

## 泥石流运动阻力特性及其研究进展

崔鹏<sup>1,2</sup>, 唐金波<sup>1,2,3</sup>, 林鹏智<sup>4</sup>

(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;  
3. 中国科学院 青藏高原地球科学卓越创新中心 北京 100101; 4. 四川大学 水力学与山区河流开发保护国家重点实验室 四川 成都 610065)

**摘要:** 泥石流是一种由液相浆体和固相粗颗粒构成的特殊两相流体,其运动和动力性质研究的关键在于科学认识和描述其阻力特性。泥石流的阻力可以分为内部阻力和外部阻力:外部阻力是沟道底床和侧壁与泥石流流体相互作用的结果,与沟床的粗糙度、几何形态及泥石流流体的性质相关。内部阻力与泥石流流体的物质构成有关,黏性细颗粒含量较多的黏性泥石流在运动过程中固、液两相的相对速度不明显,可以将黏性泥石流看成是一种均匀的混合流体,用伪单相进行模拟,但其内部阻力仍应分为液相浆体阻力和固相颗粒间的阻力;黏性细颗粒含量较少的泥石流,液相浆体对粗颗粒的约束作用较小,存在明显的相间速度,诸如黏性拖曳力、附加质量力等相间作用力的影响非常重要。浆体中的细颗粒物质对泥石流运动阻力具有非常重要的影响,细颗粒物质的含量改变了液相浆体的阻力特性,包括屈服应力和黏性系数,而浆体的黏性将进一步改变固相颗粒间的相互作用。通过分析黏性泥石流的阻力特性,初步提出泥石流的综合阻力模型。

**关键词:** 泥石流; 内部阻力; 外部阻力; 消能; 细颗粒含量

中图分类号: TV144

文献标志码: A

### Research Progress of Resistance Character of Debris-flow

CUI Peng<sup>1,2</sup>, TANG Jinbo<sup>1,2,3</sup>, LIN Pengzhi<sup>4</sup>

(1. Key Lab. of Mountain Hazards and Earth Surface Processes, Chinese Academy of Sciences, Chengdu 610041, China;

2. Inst. of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Sciences and Ministry of Water Conservancy, Chengdu 610041, China;

3. Center for Excellence in Tibetan Plateau Earth Sciences, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China;

4. State Key Lab. of Hydraulics and Mountain River Eng., Sichuan Univ., Chengdu 610065, China)

**Abstract:** Debris-flow is a kind of two-phase fluid, which contains liquid-phase with slurry and solid-phase with coarse grains. The resistance characteristics, which can be divided into internal resistance and external resistance, is a critical factor for the study of kinematic and dynamic of debris-flow. The external resistance caused by interaction between debris-flow and gully-bed and gully-wall depends on the roughness, geometric shape of gully and properties of debris-flow. The debris-flow can be classified into viscosity debris-flow and two-phase debris-flow for understanding their internal resistance characteristics. For the former, the solid-phase and liquid-phase during the motion have no obvious slip velocity, therefore viscosity debris-flow could be identified as a kind of homogeneous mixing fluid and modeled by pseudo-homogenous fluid. However, for the two-phases debris-flow, the solid-phase and liquid-phase have obvious slip velocity; the stress forces due to solid-liquid interaction, such as viscosity drag force and virtual mass force etc., play critical role and thus the stress due to interactions of solid grains, which comes from granular flow, is a key factor. The Fine contents in liquid-phase slurry has a huge effect on the resistance character of a debris flow and can change the resistance character of liquid-phase slurry, including yield stress and viscosity coefficient. Furthermore, the viscosity coefficient of slurry can have effects on stress due to interaction of solid grains. A comprehensive resistance model of debris-flow, including internal resistance and external resistance, was proposed.

**Key words:** debris-flow; internal resistance; external resistance; energy dissipation; fine contents

收稿日期: 2015-12-15

基金项目: 中国科学院重点部署资助项目(KZZD-EW-05-01); 中国科学院科技服务网络计划(STS计划)资助项目(KFJ-EW-ST-094); 国家自然科学基金国际合作重点资助项目(41520104002)

作者简介: 崔鹏(1957—),男,中国科学院院士,研究方向:泥石流等山地灾害。E-mail: pengcui@imde.ac.cn

网络出版时间: 2016-4-22 10:24:15 网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/51.1596.T.20160422.1024.001.html>

