黏性泥石流运动模型在蒋家沟的对比检验

杨红娟[1,2]，韦方强[2]，胡凯衡[2]

（1. 中国科学院 山地灾害与地表过程重点实验室，四川 成都 610041；
2. 中国科学院 水利部 成都山地灾害与环境研究所，四川 成都 610041）

摘　要：介绍了 Bagnold 模型、Takahashi 模型、费祥俊模型、Iverson 模型 4 个代表性黏性泥石流运动的模型，并利用云南省东川市蒋家沟的 23 阵泥石流测量资料对其进行对比检验。结果表明，Bagnold 模型模拟的流速值总体上与测量值接近，但是弥散应力无法支撑固相有效重力；Takahashi 模型模拟的流速值总体偏小；费祥俊模型模拟的水力坡降和断面平均流速均偏小；对 Iverson 模型的初步分析表明，蒋家沟泥石流具备维持受力平衡所需液化度的条件。参数敏感性分析表明，极限浓度对 Bagnold 模型和 Takahashi 模型影响较大，内摩擦角对费祥俊模型和 Iverson 模型影响较大。

关键词：黏性泥石流；模型；蒋家沟

文献标识码：B　　**文章编号**：1000-288X(2012)03-0182-06　　**中图分类号**：P642.23

Contrast Tests for Models on Viscous Debris Flow Using Observations from Jiangjiagou Watershed

YANG Hong-juan[1,2], WEI Fang-qiang[2], HU Kai-heng[2]

(1. *Key Laboratory of Mountain Hazards and Surface Process, Chinese Academy of Sciences, Chengdu, Sichuan* 610041, *China*; 2. *Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Sciences, Chengdu, Sichuan* 610041, *China*)

Abstract: Four representative models on viscous debris flow are introduced, including Bagnold's model, Takahashi's model, Fei's model and Iverson's model. Contrast tests for the four models are made using the data observed from 23 debris-flow surges in Jiangjiagou, Dongchuan City, Yunnan Province. The mean value of velocities simulated by Bagnold's model approximates to that of observations and however, simulated dispersion stress is not strong enough to sustain effective gravity of the solid phase. Simulated velocity by Takahashi's model is less than observations. Hydraulic gradient can be simulated by Fei's model, which is also less than observations. Primary analysis with Iverson's model shows that the liquefaction degree computed by stress balance equation can be achieved in Jiangjiagou watershed. Analysis of the sensitivity of each model to some parameters indicates that Bagnold's model and Takahashi's model are sensitive to the maximum possible concentration, while Fei's model and Iverson's model are sensitive to the internal friction angle.

Keywords: viscous debris flow; model; Jiangjiagou

泥石流是发生于山区的常见自然灾害，因其发生突然，冲击力强，冲淤幅度大，给山区经济建设和社会发展带来巨大威胁。

近年来，泥石流每年给我国造成的经济损失为 15～20 亿元，死难者达 250～500 人[1]。随着全球气候变化引起的极端天气事件的增加，以及大地震带来了大量松散堆积物，我国的泥石流发生频率将呈增加趋势，因此泥石流的预测预报和防灾避险工作应受到高度重视。

泥石流运动模型能够模拟泥石流流速、流量、冲击力等变量，对于泥石流防治工程设计和危险区划分具有重要意义。

根据容重和土水比，泥石流可分为高含沙水流、泥流、水石流、稀性泥石流、亚黏性泥石流、黏性泥石流和高黏性泥石流[1]，其中黏性泥石流是我国山区最为常见的一种泥石流。

我国研究者基于实际观测资料建立了多个估算黏性泥石流流速的经验公式。例如云南东川蒋家沟

收稿日期：2011-08-22　　修回日期：2011-09-17
资助项目：国家自然科学基金项目“泥石流流速垂向分布的观测实验研究”(40771026)；中国科学院水利部成都山地灾害与环境研究所青年百人团队项目“考虑细观颗粒效应的泥石流动理学模型研究”(SDSQB-2010-01)
作者简介：杨红娟(1982—)，女(汉族)，河南省襄城县人，博士，助理研究员，主要研究方向为泥石流运动力学。E-mail：yanghj@imde.ac.cn。

