流速度计算偏大。在对泥石流的评估和治理中,平均速度公式可以用于泥石流堆积扇上游渠道中的粘性泥石流速度计算,对泥石流堆积扇上的粘性泥石流速度计算偏大,不适用于缓慢流动粘性泥石流,但在对泥石流的危害评估和治理中可以忽略缓慢流动的发生。

**关键词:** 泥石流;平均速度;粘性;不均匀系数

**中图分类号:** P642.23      **文献标志码:** A

## 1 引言

泥石流的运动速度是泥石流的动力学参数中最重要的参数,也是对泥石流灾害评估和防治中最重要的参数。粘性泥石流是泥石流类型中最常见也是危害最大的类型,大多数造成巨大经济损失和人员伤亡的泥石流灾害都是粘性泥石流造成的,因此准确而简洁地计算粘性泥石流的运动速度就显得非常重要。对粘性泥石流的运动速度的研究始于20世纪50年代,经历了理论公式,区域或单沟经验公式,

再到综合性经验公式的发展阶段<sup>[1]</sup>,但粘性泥石流的运动(平均)速度的研究仍然需要进一步改进如下:能适应各种类型的泥石流沟,能简洁地获得有关计算参数,计算的速度有较好的稳定性以及有正确的物理意义。

本文通过总结近20年来的综合性粘性泥石流运动平均速度经验公式,提出了用泥石流的不均匀系数结合泥石流运动的底坡坡度和水力半径计算粘性泥石流运动平均速度经验公式,该公式能适应各种类型的泥石流沟,可以简洁地获得有关计算参数,

\* 收稿日期:2008-04-14;修回日期:2008-04-17.

\* 基金项目:国土资源部科研专项“基于高精度遥感技术的冰湖溃决危险性评价和冰川泥石流灾害研究”(编号:20881106)资助.

作者简介:余斌(1966-),男,四川成都人,研究员,博士,主要从事泥石流的形成、预报、运动和堆积,浊流在海底扇的沉积和海底河道研究. E-mail: drbinyu@yahoo.com

也有较好的稳定性以及正确的物理意义,与其他系列的粘性泥石流运动平均速度观测资料对比有很好的 consistency,为泥石流的减灾防灾提供了一个更好的评估和防治工具。

## 2 现有的粘性泥石流平均速度公式存在的问题

在泥石流近 60 年的研究历史中,各国学者研究得出的粘性泥石流运动平均速度计算公式在 30 个以上,其中的理论公式出现较早(主要集中在 20 世纪 50~60 年代),计算精度随地区的不同差别很大,有的计算参数(如粘度系数,又称刚度系数,及屈服应力等)难于准确而简洁地获取,因此理论公式已较少被应用在粘性泥石流运动平均速度的计算中。由于仅在我国有大量的不同地区的泥石流观测资料,因此泥石流的经验公式主要出现在我国的科研成果中。在以 20 世纪 60~70 年代为主的区域或单沟经验公式创建时期,西藏古乡沟公式,云南省东川蒋家沟公式,甘肃武都地区公式,云南大盈江浑水沟公式及四川西昌黑沙河马颈沟公式等地区公式有了很大的发展,但这些公式仅适用于该经验发生地区,在别的地区误差较大<sup>[1]</sup>。1980 年后综合性粘性泥石流运动平均速度经验公式也逐渐发展起来,但这些综合性的粘性泥石流运动平均速度经验公式还存在各种问题:东川改进公式虽然对相当一部分地区的观测资料吻合较好<sup>[2]</sup>,但该公式因为经验系数的原因,在水深 3~5 m 的范围内,泥石流运动速度随水深的增加反而减小,这点不具有正确的物理意义,在有较大水深的粘性泥石流速度计算时会有很大的偏差。采用各粘性泥石流观测速度资料回归分析得到的经验公式虽然是最为简单的公式<sup>[3]</sup>,但该公式在一些中高阻力地区<sup>[1]</sup>的计算误差较大,无法兼顾所有的泥石流沟。用粘性泥石流中的粗颗粒(>2 mm)和粗颗粒以外的颗粒(<2 mm)的比例及泥沙体积浓度,结合水力半径和坡度得到的运动平均速度经验公式<sup>[4]</sup>在速度较大时计算点很分散,特别是计算蒋家沟粘性泥石流的平均速度在 6 m/s 以上时很明显,这是因为泥石流中的粗颗粒(>2 mm)和粗颗粒以外的颗粒(<2 mm)的比例与其运动速度并不存在相关关系,在蒋家沟就更是如此。用泥石流颗粒的中值粒径( $D_{50}$ )及泥沙体积浓度,结合水力半径和坡度得到的运动平均速度经验公式<sup>[5]</sup>在一些高阻力地区仍然有较大的误差,不能概括所有泥石流沟。以粗颗粒的平均粒径、泥石流的龙头泥位、体

积浓度及泥面相对比降等参数结合蒋家沟观测资料及实验研究得到的粘性泥石流运动平均速度公式<sup>[6]</sup>对中高阻力地区的速度计算误差较大,该公式不能覆盖所有的泥石流沟。以泥浆(<2 mm)中的泥沙比(即<0.05 mm 的颗粒含量与>0.05 mm 的颗粒含量之比)为基本参数,分析不同阻力地区的泥沙比与曼宁(Manning)糙率系数关系得出的粘性泥石流运动平均速度经验公式<sup>[7]</sup>在甘肃武都地区柳弯沟等中阻力地区误差较大,这是因为该公式的分析中甘肃武都地区的火烧沟和柳弯沟是中阻力沟,尽管两条沟属于同一地区,泥沙比也很接近,但柳弯沟阻力却比火烧沟大,用泥沙比得到的粘性泥石流运动平均速度经验公式对有的泥石流沟不适用。由泥石流颗粒中细颗粒( $D_{10}$ 值)及泥沙体积浓度,结合水力半径和坡度得到的运动平均速度经验公式<sup>[8]</sup>在蒋家沟数据较分散,虽然采用平均  $D_{10}$  值后计算数据不再分散,但在实际应用中很难像蒋家沟那样拥有大量的观测资料可以平均,而且公式中的  $D_{10}$  值的指数因子是 2/3,如果取样时  $D_{10}$  值的变动差别是 100% (这在取样中是常有的,尤其是小样),那么计算的差别就是 58.7%,如此大的差别使计算的稳定性很差,应用时很困难;有的地区  $D_{10}$  值与泥石流运动速度的关系成正比而不是公式中的反比,公式中的浓度因子  $C(1-C)$  与泥石流运动速度的关系成反比而不是公式中的正比( $C$  为体积浓度),这些都使该公式计算的粘性泥石流平均速度在其他地区难以应用。