<http://jsuese.scu.edu.cn>

泥石流是山区常见的一种介于滑坡和洪水之间的特殊流体,通常由饱水滑坡转化或由地表径流侵蚀沟道或坡面物质形成<sup>[1-2]</sup>。泥石流一旦形成,在重力驱使下,碎石、沙、黏土和水充分搅拌而成的混合流体沿着沟道或坡面向下流动,具有很强的破坏性,常常造成毁灭性灾害。泥石流的危害性表现在运动过程中具有大冲大淤特性和巨大冲击力,这又取决于其运动和动力特性,特别是对运动速度起决定性作用的阻力特性,阻力小,流速快,则破坏力大。因此,泥石流的运动阻力不仅是运动规律和动力学最基本的科学问题,也是灾害风险评估与防治工程设计的关键参数及泥石流研究的核心科学问题之一。

泥石流体的性质与水的含量、黏粒含量、颗粒的粒径分布等有关<sup>[1,3-5]</sup>。王兆印等<sup>[6]</sup>依据黏性细颗粒(黏土和沙)含量将泥石流分为细颗粒含量较多的黏性泥石流和细颗粒含量较少的两相泥石流,并指出这两种类型的泥石流具有不同的运动阻力特性。对于黏性泥石流,粗颗粒物质和浆体之间没有明显的相对运动,而两相流泥石流的粗颗粒物质和浆体之间存在明显的相对运动。

对泥石流运动阻力的研究,主要是计算泥石流的流速、流量等动力学参数。长期以来,泥石流流速都是基于均匀流条件下的曼宁公式<sup>[7]</sup>:  $v = \frac{1}{n} R^{2/3} J^{1/2}$  (式中:  $n$  为曼宁糙率系数;  $R$  为水力半径;  $J$  为水力坡降,表示单位重量的流体在单位长度上的机械能损失,在均匀流条件下等于沟床的底坡坡降  $i_0$ )。考虑曼宁糙率系数  $n$  对泥石流运动的阻碍作用<sup>[8]</sup>,进而依据不同的沟床特性及实际调查资料,给出糙率  $n$  的取值范围<sup>[9-10]</sup>。其中一些公式还通过观测数据进行参数的厘定,使得公式具有较好的应用性<sup>[5,11-13]</sup>,因而在洪水和泥石流流速计算中被广泛应用。然而,上述泥石流的计算公式大部分是针对某一泥石流沟道所得到的统计经验公式,具有一定的局限。众所周知,曼宁公式所用的糙率系数既包括泥石流外部阻力因素,也包含泥石流的内部阻力因素<sup>[14]</sup>。这些计算公式并没有将内部糙率系数和外部糙率系数的影响分开讨论,而是通过定义综合糙率系数反映泥石流的阻力特性,此种方式模糊了内部阻力和外部阻力的影响因素,不利于进一步认识泥石流运动阻力特性。朱兴华等<sup>[8]</sup>将曼宁糙率系数分为内部糙率系数和外部糙率系数,分析了云南蒋家沟黏性泥石流的阻力特性,研究表明蒋家

沟黏性泥石流沟道的外部阻力相对稳定,约为  $0.023 \text{ m/s}^{1/2}$ 。但蒋家沟为典型的黏性泥石流沟道,不能代表两相流泥石流沟道的外部糙率,且不同的泥石流沟道,其沟道形态和粗糙度也不一样。因此,基于蒋家沟资料确定的外部糙率值,在其他沟道应用时有一定局限。对于一般的泥石流沟道,由于缺乏实测资料,泥石流外部糙率很难确定,还需要进一步研究。

事实上,目前用于泥石流流速计算的曼宁公式只适用于均匀流条件下,且只在阻力平方区成立<sup>[7]</sup>。对于真实地形上发生的泥石流,均匀流假设很难成立,该情况下,曼宁公式的运用必然带来很大误差<sup>[15]</sup>。而另一方面,泥石流流速公式中曼宁糙率系数的确定在很大程度上依赖于某一条确定沟道,缺乏很好的普适性。因此,如何获得普遍适用的泥石流阻力模型成为泥石流阻力研究的核心问题。朱兴华等<sup>[8]</sup>将泥石流的阻力分为内部阻力和外部阻力,为进一步分析泥石流的阻力特性提供了新思路,并指出外部阻力特性与泥石流的沟道性质有密切关联。通常来说,泥石流沟道越粗糙,对泥石流的外部作用也越大。

