

无水滑的水下泥石流运动速度的实验研究

余 斌

(中国科学院成都山地灾害与环境研究所, 四川 成都 610041)

摘要: 水下泥石流阻力与陆面泥石流运动阻力的不同点在于上表面的掺混阻力和剪切阻力。由一系列的室内无水滑的水下泥石流和陆面泥石流实验研究得出: 水下泥石流运动速度与相同条件下陆面泥石流运动速度之比随不同性质的泥石流, 如粘性和稀性泥石流, 由于其屈服应力的巨大差别, 有很大的不同。由实验得到的由泥石流流体的容重和量纲为一的泥石流屈服应力表达的水下无水滑泥石流运动速度和陆面泥石流运动速度用于无水滑水下泥石流运动速度计算较好。

关 键 词: 泥石流; 水下; 速度; 水滑; 实验研究

中图分类号: P642.23 文献标识码: A 文章编号: 1001-6791(2007)05-0641-07

泥石流是一种自然现象, 不仅在陆面有泥石流现象存在, 在水下, 如湖泊中和海洋中也有泥石流现象。尽管不像在陆面的泥石流被人们直接观测到, 水下泥石流也常常由地震引起的滑坡派生而来, 也有在湖泊和海洋边的泥石流直接进入湖泊和海洋中^[1~4]。水下滑坡和泥石流是潜在的巨大灾害来源, 如在海中破坏海底电缆和近岸设施, 甚至于造成海啸, 在湖泊中造成大量泥沙淤积, 在水电站的水库中淤积泥沙减小库容, 还可能破坏电站设施和影响航道运输^[3, 5~7]。当深入研究水下泥石流在深海扇和大陆坡缘的沉积后, 水下泥石流在经济和地质上的重要作用显得越来越突出。水下泥石流因其巨大的体积(可达数千立方公里)和超长距离运动(可达数千公里)^[5, 8]受到了学术和工业界越来越多的关注^[9~19]。由于水下泥石流的研究条件, 如实验和观测较困难, 水下泥石流的研究一直落后于陆面的泥石流研究。水下泥石流运动和沉积的研究在近十年中取得了较大的进展, 特别是水下泥石流的水滑现象显示了水下泥石流与陆面泥石流在运动和沉积方面的最大不同点。水下泥石流的水滑现象往往在粘性泥石流的运动中发生, 其特征是泥石流的头部翘起脱离底床, 运动速度也大于泥石流体中后部的运动速度, 进而脱离泥石流的中后部向前运动, 最终在更远的地方沉积。水下泥石流的水滑现象出现在 Fr (弗劳德数) 大于 0.4 时, 小于 0.3 不会出现水滑现象, 0.3~0.4 是临界状态。因为 Fr 反映的是流体流动的缓急状态, 因此水下泥石流在小流速时无水滑现象^[20~26]。

水下泥石流的研究包括泥石流和泥流的实验和数学模型研究, 研究范围也包括有和无水滑现象的水下泥石流和泥流。这些研究工作探讨了水下泥石流和泥流的运动与沉积, 水滑现象的形成条件等, 但还没有涉及到水下泥石流的运动速度问题的研究^[13, 17, 20~26]。由于泥石流本身的复杂性, 在陆面的泥石流运动研究尚不成熟, 许多实际问题还要靠经验公式来解决^[3], 而比陆面泥石流更复杂的水下泥石流运动速度研究则更困难重重。

本文通过一系列无水滑的水下泥石流和陆面泥石流的实验, 分析对比水下泥石流和陆面泥石流的阻力规律并得出两者的运动速度关系, 间接地得到无水滑的水下泥石流的流速公式。陆面泥石流流速可以通过野外原型观测得到经验公式, 而缺乏直接观测数据的水下泥石流是无法获得直接经验公式的, 因此间接的无水滑水下泥石流的流速公式仍然具有实用性。

收稿日期: 2006-07-03; 修订日期: 2007-04-09

基金项目: 国家自然科学基金资助项目 (40271003)

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的研究。E-mail: drbinyu@yahoo.com