## 3 泥石流中泥沙的不均匀性

泥沙中的一个重要参数是不均匀系数。不均匀系数越大,表明泥沙的粒度成分越不均匀,级配越好<sup>[9]</sup>。泥沙的不均匀系数由下式计算:

$$K_H = \frac{D_{60}}{D_{10}} \quad (1)$$

式中: $K_H$ 为泥沙的不均匀系数; $D_{60}$ 为泥沙颗粒中百分比小于 60% 的颗粒粒径; $D_{10}$ 为泥沙颗粒中百分比小于 10% 的颗粒粒径。

$K_H < 5$ , 泥沙的粒度均匀; $5 < K_H < 10$ , 泥沙的粒度均匀程度中等; $K_H > 10$ , 泥沙的粒度不均匀。

泥石流中的泥沙也存在不均匀性,这个不均匀性随不同的地区和泥石流沟有很大的不同。根据文献<sup>[5]</sup>和<sup>[8]</sup>使用泥石流颗粒中的  $D_{50}$  和  $D_{10}$ ,本文引入泥石流的颗粒不均匀系数:

$$K = \frac{D_{50}}{D_{10}} \quad (2)$$

式中:  $K$  为泥石流流体中泥沙的不均匀系数;  $D_{50}$  为泥沙颗粒中百分比小于 50% 的颗粒粒径(也称为中值粒径)。

同样的泥沙颗粒分布, 因为其  $D_{50} < D_{60}$ , 用泥石流的颗粒不均匀系数  $K$  得到的不均匀系数比一般泥沙的不均匀系数  $K_H$  得到的不均匀系数要小。因此泥石流的颗粒不均匀系数  $K > 10$  时更应该属于不均匀泥沙。对于泥石流流体中的泥沙颗粒, 以  $K > 10$  作为不均匀度判别指标, 绝大多数泥石流, 特别是粘性泥石流, 都属于不均匀的泥沙分布。图 1 为云南东川蒋家沟(1999 年观测资料), 云南大盈江浑水沟<sup>[10]</sup> 及甘肃武都地区柳弯沟(1963 年与 1964 年观测资料) 的粘性泥石流不均匀系数与其平均运动速度关系图。

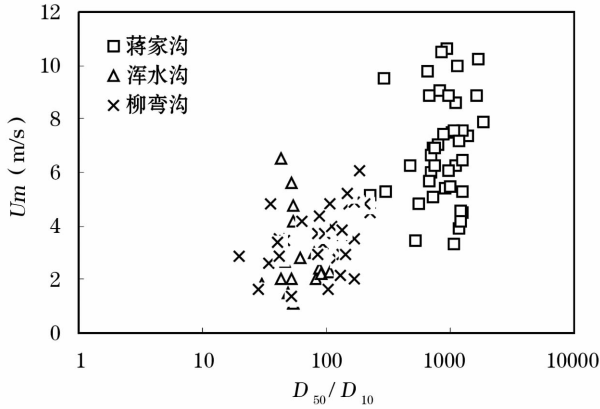


图 1 不均匀系数与平均运动速度关系

Fig. 1 Relationship of asymmetric coefficient and mean velocity

图 1 中蒋家沟和浑水沟的粘性泥石流不均匀系数与运动平均速度无关, 但两条沟的不均匀系数差别很大: 低阻力地区的蒋家沟的粘性泥石流不均匀系数范围为 227.5 ~ 1 867.6, 算数平均值为 946.0; 而高阻力地区的浑水沟的粘性泥石流不均匀系数范围为 30.0 ~ 106.3, 算数平均值为 60.9。中阻力地区的柳弯沟的粘性泥石流不均匀系数与运动平均速度呈正比关系, 范围为 19.4 ~ 222.8; 算数平均值为 94.6。由文献[11]中的甘肃武都地区观测资料(各有 3 个颗粒分布资料)可计算出中阻力地区的火烧沟、泥弯沟、山背后沟及柳弯沟的粘性泥石流不均匀系数算数平均值分别为 346.3, 241.1, 292.8 和 154.3。西藏古乡沟属于高阻力地区, 其粘性泥石流

不均匀系数仅为 16<sup>[12]</sup>。文献[11]中的柳弯沟观测资料仅有 3 个颗粒分布资料, 其粘性泥石流不均匀系数算数平均值为 154.3, 与图 1 中同为柳弯沟的 38 个观测资料的不均匀系数算数平均值 94.6 相差较大, 但仍然在图 1 中柳弯沟的粘性泥石流不均匀系数的范围内。导致文献[11]中的柳弯沟粘性泥石流不均匀系数算数平均值大于图 1 中柳弯沟粘性泥石流的不均匀系数算数平均值的原因是文献[11]中的柳弯沟粘性泥石流的容重值分别为 2.10 g/cm<sup>3</sup>, 2.19 g/cm<sup>3</sup> 和 2.24 g/cm<sup>3</sup>, 而柳弯沟泥石流的不均匀系数与其容重成正比(图 2), 蒋家沟也是如此, 但浑水沟泥石流的不均匀系数与容重无关。