泥石流的内部阻力特性与泥石流体本身的物质组成及运动流态有关。研究黏性泥石流动力特性时,长期以来将泥石流流体看成一个混合流体,利用伪一相流理论,将泥石流流体作为一种结构性很强的 Bingham 流体来考虑泥石流的阻力特性<sup>[16-19]</sup>。Huang 等<sup>[20]</sup>指出 Bingham 流体模型通常仅用于只含有细颗粒物质的泥流。Iverson 等<sup>[21-22]</sup>针对伪一相流的缺点,从固液两相流理论出发,提出泥石流运动的混合流模型,将泥石流的运动阻力分为固相阻力和液相阻力,更精细地描述了泥石流的运动过程,但是混合流模型只能适用于准静止流态下的泥石流运动。对于两相流泥石流, Takahashi 根据 Bag-nold<sup>[23]</sup>的试验研究结果,认为颗粒间的相互作用尤其是颗粒间的碰撞作用是泥石流的主要阻力来源,液相阻力和相间作用相比较可以忽略<sup>[24-25]</sup>。而 Pitman<sup>[26]</sup>、Berzi<sup>[27]</sup>及 Pudasaini<sup>[28]</sup>等的研究表明,由于固相和液相之间存在着明显的相对运动,使得固相和液相间的相间作用力非常重要,在考虑固相和液相的相互运动时,不能将其忽略。由于对相间作用的认识不足及数学处理的困难,目前对于固、液两相间相互作用的研究相对比较简单,仍需要进一步研究。

目前对泥石流阻力特性的认识仍然存在不足,

在一定程度上影响了泥石流流动力学过程模拟的可信度。将泥石流分为黏性泥石流和两相流泥石流,不同沟道形态和粗糙度对外部阻力特性的影响及泥石流流体本身的物质组成和运动状态对内部阻力的影响仍需进一步研究。

## 1 泥石流运动阻力构成

底床和沟床侧壁作为水流运动的边界条件,使得水流在运动过程中在边壁附近形成黏性边界层阻碍流体运动<sup>[29]</sup>。与一般明渠水流类似,底床和沟床侧壁作为泥石流运动的边界条件,也会对泥石流的运动产生阻碍作用。这种由于边界条件引起的阻碍作用可称为外部阻力,如图1所示。从动力学观点看,外部阻力作为力边界条件是由流体自身性质和边壁性质所确定的<sup>[30]</sup>,即

$$S_{\text{外}} = n \cdot T - n(n \cdot T \cdot n) \quad (1)$$

式中:  $S_{\text{外}}$  为泥石流与边界相互作用产生的切应力,在泥石流运动过程中表现为阻碍作用;  $n$  为沟道的单位外法向量;  $T$  为泥石流体的应力张量。由于野外真实沟道往往由不规则的颗粒物质组成,沟道表面粗糙不平,  $n$  的方向很难确定(图1)<sup>[31]</sup>。因此,实际应用中,通常用沟道的粗糙系数对外部阻力进行量化。

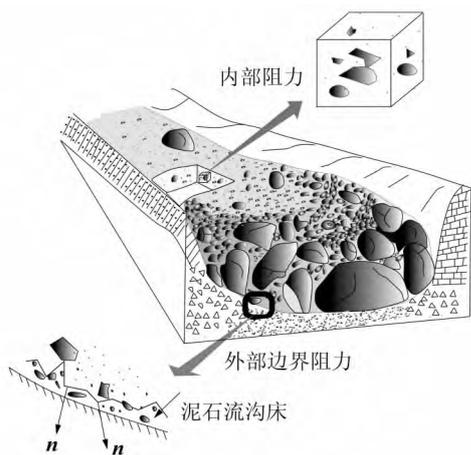


图1 泥石流运动阻力示意图

Fig.1 Schematic diagram of the resistance of debris flow

曼宁公式作为水力学中最常用的流速计算公式,即  $v = \frac{1}{n} R^{2/3} J^{1/2}$ ,其运用需要确定沟道的断面形态(计算水力半径  $R$ )、水力坡降  $J$  及糙率系数  $n$ 。将此公式重新变换得到  $J = \frac{n^2}{R^{4/3}} v^2$ ,也即外部阻力坡降与沟床的粗糙系数、水力半径及流体的运动流速有

关。水力半径可根据野外调查的断面形态获得;目前对于黏性泥石流的外部糙率系数,可根据中国泥石流界的估算,其平均值约为 0.033<sup>[14]</sup>,而野外沟道的粗糙度千变万化,很难确定出一个统一的糙率系数。要确定一条沟道的糙率系数,需要该沟道大量的野外观察数据,而大多数的沟道都缺乏系列观察数据。