黏性泥石流估算公式[2],甘肃武都火烧沟、柳弯沟和泥弯沟黏性泥石流估算公式[3],西藏波密古乡沟黏性泥石流估算公式[4],以及舒安平等[5]建立的适用范围更广的黏性泥石流估算公式。经验公式计算简单,精度较高,可以应用于相关泥石流沟的防治工程设计。但是这些公式应用于其他泥石流沟时需要重新率定参数。

在利用经验公式估算黏性泥石流流速的同时,国内外研究者一直在探索泥石流运动的物理机制,并据此建立黏性泥石流运动模型,代表性模型有 Bagnold[6]的黏性泥石流运动模型,Takahashi[7]的黏性泥石流运动模型,费祥俊等[8]的非均质两相流模型和 Iverson[9]的液化摩擦模型。本文将利用云南东川蒋家沟典型黏性泥石流的观测资料对这些模型进行对比检验。

1　模型介绍

1.1　Bagnold 模型

Bagnold 根据无量纲量 N 将固体颗粒悬浮液的运动分为 3 个区域:

$$N=\frac{\lambda^{0.5}\rho_s d_p^2 l}{\eta} \tag{1}$$

式中:λ——线性浓度 $\lambda=1/[(C_{vm}/C_v)^{1/3}-1]$;$C_v$——悬浮液中固相的体积浓度;$C_{vm}$——极限浓度;$\rho_s$——颗粒密度(kg/m^3);$d_p$——颗粒代表粒径(m);$l$——剪切速率(1/s);$\eta$——液相的动力黏滞系数(Pa·s)。下同。

当 $N>450$ 时,悬浮液处于以固相碰撞力为主导的惯性区;当 $N<40$ 时,悬浮液处于以液相黏滞作用为主导的黏性区;$40\leqslant N\leqslant 450$ 为过渡区。

在黏性区,Bagnold 通过理论推导和实验数据拟合得到了剪应力 τ 的表达式:

$$\tau=2.25\lambda^{1.5}\eta l \tag{2}$$

同时,颗粒受到与剪应力垂直的弥散应力 p 的作用:

$$p=3.0\lambda^{1.5}\eta l \tag{3}$$

因此,对于二维均匀稳定的黏性泥石流,可以分别根据平行于沟床方向和垂直于沟床方向力的平衡方程得到断面的平均流速 U:

平行于沟床 $$U=\frac{\rho_c g\sin\theta h^2}{6.75\lambda^{1.5}\eta} \tag{4}$$

垂直于沟床 $$U=\frac{C_v(\rho_s-\rho_f)g\cos\theta h^2}{9\lambda^{1.5}\eta} \tag{5}$$

式中:ρ_c——泥石流容重(kg/m^3);ρ_f——液相容重(kg/m^3);g——重力加速度(m/s^2);θ——沟床倾角;h——泥深(m)。

1.2　Takahashi 模型

Phillips 等[10]探讨了相邻剪切面的中性悬浮颗粒之间作用力的表达式,Takahashi 等[7]对其进行修正并应用于黏性泥石流。

颗粒在运动中会与相邻剪切面上的颗粒发生碰撞,但是上下两侧碰撞次数不同,由此引起颗粒的垂向运动,带来垂向通量 N_c。固体颗粒的存在会增加液相的剪切变形,从而使泥石流体的黏度大于液相的黏度。

颗粒体积浓度越大,泥石流体黏度越大,对颗粒运动的阻力也大,因此颗粒碰撞因浓度分布的不均匀性带来垂向通量 $N_{\eta a}$。颗粒所受重力大于浮力,由此带来垂向通量 N_s。三者的表达式分别为:

$$N_c=-K_c d_p^2\left(C_v^2\frac{\mathrm{d}l}{\mathrm{d}y}+C_v l\frac{\mathrm{d}C_v}{\mathrm{d}y}\right) \tag{6}$$

$$N_{\eta a}=-K_{\eta a} l C_v^2\frac{d_p^2}{\eta_a}\frac{\mathrm{d}\eta_a}{\mathrm{d}C_v}\frac{\mathrm{d}C_v}{\mathrm{d}y} \tag{7}$$

$$N_s=-\frac{2}{9}\frac{d_p^2(\rho_s-\rho_f)g\cos\theta}{\eta_a}C_v(1-C_v) \tag{8}$$