文献[1]将粘性泥石流的阻力特征归纳为: 低阻力: 云南蒋家沟和云南大白泥沟; 中阻力: 甘肃武都地区泥石流沟; 高阻力: 云南浑水沟和西藏古乡沟。由阻力特征和不均匀系数平均值关系可以用不均匀系数将粘性泥石流的阻力特征归纳为:  $D_{50}/D_{10} < 100$ , 高阻力;  $100 < D_{50}/D_{10} < 400$ , 中阻力;  $D_{50}/D_{10} > 400$ , 低阻力。该不均匀系数确定的阻力范围适用于平均的不均匀系数, 对于单个泥石流的不均匀系数与阻力的关系不适用。

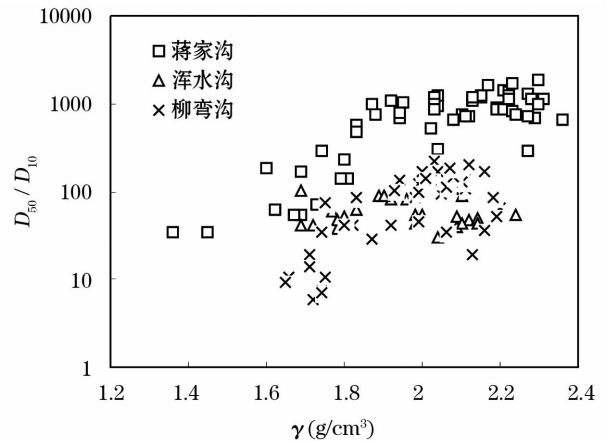


图 2 泥石流容重与不均匀系数关系

Fig. 2 Relationship of asymmetric coefficient and density of debris flow

#### 4 粘性泥石流平均速度公式及验证

粘性泥石流的运动速度大多采用曼宁公式表达, 确定泥石流沟的阻力特征的高, 中和低阻力地区的方法也是使用曼宁糙率系数值, 即将观测资料带入曼宁公式, 得出经验的曼宁糙率系数  $n_c$ , 根据  $n_c$  值的大小, 确定阻力的高低<sup>[1,7]</sup> ( $n_c$  值越大, 阻力越大, 属于高阻力地区; 反之, 阻力越小, 属于低阻力地

区)。由于粘性泥石流的曼宁糙率系数  $n_c$  都是水深的函数,因此在不同水深下曼宁糙率系数  $n_c$  是不同的。图3为粘性泥石流的不均匀系数与曼宁糙率系数  $n_c$  的关系。平均值为水深1 m时的不均匀系数和糙率系数,资料来源于云南蒋家沟(1998年观测资料),云南浑水沟<sup>[10]</sup>,西藏古乡沟<sup>[12,13]</sup>,甘肃武都地区<sup>[2,11]</sup>火烧沟,泥弯沟,山背后沟及柳弯沟(1963年及1964年观测资料)粘性泥石流的平均不均匀系数及平均曼宁糙率系数。

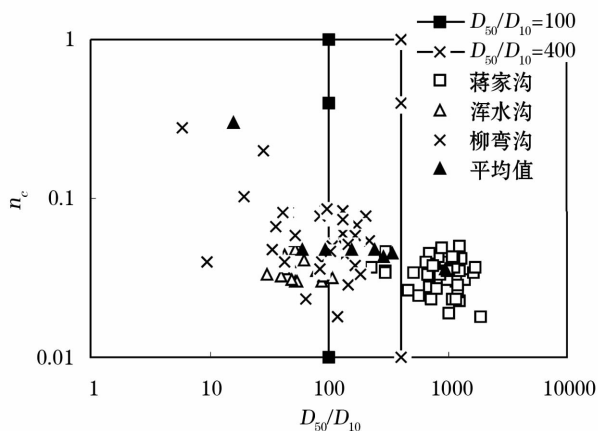


图3 粘性泥石流不均匀系数与曼宁糙率系数  $n_c$  的关系  
Fig.3 Relationship of asymmetric coefficient and Manning coefficient of viscous debris flows

图3中蒋家沟和浑水沟的不均匀系数与曼宁糙率系数  $n_c$  关系不明显,但柳弯沟的不均匀系数与曼宁糙率系数  $n_c$  呈反比关系,平均值的不均匀系数与平均值的曼宁糙率系数  $n_c$  关系也呈反比关系,说明不均匀系数越大,曼宁糙率系数  $n_c$  越小,阻力越小;反之,曼宁糙率系数  $n_c$  越大,阻力越大。

粘性泥石流运动平均速度的公式大多数以曼宁公式的形式出现,或在曼宁公式的基础上做出改进后得到的。曼宁公式作为一般清水运动平均速度计算公式是非常准确和可靠的,但粘性泥石流的运动条件与清水运动不完全相同:①粘性泥石流的运动状态是层流,而清水的运动状态是紊流;②粘性泥石流的运动与底部糙率关系不大,特别是在有底部铺床时(如云南蒋家沟的绝大多数观测速度都是有底部铺床的速度)其运动与原沟床底部糙率无关,而清水运动的阻力与底部糙率关系很大;③粘性泥石流的运动坡度范围在5%~20%,而清水运动的坡度范围一般<3%。因此粘性泥石流的运动速度计算不能直接用曼宁公式,可以在曼宁公式的基础上做出改进得到适用于粘性泥石流运动速度计算的

公式。

根据泥石流不均匀系数和粘性泥石流的运动速度及阻力规律的关系,分析云南蒋家沟(1998年观测资料)、云南浑水沟<sup>[10]</sup>、甘肃柳弯沟(1963年及1964年观测资料)的运动平均速度与不均匀系数,水力半径和运动纵比降关系,得出粘性泥石流运动平均速度计算公式:

$$U = 1.1(gR)^{1/2}S^{1/3}\left(\frac{D_{50}}{D_{10}}\right)^{1/4} \quad (3)$$

式中  $U$  为粘性泥石流运动平均速度(m/s);  $g$  为重力加速度(m/s<sup>2</sup>);  $R$  为粘性泥石流运动水力半径(m);  $S$  为粘性泥石流运动纵比降。