朱兴华等<sup>[8]</sup>把泥石流在运动过程中所受到的阻力分为外部阻力和内部阻力(图1)。泥石流的外部阻力本质是泥石流与沟床底部和侧壁接触面上的力边界条件。与一般的水流不同,泥石流流体中的颗粒离散地分布在泥石流液相浆体中,颗粒间的接触摩擦和非弹性碰撞作用增加了泥石流在运动过程中的能量损失,从宏观上表现出阻力特性。这种由于内部耗能所引起的阻碍作用可称为内部阻力(图1)。一些学者考虑用泥石流的内部糙率系数来量化泥石流的内部阻力<sup>[32]</sup>,结合曼宁公式计算出泥石流的流速。这种方式利用量纲分析,可最大限度地考虑泥石流的物质组成对泥石流运动阻力的影响,进一步将内部糙率系数和外部糙率系数相结合即可得到泥石流的综合糙率系数。但综合糙率系数的确定仍需获取大量的前期观测数据,这对于缺乏长期观测数据的泥石流沟道难以实现。因此,缺乏前期观测数据在一定程度上限制了曼宁公式的应用和推广。针对这种局限,钱宁等<sup>[33]</sup>总结了不同形态的沟道的糙率系数,主要应用于缺乏实测资料的泥石流沟道。然而,由于缺乏理论依据,使得糙率系数在取值时具有较强的主观性。总之,曼宁公式用于泥石流流速计算时,往往需要大量的前期观测数据,故根据泥石流的本身特性发展阻力模型显得尤为重要。

泥石流是一种特殊的固、液两相流体,其物质组成包含小到微米级的细小黏土,大到数米的粗大砾石,颗粒级配很宽<sup>[1-3]</sup>。这种宽级配物质组成使得泥石流的阻力特性变得非常复杂。为简化复杂性,通常取 2 mm 以下的细颗粒物质与水组成的混合浆体作为泥石流体的液相,2 mm 以上的颗粒物质作为泥石流体的固相<sup>[34]</sup>。这种固液分界的划分有助于理解和分析泥石流运动阻力。

王兆印等<sup>[6]</sup>认为,细颗粒含量达 60% 的云南省东川区蒋家沟泥石流就是典型的黏性泥石流。在其运动过程中固相和液相没有明显的分离,组成了结构性很强的混合流体,一些学者认为可运用 Bingham 流体模型对该种黏性泥石流进行刻画<sup>[18-29]</sup>。

Takahashi<sup>[35]</sup>利用蒋家沟的测量数据进行分析指出,仅用 Bingham 流体模型来描述泥石流的运动特性会使计算出来的流速超过 400 m/s,这样的结果显然不太可能。Iverson<sup>[21]</sup>认为黏性泥石流的内部阻力主要来自颗粒间的摩擦阻力,而颗粒间空隙流体压力的存在减弱了颗粒间的摩擦作用,从而降低泥石流的运动阻力。

对于两相流泥石流,浆体中的细颗粒含量相对较少,固相颗粒主要为大块石和砾石,固相和液相之间具有明显的相对运动,其内部阻力除浆体黏性阻力外,还包括颗粒间的碰撞阻力和摩擦阻力及固相和液相间相对运动所产生的阻力<sup>[26-28]</sup>。Takahashi 认为对于两相流泥石流的内部阻力,颗粒间的碰撞作用是主要的,液相的黏性阻力和两相间相对运动所产生的阻力相对于碰撞阻力可以忽略<sup>[24-25]</sup>。Iverson 则认为颗粒间的摩擦作用更为重要,碰撞阻力可以忽略<sup>[21]</sup>。进一步比较分析 Iverson 的混合流模型和 Takahashi 提出的膨胀流体模型,可以看出: Iverson 更侧重饱和滑坡转化为泥石流的过程<sup>[36]</sup>,主要基于土力学理论进行研究; Takahashi 更倾向于地表径流侵蚀沟床物质所形成的泥石流,主要基于泥沙运动理论进行研究<sup>[35]</sup>。由此可见,目前泥石流流体力学理论研究中,并没有一个统一的理论框架,对其内在的动力学特性仍需做进一步探索。

综上所述,泥石流的运动阻力可分为内部阻力和外部阻力。不管是黏性泥石流,还是两相流泥石流,对其内部阻力和外部阻力的认识存在不同之处。目前,对泥石流侧重于内部阻力特性或外部阻力特性的研究,其阻力模型并不能完全反映泥石流的阻力特性。因此,将泥石流内部阻力和外部阻力综合考虑将有助于深入认识泥石流运动特性,为进一步研究泥石流的动力学参数提供更好的科学依据,有助于泥石流防治工程设计参数确定方法的改进。