式中:K_c,$K_{\eta a}$——常数;η_a——泥石流体的黏滞系数,通过式(9)计算:

$$\eta_a=\eta(1-C_v/C_{vm})^{-1.82} \tag{9}$$

对于二维均匀稳定流,$N_c+N_{\eta a}+N_s=0$,因此,根据泥石流体在床面处的体积浓度和断面平均体积浓度,可以得到 C_v 的垂向分布。

Takahashi 等将泥石流体视为牛顿体,剪应力为:

$$\tau=\eta_a l \tag{10}$$

于是,根据 C_v 的垂向分布可以计算各高度处的 η_a,进而通过平行于沟床方向力的平衡方程计算 l,通过积分得到整个断面的平均流速。

1.3　费祥俊模型

费祥俊等从能量传输的角度解释黏性泥石流的运动:泥石流中的细颗粒为悬移质,消耗的能量来自水流的紊动动能;粗颗粒为推移质或层移质,主要通过摩擦作用传递能量。细颗粒运动阻力以能坡形式表达为:

$$J_s=\frac{1}{gR}[27.8\omega_0 C_{vf}^{2/3}(\frac{4R}{d_0})^{1/9}]^2\cdot\frac{\rho_f}{\rho_c} \tag{11}$$

式中:R——水力半径(m);d_0——液相的上限粒径(m);ω_0——d_0 对应的颗粒沉降速度(m/s);C_{vf}——液相中固体颗粒的体积浓度。下同。

粗颗粒运动阻力以能坡形式表达为:

$$J_b=C_{vc}(\frac{\rho_s-\rho_f}{\rho_c})\tan\alpha \tag{12}$$

式中:C_{vc}——泥石流体中粗颗粒的体积浓度;α——粗颗粒的内摩擦角。

因此，泥石流的运动阻力以能坡形式表达为：

$$J=J_s+J_b \tag{13}$$

泥石流动力学研究中的一个重要问题是液相上限粒径如何确定。费祥俊模型通过引入河流动力学中的最小能耗原理解决这一问题，即设定不同的 d_0，根据粒径级配曲线和泥石流容重计算 C_{vf}，C_x，进而得到相应的 J_s，J_b 和 J，J 的最小值 $J_{\min}$ 对应的 d_0 为液相实际上限粒径。d_0 确定后，根据悬移质的最小不淤流速估算泥石流的断面平均流速：

$$U=27.8\sqrt{\frac{8}{f}}\omega_0 C_{vf}^{2/3}\left(\frac{4R}{d_0}\right)^{1/9} \tag{14}$$

式中：f——阻力系数。

1.4 Iverson 模型

Iverson 开展了大型泥石流水槽实验，监测断面底部的总压力和孔隙水压力。实验发现泥石流龙头的含水量未达到饱和，龙身则处于饱和状态，且存在高附加孔隙水压力，使得泥石流体大部分液化，Iverson 据此提出了泥石流运动的液化摩擦模型。该模型认为泥石流为不稳定流，流体中粒径小于 0.05 mm的固体颗粒和水构成液相，大于 0.05 mm 的固体颗粒为固相。液相之间的剪应力为黏滞力，固相之间的剪应力为摩擦力。泥石流在启动阶段因颗粒重新排列产生较高的附加孔隙水压力，该压力在泥石流运动中能够保持较长时间，从而能够减小摩擦力。Savage 等[11]在该模型基础上将饱和土固结排水过程和动量方程耦合起来，建立从泥石流液化启动到沉积的一维演进方程。