图4为公式(3)计算的粘性泥石流运动平均速度与观测速度对比图。 $U_c$  为计算速度,  $U_m$  为观测速度。公式(3)能兼顾低阻力和高阻力地区的泥石流运动速度计算,计算参数的获取也很容易,计算稳定性较好,具有正确的物理意义。

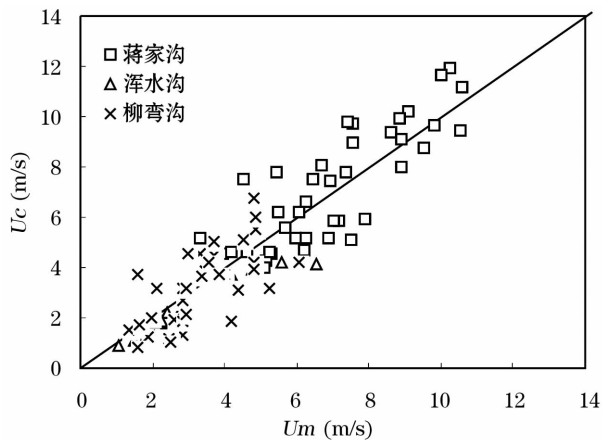


图4 粘性泥石流的平均速度计算值与观测值对比  
Fig.4 Comparison velocity of observation and calculating of viscous debris flows

图5为公式(3)计算的其他地区的粘性泥石流运动平均速度与观测速度对比图。计算中这些泥石流观测资料缺乏详细的一一对应的不均匀系数值,因此对西藏古乡沟<sup>[12,13]</sup>,甘肃武都地区火烧沟、泥弯沟、山背后沟及柳弯沟<sup>[2,11]</sup>(柳弯沟不包括1963年及1964年观测资料)的不均匀系数取其平均值(第3章),根据大白泥沟为低阻力泥石流沟<sup>[1]</sup>,取不均匀系数为500;前苏联杜鲁德日河<sup>[2]</sup>按中阻力沟计算,取不均匀系数为250。实验数据来自文献<sup>[14]</sup>。

图5中的观测值和计算值对比,除西藏古乡沟和甘肃火烧沟、泥弯沟及柳弯沟的小部分偏差稍大

外,其余的吻合性都较好,公式(3)能兼顾高、中、低阻力泥石流沟的粘性泥石流平均速度计算。

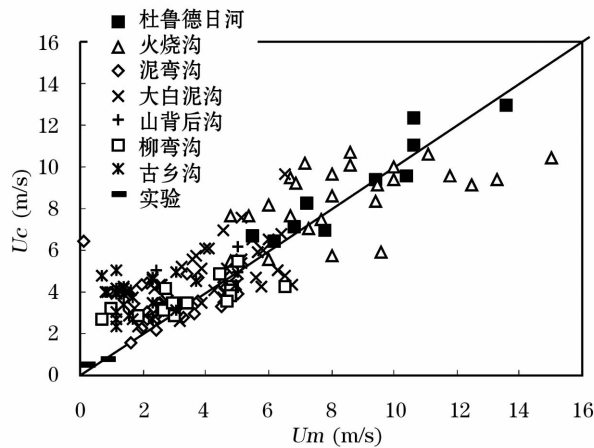


图5 粘性泥石流的平均速度计算值与观测值对比  
Fig. 5 Comparison velocity of observation and calculating of viscous debris flows

粘性泥石流与粘性泥石流的主要不同点在于粘性泥石流的颗粒粒度较小, >2 mm 颗粒百分比 <2%, 最大颗粒一般不大于 5 mm; 粘性泥石流容重 < 1.9 g/cm<sup>3</sup>, 比粘性泥石流的 1.8 ~ 2.4 /cm<sup>3</sup> 小很多。但粘性泥石流与粘性泥石流有相近的运动规律, 因此也可以用公式(3)计算粘性泥石流的平均运动速度。图6为甘肃吕二沟<sup>[11]</sup>粘性泥石流平均速度的计算与观测

值对比图。图6说明公式(3)对粘性泥石流的平均运动速度计算仍然较好。

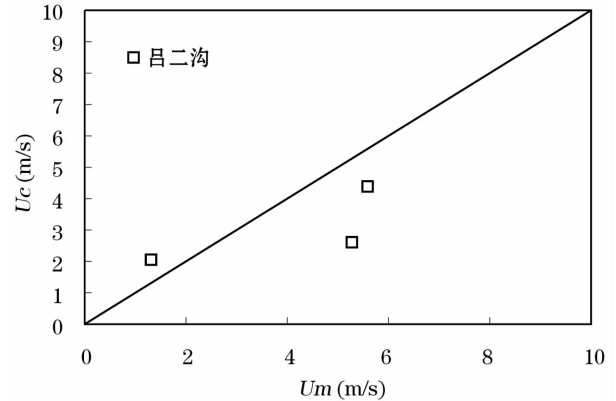


图6 粘性泥石流的平均速度计算值与观测值对比  
Fig. 6 Comparison velocity of observation and calculating of viscous mudflows

## 5 讨论和结论

图5中的粘性泥石流平均速度计算与观测值对比有小部分偏差稍大的主要原因有:

(1) 不均匀系数是一平均值, 忽略了因不均匀系数引起的阻力变化, 如云南蒋家沟(1998年观测资料)、云南洋水沟<sup>[10]</sup>、甘肃柳弯沟(1963年及1964年观测资料)的不均匀系数最大值和最小值相差倍数分别为8.2、3.5和11.5, 按公式(3)中不均匀系