## 2 泥石流运动外部阻力特征与影响因素

野外真实的泥石流运动除受泥石流体本身特性的影响外,沟道地形和物质组成特性也会对泥石流的形成和运动产生重要的影响(图 1)。真实的 3 维地形使得泥石流在运动过程中的流速和密度表现出很强的不均匀性<sup>[22]</sup>。通常认为不同的泥石流沟道特性,具有不同的糙率系数,从而对应了不同的外部阻力<sup>[8]</sup>。沟道的底床和侧壁对泥石流体的运动阻碍实际上是沟道与泥石流体相互作用的结果,阻碍作用的大小不仅取决于泥石流沟道的特性,还与泥

石流体自身特性有关<sup>[32]</sup>。

泥石流沟道通常由不均匀的颗粒物组成,不同粒径的颗粒随机分布在泥石流行进的沟道内,对泥石流的运动产生阻碍作用。泥石流沟道表面的粗糙度通常由床沙的粒径确定。Iverson 认为泥石流沟道的粗糙性增加了泥石流体内部的颗粒脉动,从而增加了泥石流的运动阻力<sup>[21]</sup>。钱宁等<sup>[33]</sup>研究表明,沟道的粗糙性同样增加了液相浆体的紊动,从而破坏了浆体原有的絮凝结构,使浆体屈服应力明显减小,甚至消失。一些学者研究了 Bingham 型流体从层流转化为紊流的临界雷诺数  $Re_c$ ,发现  $Re_c$  与赫式数  $He = 16h^2\tau_B\rho/(g\eta^2)$  具有非常好的相关性<sup>[37]</sup>。朱兴华等<sup>[8]</sup>认为泥石流的粗糙度可概略地用床沙代表粒径  $d_{84}$  表示;  $d_{84}$  越大,表示沟床越粗糙,对泥石流运动的阻碍作用越大。目前泥石流沟道的粗糙度对泥石流运动的影响还缺乏统一认识,其研究主要仍基于水槽试验和野外观测,理论上还需进一步研究。

沟床的几何形态对泥石流运动的影响包括对过流断面形态和不规则断面的影响。一般来说,泥石流与边界的接触面积越大,边界对泥石流运动的阻碍也越大<sup>[10]</sup>。流体与边界接触面积的大小,在水力学上通常用湿周表示<sup>[7]</sup>。不同的过流断面具有不同的湿周,湿周越大意味着具有更大的阻力。Hu 等<sup>[15]</sup>基于蒋家沟观测数据所考虑的泥石流流宽对泥石流阻力的影响,实际上即为考虑过流断面形态对泥石流阻力的影响,研究结果表明,随着泥石流流宽的增加,泥石流的外部阻力也在增加。但仅用流宽反映阻力只适用于蒋家沟近年来强烈淤积所形成的宽浅式沟道,显然不适于描述窄深式沟道的情形;另一发面,不规则的断面会导致局部水头损失,其宏观表现即为泥石流外部阻力的增加。如果泥石流沟道有很多跌坎或沟道不顺直,将会增加泥石流的局部运动阻力。

泥石流体本身的物质组成对边界上的阻力也有很大影响。对一般的水流而言,粗糙的沟床使得水流产生强烈的紊动,增加水流的阻力<sup>[27]</sup>。对于泥石流这种特殊的两相流,细颗粒物增加了液相浆体的有效黏性,在一定程度上抑制了湍流的产生,减小了泥石流运动过程中的能量耗损。同时,在阵流发育的沟道,前一阵流中的细颗粒在粗糙床面淤积,减小床面的糙度,宏观上起到平滑床面减小沟床阻力的作用,使得后续流的外部阻力大大减小,将这种由于泥石流细颗粒淤积导致的床面平滑现象称为“铺

床”作用(图2)。蒋家沟作为典型黏性泥石流,其铺床作用可减小运动阻力达30%<sup>[6]</sup>。因而,当泥石流流体中的细颗粒物含量增加时,不仅会减小泥石流流体的内部阻力,还会减小泥石流的外部阻力。但另一方面,泥石流流体中的固相粗颗粒物与底床作用相当激烈,主要表现在不规则的固相粗颗粒物在边界上与不规则的床沙存在一定程度上的“咬合”