1 实验装置和实验结果

水下和陆面泥石流运动实验装置如图 1。因为实验研究的中心是泥石流在陆面和水中运动的比较,而且大多数泥石流的运动坡度变化不大,大多在 $2^{\circ} \sim 4^{\circ}$, 因此实验没有考虑坡度的影响,水槽的坡度固定在 3° 。实验泥石流流体包括粘性泥石流,亚粘性泥石流和稀性泥石流。供流方式为一次性放出,因此泥石流的流动方式为阵流。水下泥石流实验须先在水槽中灌满水,而陆面泥石流实验则不须灌水。实验前将配制好的泥石流搅拌均匀后倒入实验水罐,实验时开启水罐下的阀门使泥石流流入水槽中。水下泥石流实验中泥石流直接在水中进入水槽底板,泥石流在流出直径 0.05 m 的圆管后向两边扩展,0.3 m 后展宽到两边边壁。泥石流上部距水槽水面约 0.2 m,在泥石流的流动中,泥石流和上部派生的浊流不会到达水面。水槽底板粘贴有细砂加糙。泥石流流下 5 m 的水槽底板后落下 0.1 m 到 0.5 m 长的水平段,再落下 0.5 m 到长宽均 1 m 的水池中,这样可以保证流到下游的泥石流不会反射影响后续的泥石流运动。水下泥石流实验中泥石流进入水体并在运动中水面基本没有波动,因此泥石流的龙头对水体无扰动。水下泥石流实验中泥石流和上部派生的浊流之间观测不到明显分界,无分界起伏现象,说明泥石流与浊流交界面平滑。浊流与清水的分界在头部及其后面的 1 m 范围内也较平滑,之后交界面上有零星的浊流短暂扰动现象,但清水水面无波动。

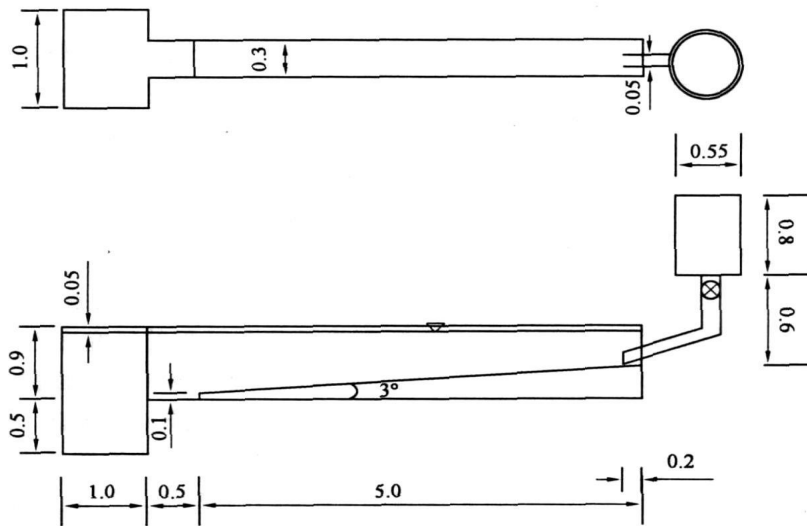


图 1 实验装置示意图(图中尺寸为 m, 未按比例做图)

Fig. 1 Scheme of debris flow tank (dimension in figure is meter, not to scale)

野外常能观测到高浓度的阵性泥石流由于其流体的屈服应力在运动的沿程有大量泥石流淤积,并因此引起水深减小,进而流速减小并逐渐停积下来,这类现象被称为粘性泥石流铺床。后续的阵性泥石流在铺床后的河床上运动能保持稳定的运动状态一直沿伸到没有铺床的河床并再开始铺床。本文中实验为得到稳定的泥石流运动速度,在高浓度泥石流实验中先由泥石流在水槽上铺床,再在铺床的水槽上做对比实验。水下泥石流铺床后由于产生了派生的浊流,需要等 2~3 h 水槽中水清澈后才能做泥石流运动实验。屈服应力较小的稀性泥石流因为没有铺床现象,实验是直接加糙的底床上做的。

泥石流实验泥沙由高岭土,石英砂和混合砂分别组成。石英砂仅用于泥石流铺床,混合砂仅用于泥石流实验,而泥石流铺床和实验中都要用高岭土。这三种泥沙的颗粒级配见图 2。铺床或实验前先将称好的高岭土倒入水中搅拌均匀,再倒入石英砂或混合砂搅拌均匀,最后倒入实验水罐,迅速放出并完成铺床或实验。