表1 泥石流观测要素对比  
Table 1 The parameter of observation of debris flows

序号	发生地点	发生时间	水深 (m)	平均流速 (m/s)	纵坡	容重 (g/cm <sup>3</sup> )	水力半径 (m)
1	西藏古乡沟 <sup>[13]</sup>	1964.06.08	2.0	1.38	0.1	2.23	1.77
2	西藏古乡沟 <sup>[13]</sup>	1964.06.08	2.0	5.0	0.1	1.98	1.81
3	西藏古乡沟 <sup>[13]</sup>	1964.07.16	2.5	2.3	0.1	-	2.08
4	西藏古乡沟 <sup>[13]</sup>	1964.08.17	0.8	2.3	0.1	1.86	0.69
5	云南大白泥沟 <sup>[2]</sup>	1959.07.03	2.96	6.52	0.04	2.06	2.96 *
6	云南大白泥沟 <sup>[2]</sup>	1962.06.27	0.6	6.74	0.04	1.94	0.6 *
7	甘肃火烧沟 <sup>[2]</sup>	1972.08.26	2.2	15	0.105	-	2.2 *
8	甘肃火烧沟 <sup>[11]</sup>	1973.06.13	2.52	8	0.104	2.04	1.90
9	甘肃火烧沟 <sup>[11]</sup>	1975.08.09	0.83	8	0.104	1.96	0.68
10	甘肃泥弯沟 <sup>[11]</sup>	1965.07.20	0.45	3.65	0.045	2.08	0.38
11	甘肃泥弯沟 <sup>[11]</sup>	1966.07.30	1.44	3.4	0.054	2.03	1.03
12	甘肃泥弯沟 <sup>[11]</sup>	1967.09.08	2.29	0.1	0.054	2.01	1.58
13	甘肃山背后沟 <sup>[11]</sup>	1966.07.22	0.67	5	0.11	2.12	0.53
14	甘肃山背后沟 <sup>[11]</sup>	1966.07.29	0.75	2.45	0.11	1.98	0.55
15	甘肃柳弯沟 <sup>[11]</sup>	1964.07.01	0.3	3.0	0.12	2.14	0.23
16	甘肃柳弯沟 <sup>[11]</sup>	1964.07.12	0.3	0.68	0.11	2.06	0.21
17	室内实验 <sup>[14]</sup>	-	0.036	0.85	0.05	1.66	0.029
18	室内实验 <sup>[14]</sup>	-	0.018	0.20	0.05	1.74	0.016

\* 为水深代替水力半径

数的0.25次方,最大 $(D_{50}/D_{10})^{1/4}$ 值和最小 $(D_{50}/D_{10})^{1/4}$ 值相差倍数分别为1.7、1.4和1.8。

(2) 观测资料上本身存在巨大的差异,如表1中,同样的观测条件和人员,同样的泥石流沟和坡度,同样的水深条件下流速可以相差3.6倍(序号1与2)和4.4倍(序号15与16),而同样的流速条件,水深也可以相差3.1倍(序号3与4)。即使是由真实的不均匀系数计算也只能校正2倍以内的差别(如云南大白泥沟,甘肃火烧沟,泥弯沟和山背后沟),对差别在3倍以上的数据还无能为力。

(3) 有部分流速较小而水深又相对较大的观测(实验)数据为非常缓慢的流动而不同于一般的粘性泥石流流动,如表1中的甘肃泥弯沟(序号12)水深2.29 m,平均速度仅0.1 m/s,显然流动非常缓慢。

有些粘性泥石流运动速度非常缓慢的原因是泥石流的容重过大(或含水量过少)引起泥石流的粘滞阻力(可用屈服应力和粘性系数等表示)急剧增加,泥石流运动速度陡降。影响泥石流的屈服应力和粘性系数的主要因素有泥石流的容重(或含水量),泥石流流体中的粘性颗粒成分及其百分含量<sup>[15]</sup>。在这几个影响因素中,泥石流的容重(或含水量)是最重要的因素,在容重较大时(如 $2.2 \text{ g/cm}^3$ 以上),小幅的容重增加就能大幅度改变泥石流流体的性质和屈服应力及粘性系数;泥石流流体中的粘性颗粒成分及其百分含量对粘性泥石流运动演变为缓慢流动的影响相对较小,而且其影响须在一定的泥石流容重范围内才能发挥作用<sup>[15]</sup>。泥石流的容重越大(或含水量越少),泥石流流体中粘粒的粘性越强,泥沙颗粒中粘粒的百分含量越高,粘性泥石流就越容易变成缓慢流动。不同地区的不同泥沙成分的粘性泥石流演变成缓慢流动的容重条件是不一样的,这是因为不同地区的不同泥沙成分的粘粒的粘性是不同的,粘粒的百分含量也是不同的,这种现象不仅会出现在不同地区,还会出现在同一地区的不同泥石流沟,甚至还会出现在同一条沟的不同支沟,如四川黑沙河马颈沟的缓慢流动(在文献[1]中也称为蠕动流)容重范围为 $2.22 \sim 2.38 \text{ g/cm}^3$ ,云南蒋家沟支沟查箐沟的缓慢流动容重为 $2.3 \text{ g/cm}^3$ ,蒋家沟的缓慢流动容重为 $2.3 \text{ g/cm}^3$ 以上<sup>[1]</sup>,但蒋家沟1998年的观测资料中容重为 $2.36 \text{ g/cm}^3$ 的泥石流速度为 $9.8 \text{ m/s}$ ,对应水深为 $1.8 \text{ m}$ ,显然为一般粘性泥石流;甘肃泥弯沟<sup>[11]</sup>(序号12)容重为 $2.01 \text{ g/cm}^3$ ,运动速度为 $0.1 \text{ m/s}$ ,是典型的缓慢流动,但该沟泥石流的