2 模型检验

2.1 数据来源

蒋家沟位于云南省东北部，流域内山高坡陡，岩体破碎，泥石流爆发频繁。蒋家沟的泥石流观测始于 1961 年，50 a 来，经过云南省东川矿务局、中国科学院等单位工作人员的不懈努力，取得了大量与泥石流形成、运动、防治相关的第一手资料。

本文采用 1974 年 7 月 16 日和 1975 年 8 月 8 日两场共 23 阵黏性泥石流的资料[1]，包括泥深、容重、断面平均流速、沟床坡降、粒径级配、以及粒径小于 2 mm的颗粒和水构成的浆体的黏滞系数等，除粒径级配外均列于表 1。根据蒋家沟泥石流的测量资料，泥石流中粒径小于 2 mm 的颗粒含沙量相对稳定[12]，且常规流变实验的上限粒径为 2 mm，因此本文在应用 Bagnold 模型和 Takahashi 模型时取 2 mm 为液相的上限粒径。

表 1 蒋家沟泥石流观测数据[1]及模型模拟结果

编号	泥深/m	密度/(kg·m^{-3})	流速/(m·s^{-1})	浆体黏滞系数/(Pa·s)	沟床比降	模拟断面平均流速/(m·s^{-1})		
						Bagnold 模型	Takahashi 模型	费祥俊模型
1	1.70	2 077	8.94	0.949	0.060	—	10.96	6.59
2	1.50	2 204	8.84	1.453	0.063	17.59	6.00	4.52
3	2.00	2 210	7.36	1.360	0.063	—	11.54	5.41
4	2.00	2 250	7.89	1.549	0.063	—	10.07	5.45
5	0.95	2 164	10.00	1.609	0.063	10.74	2.14	3.72
6	0.55	2 251	7.36	2.106	0.063	1.35	0.55	2.06
7	1.10	2 074	7.63	0.972	0.063	—	4.62	5.30
8	1.00	2 190	7.63	1.506	0.063	7.08	2.61	3.94
9	0.90	2 206	7.32	1.424	0.063	5.81	2.22	3.57
10	0.70	2 186	6.63	1.224	0.063	4.64	1.57	3.13
11	2.04	2 267	6.90	3.430	0.055	7.97	4.16	3.74
12	2.50	2 220	6.90	3.990	0.055	15.22	5.38	5.28
13	2.26	2 213	6.60	3.500	0.055	14.69	5.03	4.35
14	0.65	2 236	5.00	3.110	0.055	1.18	0.47	2.10
15	1.22	2 208	6.90	2.740	0.055	5.44	1.89	3.64
16	1.68	2 276	7.45	2.960	0.055	6.57	3.21	3.59
17	1.07	2 285	5.80	2.210	0.055	3.65	1.85	2.92
18	1.61	2 250	7.70	3.100	0.055	6.97	2.83	3.91
19	1.77	2 239	7.70	2.710	0.055	9.17	4.00	4.40
20	1.09	2 252	6.40	2.610	0.055	3.89	1.53	3.23
21	1.20	2 204	6.00	2.940	0.055	5.91	1.66	3.63
22	1.45	2 246	7.40	3.340	0.055	5.47	2.13	2.93
23	1.03	2 122	5.80	3.270	0.055	4.59	1.14	3.56

2.2　Bagnold 模型的计算结果

颗粒代表粒径取固相的中值粒径,极限浓度取 0.74,根据实测流速和泥深估算剪切速率,由此得到的 Bagnold 数 N 范围为 2～17,初步判断利用黏性区公式计算泥石流流速。l 的垂向分布不均匀,床面处最大,该处的 N 值可能超出黏性区,因此根据黏性区公式计算出 l 后需要在该处校核 N 值所处区间。结果表明,利用平行沟床方向受力平衡计算 l 时,23 阵泥石流中有 4 阵底部处于过渡区,上部处于黏性区,其余 19 阵全部位于黏性区,其断面平均流速模拟值如表 1 所示。模拟值均值为 7.26 m/s,相应阵次测量值均值为 7.07 m/s,二者比较接近,但是有 3 阵泥石流模拟值显著偏大,4 阵显著偏小,因此模型模拟的各阵流速相对误差的平均值高达 40%。模拟值与测量值的相关系数较低,$R^2=0.27$。