水下和陆面泥石流实验的水,泥沙组成,泥石流屈服应力,泥石流性质,沉积形式和泥石流流速等有关实验参

数和结果见表 1。其中泥石流的屈服应力测试用样是粒径< 1 mm 的混合砂加与实验相同比例的高岭土和水配制的泥石流样。

表 1 泥石流实验参数和结果
Table 1 Parameters and results in the experiments of the debris flows

序号	目的	环境	总量 /L	容重 /(g·cm ⁻³)	泥沙体 积比	高岭土 比例	粗砂	底床	屈服应 力/Pa	流速 /(m·s ⁻¹)	沉积 形式	泥石流 性质
1	实验	陆面	30	1.58	0.35	0.20	混合砂	硬	1.9	0.89	有分选	稀性
2	实验	水中	30	1.58	0.35	0.20	混合砂	硬	1.9	0.26	有分选	稀性
3	铺床	陆面	30	1.58	0.35	0.20	石英砂	硬				
4	实验	陆面	30	1.66	0.40	0.20	混合砂	软	6.8	0.88	有分选	稀性
5	铺床	水中	30	1.58	0.35	0.20	石英砂	硬				
6	实验	水中	30	1.66	0.40	0.20	混合砂	软	6.8	0.24	有分选	稀性
7	铺床	陆面	30	1.66	0.40	0.20	石英砂	硬				
8	实验	陆面	30	1.66	0.40	0.25	混合砂	软	18.4	0.85	弱分选	亚粘性
9	铺床	水中	30	1.66	0.40	0.20	石英砂	硬				
10	实验	水中	30	1.66	0.40	0.25	混合砂	软	18.4	0.35	弱分选	亚粘性
11	铺床	陆面	40	1.66	0.40	0.25	石英砂	硬				
12	实验	陆面	40	1.74	0.45	0.25	混合砂	软	63.7	0.29	无分选	粘性
13	铺床	水中	40	1.66	0.40	0.25	石英砂	硬				
14	实验	水中	40	1.74	0.45	0.25	混合砂	软	63.7	0.20	无分选	粘性

泥石流流速是泥石流在稳定的流动下的平均流速,一般为稳定了的 3~ 5 m 的速度平均。因泥石流在 2 m 后的速度就趋于稳定,用普通的摄像机即可捕捉泥石流头部的运动并得到稳定的运动速度。泥石流厚度指泥石流流动中的泥石流体的平均厚度, Fr 由下式得出:

$$Fr = \frac{U}{\sqrt{\Delta g H}} \tag{1}$$

式中 U 为泥石流流速, m/s; H 为泥石流厚度, m; g 为重力加速度, m/s²; 当泥石流在陆面运动时, $\Delta=1$; 当泥石流在水中运动时, Δ 由下式表示:

$$\Delta = \left(\frac{\rho_d}{\rho} - 1 \right) \cos \theta \tag{2}$$

式中 ρ_d 为泥石流容重, g/cm³; ρ 为水容重, g/cm³; θ 为水槽底部倾角。

在实验中水下泥石流的运动厚度很难确定,这是因为在水下泥石流运动过程中,在泥石流与水的交界面因为掺混作用,水下泥石流与清水之间有派生的浊流随水下泥石流一起运动,由于浊流与泥石流同步运动且颜色一样,很难区别浊流与泥石流的界线。因此无法准确判断水下泥石流的运动厚度,也无法得到准确的 Fr 。在实验中都没有观测到水下泥石流运动中头部翘起脱离底床和脱离泥石流的中后部向前运动的现象,即没有水滑现象发生,说明水下泥石流实验的 $Fr<0.4$ 。

泥石流的沉积形式主要指泥石流的沿程沉积分选,垂向因沉积厚度小不明显。泥石流性质由泥石流的运动和沉积特征确定。实验中水下泥石流的运动速度都较相同条件下陆面泥石流运动速度小,水下稀性泥石流的运动速度仅为陆面运动速度的 30% 左右,而水下粘性泥石流的运动速度为陆面运动速度的 70% 左右。如果泥石流体的粘性更强,水下泥石流的运动速度可以更接近甚至于超过陆面运动速度。