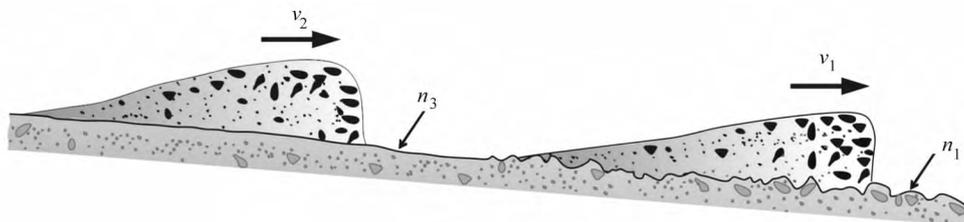


图2 黏性泥石流的“铺床”作用

Fig.2 Paving way process of viscosity debris flow

### 3 泥石流运动内部阻力特征

不同性质的泥石流流体具有不同的阻力特性,对于黏性泥石流通常用伪一相流体进行描述<sup>[6]</sup>。尽管目前泥石流的伪一相流理论仍在使用,泥石流两相流理论的研究已成为主流方向。不论是黏性泥石流还是两相流泥石流,其颗粒级配组成都非常宽,如果将其作为伪一相流体,从试验或理论的角度都会产生一定的局限。首先,可测试包含大石块流变仪的研发比较困难;进而,理论上将泥石流流体整体看成伪一相流体将会忽略更多关于泥石流动力特性的有用信息。虽然黏性泥石流的结构性很强,固相和液相间的相对运动不明显,为更好地理解泥石流流体内部阻力特性,仍可看作是液相浆体和固相粗颗粒物所组成的固、液两相流。固、液相间的分界粒径问题目前仍没有解决,这并不妨碍用两相流理论研究泥石流的运动和动力特性。有研究者取2 mm粒径作为泥石流流体的固、液分界粒径<sup>[33]</sup>,可用于现阶段研究,并作为进一步研究的起点。严格意义的分界粒径应是随泥石流流体颗粒级配变化的变量,而非一个常数。伪一相流是对液相浆体黏性较大的固液两相流的一种简化,在认识泥石流运动规律方面发挥了重要的促进作用。随着研究深入,不论是黏性泥石流还是两相流泥石流都应看成是固、液两相流,建立统一的运动方程。以下从两相流的角度分析泥石流的内部阻力特征。

#### 3.1 液相浆体的阻力特性

在细颗粒物质和水混合形成的液相浆体中,含有大量的黏性颗粒物质,与水混合后形成具有絮凝

作用<sup>[2]</sup>,增加泥石流的边界阻力;同时,泥石流流体中的粗颗粒物质在快速运动的过程中,会与底床上凸起的床沙发生激烈的碰撞作用,增加固相粗颗粒物质的脉动,从而增加泥石流的运动阻力<sup>[21]</sup>。由此可见,当泥石流流体中的粗颗粒物质含量增加时,不仅会增加泥石流流体的内部阻力,还将会增加泥石流的外部阻力。

结构的混合体。大量流变试验表明,这些具有絮凝结构的浆体,表现出很强的非牛顿流体特性,即Bingham流体性质。早期的泥石流动力学研究认为泥石流流体就是Bingham流体<sup>[16-19]</sup>。该模型可描述为:

$$\tau = \tau_B + \eta \frac{\partial u}{\partial z} \quad (2)$$

式中, $\tau$ 为泥石流运动时所受的切应力, $\tau_B$ 为泥石流浆体的屈服应力, $\eta$ 为动力黏性系数, $\partial u/\partial z$ 为泥石流运动的速度剪切率。

这表明泥石流液相浆体的切应力包括屈服应力和黏性应力,只有驱动力超过屈服应力,泥石流的液相浆体才能运动。泥石流运动过程中,屈服应力和黏性应力的存在皆增加了泥石流的能量损失,因此在宏观上表现为液相浆体的运动阻力。之后,有学者在实验室测定泥石流浆体的流变参数时,发现泥石流浆体在剪切作用下存在剪切稀化现象(shear thinning)<sup>[20]</sup>,即黏性系数与剪切率有关,于是修正Bingham模型,提出Herschel-Bulkley模型<sup>[20,38]</sup>,其阻力模型可表述为:

$$\tau = \tau_B + \eta_n \left| \frac{\partial u}{\partial z} \right|^n \quad (3)$$