利用垂向受力平衡的计算结果表明,23 阵泥石流中只有 15 阵全部位于黏性区,其流速测量值均值为 6.93 m/s,模拟值均值为 19.26 m/s,其模拟值显著偏大。

可以看出,式(5)计算出的流速远大于式(4)计算出的流速,若使二者相等,固相体积浓度应满足:

$$C_v'=\frac{\rho_f\tan\theta}{(\rho_s-\rho_f)(0.75-\tan\theta)} \tag{15}$$

根据表 1 数据计算出的 C_v' 的平均值为 0.152,实测固相体积浓度的平均值为 0.493,因此弥散应力 p 只能支撑固相有效重力的 31%,泥石流体中必然存在其他作用力用于支撑其余 69%的有效重力。

2.3　Takahashi 模型的计算结果

参考 Takahashi[7] 的计算,床面处固相体积浓度取 $0.95C_{vm}$,由此模拟的断面平均流速列于表 1。23 阵泥石流流速测量值的均值为 7.22 m/s,模拟值均值为 3.81 m/s,远小于测量值,二者的相关系数 $R^2=0.19$。以编号为 1 的阵次为例,模型模拟的浓度和流速的垂向分布如图 1—2 所示。

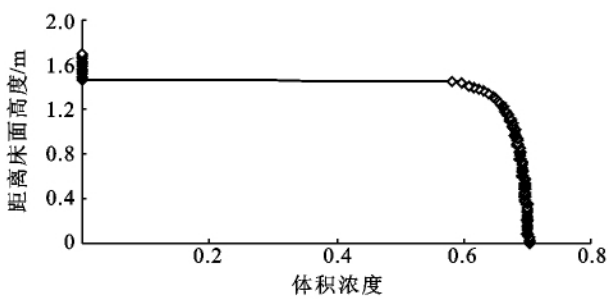


图 1　Takahashi 模型模拟的阵次 1 垂向浓度分布

从床面开始浓度缓慢减小,流速逐渐增加,到达一定高度后浓度迅速下降到 0,由此引起泥石流黏度的急剧下降,进而使流速迅速增加。因此模型模拟的表面流速均为断面平均流速的 4.5 倍左右,即垂向流速系数(平均流速与表面流速之比)约为 0.22。康志成等[1] 利用漂浮物在蒋家沟测量泥石流中泓位置的表面流速,以直径与泥深接近的石块的运动速度近似垂向平均流速,由此估算垂向流速系数为 0.7 左右,Takahashi 模型的模拟值远小于该估算值。

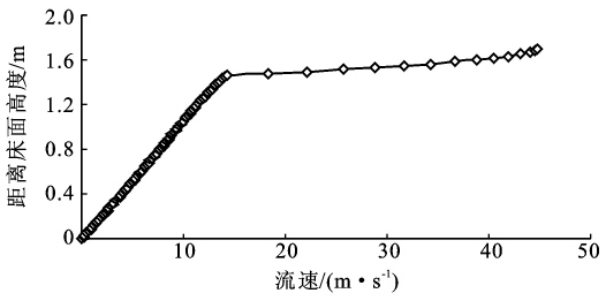


图 2　Takahashi 模型模拟的阵次 1 垂向流速分布

2.4　费祥俊模型的计算结果

根据东川站的记录[13],蒋家沟泥石流泥面宽度远大于泥深,因此按宽浅沟道处理,水力半径≈泥深。费祥俊模型计算的液相上限粒径为 10.4～34.2 mm,该值与表 1 中的浆体黏滞系数相关性较强,相关系数 $R^2=0.67$。模型计算的最小坡降 J_{min} 为 0.013～0.046,与浆体黏滞系数也具有较强的相关性,$R^2=0.72$。式(14)计算的流速为最小不淤流速,也是最小坡降 J_{min} 对应的流速。