2 水下泥石流阻力

异重流的阻力可分为两部分:底床剪切阻力和交界面阻力。根据实验研究,层流异重流的交界面剪切阻力与底床剪切阻力之比为一固定值: 0.63,而紊流异重流的交界面阻力与底床剪切阻力之比与异重流 Fr 和底床

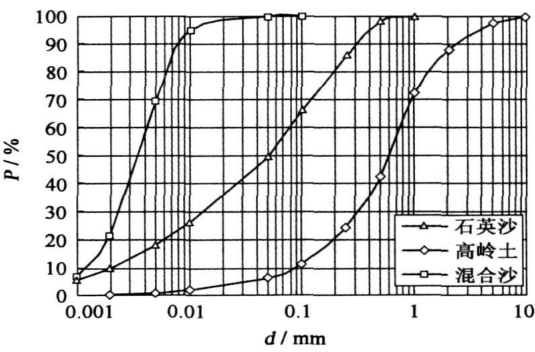


图 2 实验泥沙颗粒级配
Fig 2 Sediment grading in the experiments

相对糙率等因素有关, 可通过实验确定^[27]。本实验中大多实验是在有铺床的光滑底床上进行的, 仅有的在糙率底床上实验也与在光滑底床上的实验结果接近(粗糙底床实验 1、2 与光滑底床实验 4、6 在泥石流流体性质和运动特性都很接近), 实验 4、6、8、10、12 和 14 是光滑底床, 实验 1、2 可以做光滑底床近似。鉴于实验底床糙率很小, 紊流异重流的交界面阻力与底床剪切阻力之比只与异重流 Fr 有关。如果将紊流异重流的交界面简化, 即不再分为近底区和掺混区, 而只是一交界面(实验中该交界面平滑且无扰动), 异重流的阻力可表示为^[27]:

$$u^2 = \frac{2}{\lambda_0} \frac{\varphi}{\rho} g \frac{h}{1 + \alpha} S \quad (3)$$

式中 u 为异重流流速, m/s ; h 为异重流厚度, m ; g 为重力加速度, m/s^2 ; S 为底坡坡度; ρ 为异重流容重, g/cm^3 ; λ_0 为底床剪切阻力系数; φ 、 α 分别由式(4)、式(5)表示:

$$\varphi = \rho - \rho_0 \quad (4)$$

$$\alpha = \frac{\lambda}{\lambda_0} \quad (5)$$

式中 ρ_0 为异重流外环境容重, g/cm^3 ; λ 为交界面剪切阻力系数。

当泥石流在陆面运动时, $\rho_0 \approx 0$; 泥石流与空气的交界面剪切阻力可忽略不计, 即 $\alpha \approx 0$, 因此在同一比降和同一实验条件(如同一底床糙率, 泥石流实验材料等)下水下泥石流和陆面泥石流运动速度之比:

$$\frac{U_W}{U_A} = \sqrt{\frac{\varphi}{\rho} \frac{h_W}{h_A} \frac{1}{1 + \alpha}} \quad (6)$$

式中 U_A 为空气中泥石流流速, m/s ; U_W 为水下泥石流流速, m/s ; h_A 为空气中泥石流厚度, m ; h_W 为水下泥石流厚度, m 。

如上节所述, 在水下泥石流的实验中无法准确判断水下泥石流的运动厚度, 因此式(6)中的未知数不仅包括阻力系数比 α , 还有水下和陆面泥石流的运动厚度比 h_W/h_A 。