最大容重为 $2.2 \text{ g/cm}^3$ 的泥石流速度为 $2.12 \text{ m/s}$ ,对应水深为 $0.36 \text{ m}$ ,表现为一般粘性泥石流。由于泥沙成分中粘粒的粘性和百分含量各不相同,粘性泥石流演变为缓慢流动的临界容重也各不相同,因此不能从粘性泥石流的容重上判断其是否为缓慢流动,只能由其运动速度较小但水深相对较大来判断,相应的用泥石流运动的缓急程度判断是否为缓慢流动。

确定流体运动缓急程度的参数是 $Fr$ (福劳德数):

$$Fr = V/\sqrt{gH} \quad (4)$$

式中: $Fr$ 为流体福劳德数; $V$ 为流体运动速度( $\text{m/s}$ ); $H$ 为流体水深( $\text{m}$ )。  $Fr > 1$ ,流体为急流; $Fr < 1$ ,流体为缓流; $Fr = 1$ ,为临界状态。

图7为中高阻力的泥石流沟及实验的粘性泥流水深与观测平均速度关系图。除西藏古乡沟外,其他泥石流沟的粘性泥石流的 $Fr$ 都较大,即使是高阻力的浑水沟的 $Fr$ 最小值为1.27,因此粘性泥石流的运动为急流符合粘性泥石流的总体规律。根据缓慢流动的特点,将缓慢流动定义为运动很缓慢的流动:

$$Fr \leq 1/3 \quad (5)$$

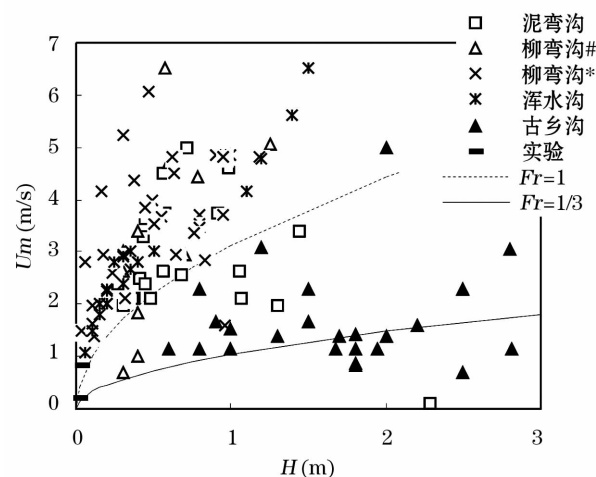


图7 中高阻力的泥石流沟的粘性泥流水深与观测平均速度关系

Fig.7 Relationship of depth and velocity of middle and high resistance of viscous debris flows

(柳弯沟#资料来源:文献[2,11];柳弯沟\*资料来源:1963,1964年观测资料)

将介于一般的粘性泥石流(急流)和缓慢流动之间的粘性泥石流称为缓流粘性泥石流。缓流粘性泥石流的范围为:

$$1/3 < Fr < 1 \quad (6)$$

满足公式(5)即为缓慢流动;满足公式(6)即为缓流粘性泥石流。按照这个定义,高阻力的浑水沟没有缓流粘性泥石流和缓慢流动;中阻力的泥弯沟<sup>[2,11]</sup>有6个点是缓流粘性泥石流(其中有3个点的 $Fr$ 接近1),1个点是缓慢流动,一般粘性泥石流点15个;中阻力的柳弯沟<sup>[2,11]</sup>有3个点是缓流粘性泥石流,缓慢流动无,一般粘性泥石流点12个;中阻力的柳弯沟(1963,1964年资料)有2个点是缓流粘性泥石流,缓慢流动无,一般粘性泥石流点31个;高阻力的古乡沟<sup>[13]</sup>有17个点是缓流粘性泥石流,9个点是缓慢流动,而一般粘性泥石流点仅1个。室内实验中缓流粘性泥石流和一般粘性泥石流点各1个。根据西藏古乡沟泥石流的观测点和缓慢流动发生时的泥石流特点可以得出西藏古乡沟泥石流绝大多数是缓流和缓慢流动的原因:(1)西藏古乡沟泥石流的观测断面在泥石流的堆积扇上,大多数泥石流在运动到观测断面时已经开始淤积,速度逐渐降低,流动成为缓流;(2)西藏古乡沟缓慢流动的泥石流发生时泥石流流体中含有大量的石块(约50%~70%),造成泥石流的容重过大,在堆积扇上相对较缓的坡度上运动速度下降很快,成为缓慢流动。

图8为粘性泥石流、缓流粘性泥石流和缓慢流动的平均速度计算值与观测值对比图。由图8及缓慢流动和缓流粘性泥石流的运动特点可以得出,公式(3)对缓慢流动速度计算较大,不适用于缓慢流动;公式(3)对缓流粘性泥石流的速度计算偏大,对一般的粘性泥石流平均速度计算很好。

还有少数泥石流运动可以造成缓流粘性泥石流和缓慢流动粘性泥石流:泥石流在运动中沿程淤积又得不到后续的流体补给时,流体水深逐渐降低,运动速度逐渐降低,形成缓流,再演变为缓慢流动,最终停积下来(如云南蒋家沟的粘性泥石流的铺床过程)。另一种造成缓流粘性泥石流和缓慢流动粘性泥石流的原因是泥石流流体中含水量较少甚至于过少,引起泥石流的容重较大甚至于过大而运动缓慢,如甘肃泥弯沟和柳弯沟的少数缓流粘性泥石流及泥弯沟的个别缓慢流动和西藏古乡沟的缓慢流动。最常见的缓流粘性泥石流的发生是在堆积扇上,泥石流逐渐淤积使泥石流的运动速度逐渐降低,从堆积扇的上游到下游速度进一步降低,形成缓流粘性泥石流。因此缓流粘性泥石流主要发生在泥石流的堆积扇上,越靠近下游越严重;缓慢流动主要发生在泥石流的容重过大时,容重越大越严重。