表 1 列出的沟床坡降大于 J_{min},因此实际流速应大于最小不淤流速,沟床发生冲刷。表 1 所列数据证明了第一点,费祥俊模型模拟的 23 阵泥石流的断面平均流速为 2.06～6.59 m/s,平均值为 3.96 m/s,远小于测量值,二者的相关系数 $R^2=0.25$。沟床的冲淤情况没有测量记录,无法对第二点进行证明。但是根据观察,蒋家沟黏性泥石流阵流在"铺床"结束后基本处于冲淤平衡状态。补充一下,费祥俊模型模拟的流速平均值与 Takahashi 模型类似,但是二者有本质不同,前者的流速对应的坡降是 J_{min},而后者是根据实际坡降计算出来的。

2.5　Iverson 模型的初步分析

根据 Iverson 模型,黏性泥石流的运动阻力主要来自摩擦力。康志成等[1] 的试验表明黏性泥石流自然风干情况下内摩擦角为 29.8°,本文取该值进行计算。泥石流体在平行于沟床方向的受力平衡要求固相(粒径大于 0.05 mm 的颗粒)的液化程度为 60%～

71%，平均为 68%。根据一维渗流固结理论，单面排水情况下饱和土完全固结需要的时间为：

$$T\approx\frac{2.44h^2\eta}{(2-C_v)Ek} \tag{16}$$

式中：E——土体抗压刚度(Pa)；k——土体渗透系数(m^2)。

蒋家沟泥石流碎屑土渗透试验[14]表明，$k\approx 8.7\times10^{-13}$ m^2，粒径小于 0.05 mm 的液相部分的黏滞系数没有测量记录，因此通过式(9)估算，为 0.002 5 Pa·s。式(9)适用于无黏性颗粒悬浮液，因此 0.002 5 Pa·s 是液相部分的最小黏度。对于一般土体，$E=10^3\sim10^5$ Pa[9]，由此计算的完全固结时间为 27～2 700 h，固结完成 32%需要的时间为 1.7～170 h。蒋家沟泥石流源地距观测断面约 10 km，因此土体从液化启动运动到观测断面时保留 68%的液化度是完全可能的。

3 模型参数的敏感性分析

各模型的应用均涉及参数取值问题，其中极限浓度 C_{vm}是 Bagnold 模型、Takahashi 模型和费祥俊模型的重要参数，内摩擦角 α 是费祥俊模型和 Iverson 模型的重要参数。为评价参数取值对模拟结果的影响，本文对这 2 个参数进行敏感性分析。

3.1 模型对 C_{vm}的敏感性分析

均匀球形颗粒的 C_{vm}可通过几何分析得到，为 0.74。泥石流中颗粒有棱角且组成范围广，因此 C_{vm}的取值应大于 0.74。康志成等[1]利用试验资料建立了 C_{vm}与泥石流容重的经验关系，该式计算的 C_{vm}包含了细颗粒的影响，因此不能直接用于粒径大于 2 mm的粗颗粒的极限浓度计算。尽管如此，我们利用该式计算蒋家沟泥石流 C_{vm}的可能最大值，蒋家沟观测到的最高泥石流容重为 2 372 kg/m^3，对应的 $C_{vm}=0.82$，因此以 0.82 分析模型对 C_{vm}的敏感性。

Bagnold 模型模拟的流速随 C_{vm}增加而增加，$C_{vm}=0.82$ 时 19 阵泥石流的平均流速为 10.52 m/s，与 $C_{vm}=0.74$ 相比增加 45%。Takahashi 模型模拟的流速同样随 C_{vm}增加而增加，增幅达 95%左右。$C_{vm}=0.82$ 时 23 阵泥石流的模拟流速平均值为 7.38 m/s，与测量值 7.22 m/s 接近，但是二者的相关系数依然较小，$R^2=0.20$。费祥俊模型中需要根据 C_{vm}和表 1 中的浆体黏滞系数计算泥石流体的黏滞系数，因此 C_{vm}对模拟结果也有影响，但是影响较小，$C_{vm}=0.82$ 与 $C_{vm}=0.74$ 相比模拟的分界粒径平均降低 3.3 mm，J_{min}平均增加 0.004，流速则增加 0.31 m/s，增幅为 8%。