3 水下泥石流流速

阻力系数比 α 和水下与陆面泥石流的运动厚度比 h_W/h_A 都与泥石流流体性质有关。稀性泥石流与上界面清水掺混强烈, 在泥石流与清水之间形成的浊流不仅厚度大, 而且流动呈强紊动状态; 泥石流在上界面的阻力(包括剪切阻力和掺混带来的阻力)较大。而粘性泥石流与上界面清水掺混较弱, 在泥石流与清水之间形成的浊流厚度较小, 流动呈弱紊动状态; 泥石流在上界面的阻力(包括剪切阻力和掺混带来的阻力)较小。因此泥石流流体性质不仅决定了泥石流与清水的掺混强度, 浊流的厚度和紊动状态及水下泥石流的运动厚度, 还决定了泥石流在上界面的阻力大小, 直接影响到水下泥石流及其派生的浊流的运动。一般稀性泥石流的屈服应力较小, 而粘性泥石流的屈服应力要大得多, 屈服应力是区别稀性泥石流和粘性泥石流的重要指标之一。泥石流体的屈服应力是由细颗粒絮凝作用所形成, 粗颗粒在高容重泥石流体中对颗粒絮凝作用, 即屈服应力有较大贡献^[28]。颗粒絮凝作用可以抵抗泥石流与清水的掺混作用, 因此泥石流体的屈服应力是决定水下泥石流与清水掺混强度、浊流的紊动状态和泥石流在上界面的阻力大小的主要因素。

结合泥石流体的容重和泥石流体中值粒径及重力加速度, 引入量纲为一的屈服应力:

$$\tau_b = \frac{\tau_B}{\rho g D_{50}} \quad (7)$$

式中 τ_b 为量纲一的泥石流屈服应力; τ_B 为泥石流屈服应力, Pa ; D_{50} 为泥石流体中值粒径, m 。

由水下泥石流和陆面泥石流实验和式(6)可得泥石流运动厚度和阻力系数与量纲一的屈服应力的关系(如图 3 所示):

$$\sqrt{\frac{h_w}{h_A} \frac{1}{1+\alpha}} = 0.075 \tau'_B + 0.41 \quad (8)$$

由式(6)和式(8)可得水下泥石流与陆面泥石流的运动速度关系:

$$U_w = \left[\frac{8\rho}{\rho'} \right]^{1/2} [0.075 \tau'_B + 0.41] U_A \quad (9)$$

式(9)中, 陆面泥石流运动速度公式为^[29]

$$U_A = 10g^{1/2} (RC)^{1/3} (SD_{50})^{1/6} \quad (10)$$

式中 R 为泥石流运动水力半径, m; C 为泥石流体积浓度。

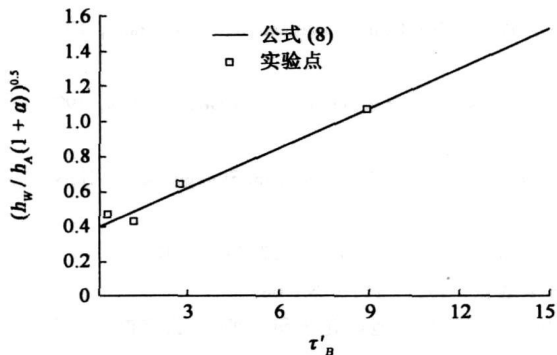


图3 泥石流运动厚度和阻力系数与量纲一的屈服应力的关系

Fig. 3 Relationship of depth and resistant parameter with the dimensionless yield stress of debris flows

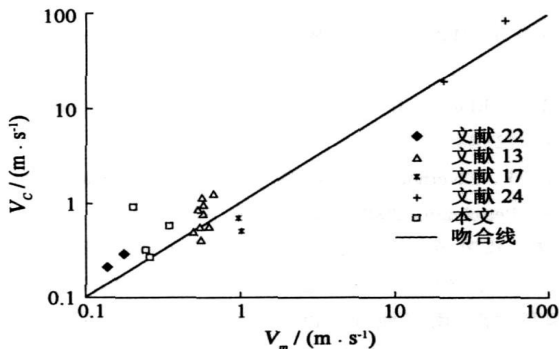


图4 无水滑水下泥石流计算速度和实测速度对比

Fig. 4 Comparison of the calculating velocity with the measuring velocity of subaqueous non hydroplaning debris flows