式中, $n \leq 1$ 。

与式(2)比较可知:

$$\eta = \eta_n \left| \frac{\partial u}{\partial z} \right|^{n-1} \quad (4)$$

由式(3)可知,Bingham模型是Herschel-Bulkley模型的一种特殊情况,此时 $n = 1$ 。

早期的泥石流研究将泥石流整体看作Bingham流体。如果将泥石流流体整体看作Bingham流体,则难

以解释两相流体中大颗粒的碰撞作用;同时,由于泥石流中大颗粒的存在,使得运用目前的泥石流流变试验装置测定流变参数  $\tau_B$  和  $\eta$  变得极其困难。

泥石流浆体除表现出 Bingham 流体性质外,由于外部沟道的影响,液相浆体还会产生很强的紊动,这种紊动将产生湍流紊动阻力<sup>[17,39]</sup>。由于黏性颗粒物质的存在增加了浆体的黏性<sup>[33]</sup>,抑制了浆体的湍流紊动,在考虑黏性泥石流内部阻力特性时常常忽略浆体的湍流紊动阻力。对于黏性细颗粒含量较低的两相流泥石流,液相浆体的湍流紊动阻力对泥石流运动消能是非常关键的因素。流体的湍流模拟是流体力学研究中的一个重要研究课题,泥石流液相浆体的紊动,主要基于普朗特掺混长度理论进行计算,即

$$\tau_t = \rho_t l^2 \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 \quad (5)$$

式中:  $\tau_t$  为泥石流液相浆体的脉动应力;  $\rho_t$  为泥石流浆体密度;  $l = \kappa z$  为普朗特掺混长度,  $\kappa$  为卡门常数;  $\partial u/\partial z$  为泥石流运动的速度剪切率。

### 3.2 固相颗粒物质的阻力特性

泥石流流体中大量粗颗粒物质使得用 Bingham 流体模型难以较好地描述泥石流流体特性。最早对泥石流 Bingham 流体模型提出质疑的是 Takahashi,他认为泥石流流体中主要的能量损耗来自于颗粒间的碰撞作用<sup>[24]</sup>。根据 Bagnold 的碰撞剪切流模型<sup>[23]</sup>, Takahashi 提出水石流模型,也称为膨胀流体模型<sup>[24]</sup>。该模型认为在水石流中,颗粒碰撞所产生的剪切应力远大于液相流体的黏性剪切应力,即 Bagnold 数很大,液相切应力与颗粒碰撞应力相比可以忽略。颗粒碰撞压力和碰撞剪切应力分别为:

$$p_c = a_i \cos \alpha_i \rho_s \lambda^2 d_p^2 \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 \quad (6)$$

$$\tau = p_c \tan \alpha_i = a_i \sin \alpha_i \rho_s \lambda^2 d_p^2 \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 \quad (7)$$

式中:  $p_c$  为碰撞产生的正压力;  $\tau$  为碰撞产生的剪切应力;  $\alpha_i$  为碰撞角,平均为  $17.8^\circ$ ;  $a_i = 0.042$  为经验系数;  $\rho_s$  为颗粒密度;  $\lambda$  为颗粒线性浓度;  $d_p$  为颗粒的粒径;  $\partial u/\partial z$  为泥石流运动的速度剪切率。

随后 Jenkins 等<sup>[40]</sup> 借鉴气体动力学理论研究颗粒的碰撞作用,结果表明 2 个颗粒在碰撞过程中除产生碰撞应力外,还会产生颗粒脉动,颗粒脉动速度的平方被定义为颗粒温度,即  $T = \langle v_s^2 \rangle$ 。这种由颗粒脉动产生的阻力称为动力阻力(kinetic stress)。碰撞产生的碰撞应力和动力应力可分别表示为:

$$\tau_c = \frac{4}{5} \sqrt{\frac{1}{15\pi}} (1 - e^2) \rho_s C_s^{4/3} d_p^2 \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 \quad (8)$$

$$\tau_k = \frac{1}{3g_0} \sqrt{\frac{1}{15\pi(1-e)}} \rho_s d_p^2 \left( \frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 \quad (9)$$

式中,  $\tau_c$  为碰撞阻力,  $\tau_k$  为动力阻力,  $e$  为弹性恢复系数,  $g_0$  为与颗粒浓度有关的径向函数。Takahashi 的进一步研究表明,当  $C_s > 0.4$  时,动力阻力的影响可以忽略。