3.2 模型对内摩擦角的敏感性分析

对蒋家沟砾石土内摩擦角的已有研究[15-17]表明，内摩擦角随含水量增加而减小，随粗颗粒含量增加而增大。费祥俊模型中摩擦系数 $\tan\alpha=0.40[1+(C_{vc}/C_{vm})^{0.8}]^{1/3}$。

本文以 Bagnold[6]转筒实验所得的 0.32 和 0.75 为例对其进行敏感性分析。总体而言，摩擦系数增大，液相上限粒径、最小坡降以及最小不淤流速均增大，$\tan\alpha=0.32$ 时模型模拟的 3 个物理量的平均值分别为 20.7 mm，0.021，3.30 m/s，$\tan\alpha=0.75$ 时分别为 25.1 mm，0.041，5.05 m/s。图 3 将 3 组摩擦系数计算的最小坡降和最小不淤流速点绘在一起，可以看到二者基本为线性关系，根据图 3 中的拟合式计算 23 阵泥石流平均坡降 0.058 3 对应的流速为5.99 m/s，该值仍然比测量平均值偏小 17%。

对于 Iverson 模型，摩擦系数越大需要的液化度越高，对应的平均液化度为 75%，土体从完全液化固结到该液化度所需时间为 1.3～130 h，该时段内泥石流仍然足以从源地运动到观测断面。

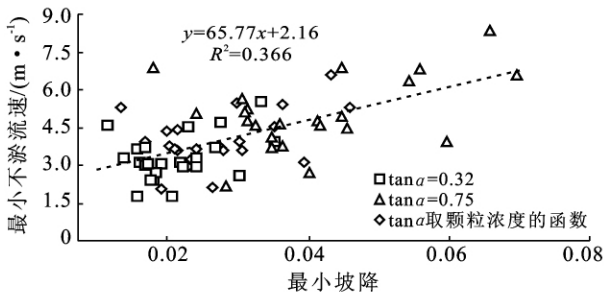


图 3 不同摩擦系数 tanα 取值下费祥俊模型模拟的最小坡降和最小不淤流速

4 结 论

本文对 Bagnold 模型、Takahashi 模型、费祥俊模型、Iverson 模型等黏性泥石流运动模型进行了介绍，并利用蒋家沟的观测数据对其进行初步检验和参数敏感性分析。

(1) Bagnold 模型模拟的泥石流流速总体上与测量值接近，但是弥散应力无法支撑固相有效重力；Takahashi模型模拟的泥石流流速总体偏小；费祥俊模型模拟的水力坡降和断面平均流速均偏小；Iverson 模型流速模拟复杂，本文只计算了稳定条件下的液化度，初步分析表明蒋家沟泥石流具备维持该液化度的条件。

(2) 敏感性分析表明，极限浓度取值对费祥俊模型影响较小，对 Bagnold 模型影响较大，对 Takahashi

模型影响显著；摩擦系数取值对费祥俊模型和 Iverson 模型影响均较大，因此还需要进一步开展这 2 个参数的取值研究。

(3) 各模型建模的基本假定不同：Bagnold 模型和 Takahashi 模型认为黏性泥石流为牛顿体，费祥俊模型认为黏性泥石流处于紊流状态。一些研究者已经开始了泥石流内部流速的测量工作[18-19]，因此除利用平均流速对模型进行检验外，对垂向流速分布的研究有望提供进一步的检验手段。

[参 考 文 献]

[1] 康志成，李焯芬，马蔼乃，等. 中国泥石流研究[M]. 北京：科学出版社，2004：21-22，106-109，229-230.

[2] 吴积善，康志成，田连权，等. 云南蒋家沟泥石流观测研究[M]. 北京：科学出版社，1990：118-123.