水下泥石流难于观测, 室内实验也不多, 有关水下泥石流和陆面泥石流比较的实验就更少。图4为无水滑水下泥石流由式(9)和式(10)计算的运动速度(V_c)和实验与野外实测运动速度(V_m)的对比图。文献[22]中无完全对应的陆面泥石流实验和 underwater 泥石流实验速度, 因此陆面泥石流速度的获取是用泥石流实验的出流量, 底坡坡度和泥石流容重等参数与实验泥石流流速拟合得到的, 结合式(9)计算得到水下泥石流流速。文献[13, 17, 24]的水下泥石流流速 V_m 为室内实验和野外大型水下泥石流事件的流速; 参照本文实验中陆面泥石流运动厚度与陆面沉积厚度及水下沉积厚度很接近, 用水下沉积厚度近似代替陆面泥石流运动厚度计算得空气中泥石流的水力半径, V_c 由式(9)和式(10)计算得出。本文对水下泥石流的运动速度的计算由式(9)和式(10)计算得出。因为陆面泥石流流速的计算准确, 水下稀性泥石流和亚粘性泥石流流速的计算也较正确, 而陆面粘性泥石流流速的计算欠正确, 所以水下粘性泥石流流速计算误差较大。图4中计算的运动速度和实验与野外实测运动速度对比虽然不是非常集中, 但考虑到原始资料并不完全对应, 从室内实验到野外观测的数据点都在吻合线附近且跨越了2个速度数量级, 由式(9)和式(10)计算得出的无水滑水下泥石流运动速度仍有较好的准确性。

4 结 论

水下泥石流运动较陆面泥石流运动更为复杂, 也缺乏相应的原型观测资料。本文通过室内水下泥石流和陆面泥石流实验研究得出: 无水滑现象的水下泥石流运动速度随泥石流体的量纲一的屈服应力(由屈服应力, 容重和颗粒粒径决定)的增大而更接近相同条件下陆面泥石流的运动速度。如果量纲为一的屈服应力足够大, 还可能出现水下泥石流运动速度大于相同条件下陆面泥石流的运动速度的现象。由实验得到的由泥石流流体的容重和量纲为一的泥石流屈服应力表达的水下无水滑泥石流运动速度与陆面泥石流运动速度之比及陆面泥石流运动

速度计算公式。用于无水滑水下泥石流运动速度计算较好。

参考文献:

- [1] Elverhoi A, Harbitz C B, Dimarkis P, *et al.* On the dynamics of subaqueous debris flows[J]. *Oceanography*, 2000, 13(3): 109–117.
- [2] Jakob M, Hungr O. Debris flow hazards and related phenomena[M]. Chichester, UK: Springer Press, 2005. 203–246.
- [3] 余 斌, 王士革, 章书成, 等. 鹅掌河泥石流对四川邛海影响的初步研究[J]. *湖泊科学*, 2006, 18(1): 57–62.
- [4] 余 斌. 泥石流异重流入海的研究[J]. *沉积学报*, 2002, 20(3): 382–386.
- [5] Heezen B C, Ewing M. Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks earthquake[J]. *American Journal of Science*, 1929, 250: 849–873.
- [6] Tappin D R, Matsumoto T, Watts P, *et al.* Sediment slump likely cause 1998 Papua New Guinea Tsunami[J]. *Eos Trans*, 1999, 80(30): 329.
- [7] Jiang L, LeBlond P H. The coupling of a submarine slide and the surface water waves which it generates[J]. *J Geophys Res*, 1992, 97(C8): 12731–12744.
- [8] Blasio F V, Elverhoi A, Issler D, *et al.* On the dynamics of subaqueous clay rich gravity mass flows the giant Storegga slide, Norway[J]. *Marine and Petroleum*, 2005, 22: 179–186.
- [9] 孙永传, 郑浚茂, 王德发, 等. 湖盆水下冲积扇——一个找油的新领域[J]. *科学通报*, 1980, 17: 799–801.
- [10] 孙顺才, 张立仁. 云南抚仙湖现代浊流沉积特征的初步研究[J]. *科学通报*, 1981, 11: 678–681.
- [11] 中国科学院(南京地理与湖泊研究所, 兰州地质研究所, 南京地质古生物研究所, 地球化学研究所). 云南断陷湖泊环境与沉积[M]. 北京: 科学出版社, 1989, 459–468.
- [12] Felix M, Peakall J. Transformation of debris flows into turbidity currents: mechanisms inferred from laboratory experiments[J]. *Sedimentology*, 2006, 53: 107–123.
- [13] 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]. *Geological Society of America Bulletin*, 2001, 113(11): 1377–1386.
- [14] Blasio F V, Elverhoi A, Issler D, *et al.* Flow models of natural debris flows originating from overconsolidated clay materials[J]. *Marine Geology*, 2004, 213: 439–455.
- [15] Ilstad T, Blasio F V, Elverhoi A, *et al.* On the frontal dynamics and morphology of submarine debris flows[J]. *Marine Geology*, 2004, 213: 481–497.
- [16] Ilstad T, Marr J, Elverhoi A, *et al.* Laboratory studies of subaqueous debris flows by measurements of pore fluid pressure and total stress[J]. *Marine Geology*, 2004, 213: 403–414.
- [17] Ilstad T, Elverhoi A, Issler D, *et al.* Subaqueous debris flow behaviour and its dependence on the sand/clay ratio: a laboratory study using particle tracking[J]. *Marine Geology*, 2004, 213: 415–438.
- [18] Issler D, Blasio F V, Elverhoi A, *et al.* Scaling behaviour of clay rich submarine debris flows[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2005, 22: 187–194.
- [19] Marr J, Elverhoi A, Harbitz C B, *et al.* Numerical simulation of mud rich subaqueous debris flows on the glacially active margins of the Svalbard-Barents Sea[J]. *Marine Geology*, 2002, 188: 351–364.
- [20] Mohrig D, Elverhoi A, Parker G. Experiments on the relative mobility of muddy subaqueous and subaerial debris flows, and their capacity to remobilize antecedent deposits[J]. *Marine Geology*, 1999, 154: 117–129.
- [21] Toniolo H, Harff P, Marr J, *et al.* Experiments on reworking by successive unconfined subaqueous and subaerial muddy debris flows[J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2004, 130(1): 38–48.
- [22] Mohrig D, Whipple K X, Hondzo M, *et al.* Hydroplaning of subaqueous debris flows[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1998, 110(3): 387–394.
- [23] Imran J, Parker G, Locat J, *et al.* 1D numerical model of muddy subaqueous and subaerial debris flows[J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2001, 127(11): 959–968.
- [24] Blasio F V, Engvik L, Harbitz C B, *et al.* Hydroplaning and submarine debris flows[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2004, 109(C01002): 1–15.

- [25] Habitz C B, Parker G, Elverhoi A, *et al.* Hydroplaning of subaqueous debris flows and glide blocks: analytical solutions and discussion[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2003, 108(No. B7, EPM3): 1– 18.
- [26] Huang X, Garcia M H. Modeling of non hydroplaning mudflows on continental slopes[J] . *Marine Geology*, 1999, 154: 131– 142.
- [27] 钱 宁, 万兆惠. 泥沙运动力学[M]. 北京: 科学出版社, 1980. 448– 491.
- [28] 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. 49– 61.
- [29] Yu B. Velocity of viscosity debris flow[A]. *Proceedings fo Eight international Symposinm on River Sedimentation*[C] . Cairo: NWRC Head quarters, 2001. 39– 41.

Experimental study of the velocity of subaqueous non hydroplaning debris flows^{*}

YU Bin

(*Institute of Mountain Disaster and Environment, Chinese Academy of Sciences, Chengdu 610041, China*)

Abstract: The main difference between resistances of subaqueous debris flows and the subaerial debris flows are the intermingling and shearing resistances acted on the surface of debris flows. By a series of experiments on the subaqueous debris flows and subaerial debris flows, we can get the velocity ratio of subaqueous debris flows and subaerial debris flows at the same conditions. The characteristics of debris flow, such as the yield stress, are strongly affecting the velocity relationship of subaqueous debris flows and subaerial debris flows. An equation on the velocity relationship of subaqueous debris flows and subaerial debris flows is given based on the dimensionless yield stress and density of debris flows by non hydroplaning subaqueous debris flows experiments. With the subaerial debris flows calculating, this equation is good at calculating the velocity of non hydroplaning subaqueous debris flows.

Key words: debris flow; subaqueous; velocity; hydroplaning; experimental study

^{*} The study is financially supported by the National Natural Science Foundation of China(No. 40271003).