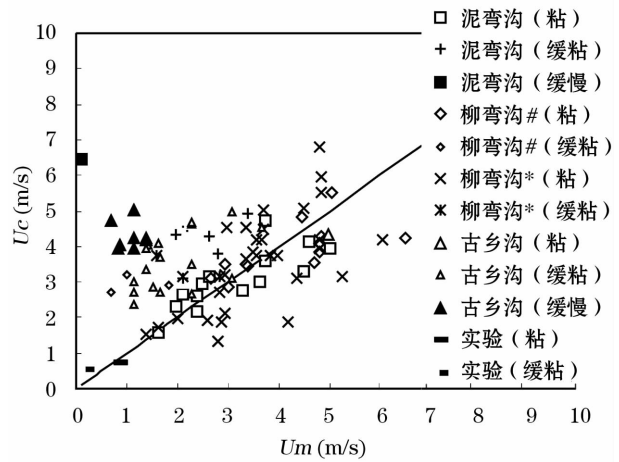


图8 粘性泥石流,缓流粘性泥石流和缓慢流动的平均速度计算值与观测值对比

Fig. 8 Comparison velocity of observation and calculating of viscous debris flows, subcritical viscous debris flows, and slow-motion flows

(柳弯沟#资料来源:文献[2,11];柳弯沟\*资料来源:1963,1964年观测资料。粘:一般粘性泥石流;缓粘:缓流粘性泥石流;缓慢:缓慢流动)

在对已发生的泥石流调查和评估的速度计算中,用公式(3)对一般的粘性泥石流平均速度计算很好,可以用于泥石流堆积扇上游的渠道中的粘性泥石流速度计算;公式(3)对缓流粘性泥石流的速度计算偏大,缓流粘性泥石流主要发生在泥石流堆积扇上,因此对泥石流堆积扇上的粘性泥石流速度计算也会偏大,但泥石流堆积扇上的速度计算可以作为参考对比依据,或做一定的调整使计算值更合理;公式(3)对缓慢流动速度计算较大,不适用于缓慢流动,但对于一般的粘性泥石流速度计算的重要性远大于缓慢流动的速度计算:缓慢流动运动速度一般较小(往往 $<1$  m/s),危害较小;而一般的粘性泥石流较大的运动速度往往是发生泥石流灾害的根本原因,因此即使实际发生的泥石流属于缓慢流动,在对泥石流的危害评估和治理中还必须按一般粘性泥石流运动速度计算才能有效的评估和治理泥石流灾害。缓慢流动是粘性泥石流的特例,发生缓慢流动的地区也会发生粘性泥石流,因此缓慢流动的发生可以忽略,这种忽略也适用于在渠道中因容重较大而引起的缓流粘性泥石流。

在泥石流堆积扇上的速度计算偏大需要做一定的调整才能使计算值更合理,这在具有堆积扇上游渠道中泥石流计算速度和流量作为参考时容易做

到,对于没有上游计算速度和流量做为参考依据时,调整速度计算结果既重要却又困难,将是今后粘性泥石流速度计算的工作重点。

通过分析一系列泥石流观测资料中的泥石流的不均匀系数和粘性泥石流的运动速度和阻力特征的关系,得出粘性泥石流平均运动速度经验公式,结论如下:

(1) 泥石流的不均匀系数在不同的泥石流地区有很大的不同,用不均匀系数可以划分泥石流沟的阻力特征。

(2) 由一系列观测资料和改进的曼宁公式得到的由泥石流不均匀系数,泥石流运动底坡纵比降和水力半径计算的粘性泥石流运动平均速度经验公式,能适应各种类型的泥石流沟的粘性泥石流速度计算。

(3) 粘性泥石流运动平均速度经验公式的特殊参数只有泥石流不均匀系数,使用简洁,计算稳定,具有正确的物理意义,与其他系列的粘性泥石流运动平均速度观测资料对比有很好的一致性,与粘性泥石流的观测资料对比也很接近。

(4) 粘性泥石流运动平均速度经验公式用于一般急流的粘性泥石流的速度计算结果很好,但不适用于容重过大的缓慢流动,对于缓流粘性泥石流速度计算偏大。

(5) 粘性泥石流运动平均速度经验公式应用于泥石流的危险评价和防治时,可以用于泥石流堆积扇上游渠道中的粘性泥石流速度计算,对泥石流堆积扇上的粘性泥石流速度计算偏大,不适用于缓慢流动粘性泥石流,但在对泥石流的危害评估和治理中可以忽略缓慢流动的发生。

**致谢:**中国科学院成都山地灾害与环境研究所章书成研究员为本文提供了许多宝贵的建议和野外观测资料信息,在此表示真诚的感谢!

## 参考文献 (References):

[1] Wu Jishan, Tian Lianquan, Kang Zhicheng, *et al.* Debris Flow and Comprehensive Control [M]. Beijing: Science Press, 1993: 99-102, 170-181. [吴积善,田连权,康志成,等. 泥石流及其综合治理 [M]. 北京:科学出版社, 1993:99-102,170-181.]

[2] Chen Guangxi, Wang Jikang, Wang Linhai. The Prevention of Debris Flows [M]. Beijing: Railway Press of China, 1983:71-77. [陈光曦,王继康,王林海. 泥石流防治 [M]. 北京:中国铁道出版社,1983:71-77.]

[3] Hong Zhengxiu. Discussion on the velocity of debris flows [J].

*The Chinese Journal of Geological Hazard and Control*, 1996, 7 (1):26-33. [洪正修. 泥石流流速公式探讨 [J]. 中国地质灾害与防治学报, 1996, 7(1): 26-33.]

[4] Qi Long. A comparison and analysis of resistancelaw of viscous debris flow [J]. *Journal of Mountain Science*, 2000, 18 (6): 508-513. [祁龙. 粘性泥石流阻力规律初探 [J]. 山地学报, 2000,18(6):508-513.]

[5] Yu B. Velocity of viscous debris flow [C]//Proceedings for Eight international Symposimn on River Sedimentation. Egypt, Cario: NWRC Headquarters,2001:39-41.