[3] 中国科学院兰州冰川冻土研究所，甘肃省交通科学研究院. 甘肃泥石流[M]. 北京：人民交通出版社，1982：27-43.

[4] 程尊兰，刘雷激. 西藏古乡沟泥石流流速[J]. 山地研究，1997，15(4)：293-295.

[5] 舒安平，费祥俊. 黏性泥石流运动流速与流量计算[J]. 泥沙研究，2003(3)：7-11.

[6] Bagnold R A. Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a newtonian fluid under shear [C]// Proceedings of the Royal Society A, 1954，225：49-63.

[7] Takahashi T. Debris Flow: Mechanics, Prediction and Countermeasures [M]. Taylor & Francis, Leiden, 2007：92-101.

[8] 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，2004：160-178.

[9] Iverson R M. The physics of debris flows [J]. Reviews of Geophysics, 1997，35(3)：245-296.

[10] Phillips R J, Armstrong R C, Brown R A. A constitutive equation for concentrated suspensions that accounts for shear-induced particle migration [J]. Phys. Fluids, 1992，A4(1)：30-40.

[11] Savage S B, Iverson R M. Surge dynamics coupled to pore-pressure evolution in debris flows [C]// Rickenmann D, Chen C L. Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment. Rotterdam: Millpress, 2003：503-514.

[12] 王裕宜，詹钱登，严璧玉，等. 泥石流体结构和流变特性[M]. 长沙：湖南科学技术出版社，2001：5-7.

[13] 康志成，崔鹏，韦方强，等. 中国科学院东川泥石流观测研究站观测实验资料集(1961—1984)[M]. 北京：科学出版社，2006：136-138.

[14] 王裕宜，邹仁元，刘岫峰. 泥石流启动与渗透系数的相关研究[J]. 土壤侵蚀与水土保持学报，1997，3(4)：76-82.

[15] 王裕宜. 泥石流侵蚀过程中应力特征的分析研究[J]. 中国地质灾害和防治学报，1996，7(2)：12-20.

[16] 胡明鉴，汪稔，张平仓. 蒋家沟流域松散砾石土斜坡滑坡频发原因[J]. 岩石力学与工程学报，2002，21(12)：1831-1934.

[17] 魏厚振，汪稔，胡明鉴，等. 蒋家沟砾石土不同粗粒含量直剪强度特征[J]. 岩土力学，2008，29(1)：48-52.

[18] Itakura Y, Kitajima T, Endo K, et al. A new double dual-axes accelerometer debris-flow detection system [C]// Wieczorek G F, Naeser N D. Debris-flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment. Rotterdam: Balkema, 2000：273-281.

[19] Hanisch J, Ergenzinger P, Bonte M. Dumpling: an "intelligent" boulder for studying internal process of debris flows [C]// Rickenmann D, Chen C L. Debris-flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment. Rotterdam: Millpress, 2003：843-849.

(上接第 177 页)

[9] U. S. Soil Conservation Service. Technical Release 55: Urban hydrology for small watersheds[M]. U. S. Departmen of Agriculture, Washington, D. C., 1986(55)：49-52.

[10] Mishra S K, Jain M K, Babu P S, et al. Comparison of AMC-dependent CN-conversion formulae[J]. Water Resources Management, 2008，22(10)：1409-1420.

[11] Iowa State University Institute for Transportation. 2C-5 NRCS TR-55 mehodology[Z]. Iowa Stormwater Management Manual, 2008，12.

[12] Shadeed S, Almasri M. Application of GIS-based SCS-CN method in West Bank catchments, Palestine[J]. Water Science and Engineering, 2010，3(1)：1-13.

[13] Mishra S K, Singh V P. Validity and extension of the SCS-CN method for computing infiltration and rainfall-excess rates [J]. Hydrological Processes, 2004，18(17)：3323-3345.

[14] Liu Xianzhao, Li Jiazhu. Application of SCS model in estimation of runoff from small watershed in Loess Plateau of China[J]. Chinese Geographical Science, 2008，18(3)：235-241.