[6] Xu Yongnian, Kuang Shangfu, Shu Anping. Average Velocity and acceleration effects of intermittent debris flows [J]. *Journal of Sediment Research*, 2001, (6): 8-13. [徐永年,匡尚富,舒安平. 阵性泥石流的平均流速与加速效应 [J]. 泥沙研究,2001,(6): 8-13.]

[7] Wang Yuyi, Zhan Qiangeng, Han Wenliang, *et al.* Stress-strain properties of viscous debris flow and determination of velocity parameter [J]. *The Chinese Journal of Geological Hazard and Control*, 2003, 14(1): 9-13. [王裕宜,詹钱登,韩文亮,等. 粘性泥石流体的应力应变特征和流速参数的确定 [J]. 中国地质灾害与防治学报, 2003,14(1): 9-13.]

[8] Fei Xiangjun, Shu Anping. Movement Mechanism and Disaster Control for Debris Flow [M]. Beijing: Press of University Tsinghua, 2004:12-15, 49-61. [费祥俊,舒安平,泥石流运动机理与灾害防治 [M]. 北京:清华大学出版社, 2004: 12-15, 49-61.]

[9] Compile Group of Manual of Geology Engineering. Manual of Geology Engineering [M]. Beijing: Architecture Press of China,1975: 135-136. [《工程地质手册》编写组,工程地质手册 [M]. 北京:中国建筑工业出版社,1975:135-136.]

[10] Zhang Xinbao, Liu Jiang. Debris Flows in the Basin of Dayinjiang, Yunnan, China [M]. Chengdu: Map Press of Chengdu, 1989: 35-64. [张信保,刘江. 云南大盈江流域泥石流 [M]. 成都:成都地图出版社, 1989:35-64.]

[11] IGC (Institute of Glaciology and Cryopedology, CAS), ISDCG (Institution of Sciences of Department of Communications, Gansu, China). Debris Flow in Gansu Province [M]. Beijing: Communications Press, 1982:11-43,109-110. [中国科学院兰州冰川冻土研究所,甘肃省交通科学研究所. 甘肃泥石流 [M]. 北京:人民交通出版社,1982:11-43,109-110.]

[12] Du Ronghuan, Li Hongliang, Wang Lilun, *et al.* The formation and developing of glacial debris flow at Guxiang Gully, Tibet, China, Memoirs of Lanzhou Institute of Glaciology and Cryopedology [C]//Chinese Academy of Sciences. Beijing: Science Press, 1984,4:1-18. [杜榕桓,李鸿涟,王立伦,等. 西藏古乡沟冰川泥石流的形成与发展 [C]//中国科学院兰州冰川冻土研究所集刊. 北京:科学出版社, 1984,4:1-18.]

[13] Wang Wenrui, Zhang Shucheng, Wang Jiayi, *et al.* The characteristics of glacial debris flow at Guxiang Gully, Tibet, China [C] //Memoirs of Lanzhou Institute of Glaciology and Cryopedology, Chinese Academy of Sciences. Beijing: Science Press,1985, 4: 19-35. [王文睿,章书成,王家义,等. 西藏古乡沟冰川泥石流



特征[C]//中国科学院兰州冰川冻土研究所集刊.北京:科学出版社,1984,4:19-35.]

- [14] Yu Bin. Experimental study on the velocity of subaqueous debris flows with no-hydroplaning [J]. *Advances in Water Science*, 2007, 18(5): 641-647. [余斌. 无水滑的水下泥石流运动速

度的实验研究 [J]. *水科学进展*, 2007, 18(5): 641-647.]

- [15] Marr J G, Harff P A, Shanmugam G, *et al.* Experiments on subaqueous sandy gravity flows; The role of clay and water content in flow dynamics and depositional structures [J]. *Bulletin of the Geological Society of America*, 2001, 113: 1 377-1 386.

## Study on the Mean Velocity of Viscous Debris Flows

YU Bin

(*State Key Laboratory of Geohazard Prevention and Geoenvironment Protection, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China*)

**Abstract:** Viscous debris flows is the most regular and dangerous debris flows. The velocity of debris flow is the most important parameter in the dynamics parameter of debris flow. It is very important to calculate the velocity of viscous debris flow exactly and easily. The resistance of debris flow is quite different at different area: high resistance of debris flow area with low velocity; low resistance of debris flow area with high velocity. All equations of velocity of viscous debris flow at present are not good at all kinds of resistance area. The asymmetric coefficients of debris flows are quite different in different area: large asymmetric coefficients of debris flow with low resistance; small asymmetric coefficients of debris flow with high resistance. The asymmetric coefficients of debris flow could be used to classify resistance characteristics of debris flow accurately and the resistance law of viscous debris flows was got by asymmetric coefficients. By a series field observation data, an empirical equation of mean velocity of viscous debris flow was got. The velocity calculated by the asymmetric coefficients, bottom slope and hydraulic radius of flow. It is good at both high resistance and low resistance area of debris flows. It is good consistent for the measuring velocity of otherwise field observation data of debris flow and viscous mudflow by this empirical equation. The Froude number of flow is the factor of flow status: supercritical flow or subcritical flow. Ordinary viscous debris flows are supercritical flows, minorities are subcritical flows, and few are slow-motion debris flows which have too large density. The empirical equation is excellent at ordinary supercritical viscous debris flow, but it is bad for the slow-motion flow with large density of debris flow, and it is gentle large for the subcritical viscous debris flow. In the evaluation and prevention of debris flows, the mean velocity equation could be used for the velocity calculated of viscous debris flow in the channel at the upstream of the debris flow fans. At the same time, it is gentle large for the calculating the velocity of viscous debris flow on the debris flow fans. It is bad for the slow-motion debris flow, but the slow-motion could be ignored in the evaluation and prevention of debris flows.

**Key words:** Debris flows; Mean velocity; Viscous; Asymmetric coefficient.