借鉴土力学的概念, Iverson 等<sup>[22]</sup> 认为泥石流在运动过程中能量损耗主要来自于颗粒间的接触摩擦,即  $\tau_s = \sigma_e \tan \varphi$ , 颗粒间的碰撞作用可忽略不计。而颗粒间的摩擦阻力来自土体中颗粒的有效应力  $\sigma_e = \sigma - p$ , 其中  $\sigma$  为土体的总应力,  $p$  为土体中颗粒间的空隙流体压力,由静压力和超静空隙流体压力组成。随着孔隙流体压力的增加,有效应力将减少甚至降为 0,使得土体中颗粒阻力降为 0。随后 George 和 Iverson<sup>[43-43]</sup> 发现,在泥石流运动过程中颗粒存在剪胀效应和重力压缩效应,粗颗粒的体积分存在变化,可表示为:

$$\nabla \cdot v_s = \dot{\gamma} \tan \psi - \alpha \frac{d\sigma_e}{dt} \quad (10)$$

式中,  $v_s$  为颗粒相的速度,  $\dot{\gamma}$  为速度剪切率,  $\psi$  为颗粒剪切膨胀角,  $\alpha$  为颗粒压缩系数,  $\sigma_e$  为有效应力。而泥石流流体中的颗粒发生剪胀效应将改变空隙流体压力,从而改变颗粒间的摩擦阻力。Iverson 等<sup>[44]</sup> 进一步指出,如果颗粒温度是一个非零的量,将导致颗粒间的流体产生孔隙水压力波动,从而影响颗粒间的摩擦作用。

近年来,颗粒流理论的发展促进了泥石流流体力学研究,对于研究泥石流流体中固相颗粒间的阻力特性具有很好的借鉴作用<sup>[45]</sup>。Jop 等<sup>[46]</sup> 在研究颗粒流的运动状态时发现颗粒的 3 种流态:准静态、液态和气态。这 3 种流态分别对应于颗粒的低剪切率、中剪切率和高剪切率。在低剪切率状态(准静态或塑性流态)下,应力模型与剪切速率  $\partial u/\partial z$  无关<sup>[30]</sup>, Iverson 的混合流模型可归结为这一流态下的研究<sup>[21]</sup>。在中剪切率(黏性流态)状态下,应力模型与剪切速率  $\partial u/\partial z$  有关<sup>[47]</sup>。而对于高剪切率状态,颗粒之间的相互作用以碰撞为主<sup>[40]</sup>, Takahashi 的水石流模型可认为是在这一流态下的研究<sup>[24]</sup>。对于上述 3 种运动状态,目前还缺乏统一的理论框架,需对每一种运动流态进行分别考虑<sup>[49-49]</sup>。但现有研究并没有一个明确的流态界定标准。Midi<sup>[50]</sup> 基于模型试验结果发现,尽管颗粒流动的 SH 模型<sup>[30]</sup> 和颗粒流动的碰撞模型<sup>[40]</sup> 可很好地描述颗粒在低剪切率和高剪切率下的运动状态,但上述两种模型

并不能很好地描述颗粒在中剪切率情况下的运动状态<sup>[47]</sup>; 其试验结果还表明, 在中剪切率条件下, 颗粒的摩擦系数和颗粒浓度与惯性数  $I = d\dot{\gamma} / \sqrt{\rho/\rho_s}$  有关, 提出了局部流变  $\mu(I)$  模型<sup>[22]</sup>, 即

$$\mu(I) = \mu_{\min} + \frac{\mu_{\max} - \mu_{\min}}{1 + I_0/I} \quad (11)$$

式中,  $I_0 = 5\beta d / (2\sqrt{\Phi L})$ ,  $\beta$  为经验系数, 通常取为 0.65<sup>[52]</sup>,  $d$  为颗粒粒径,  $\Phi$  为颗粒浓度,  $L$  为特征长度。

Gray 等<sup>[47]</sup> 从  $\mu(I)$  流变特性的角度研究了颗粒的阵性流动。试验和野外观测结果表明, 不管是颗粒流还是泥石流运动, 其前端都存在着不稳定现象, 比如阵性流动<sup>[20]</sup>。 $\mu(I)$  流变能否用于泥石流, 解释泥石流的阵性流动, 还有待进一步研究。

### 3.3 固、液相间作用产生的阻力

对于两相流泥石流, 固相和液相之间存在明显的相对运动, 而这种固、液间的相对运动, 将使固液两相间产生诸如拖曳力的相间作用<sup>[52]</sup>。这些相间作用力对固相和液相来说是大小相等、方向相反的力。如果将固相和液相都看作连续介质, 由流体力学理论可得到固、液两相的控制方程<sup>[53]</sup>, 即

$$\frac{\partial \rho_\alpha n_\alpha}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_\alpha n_\alpha v_\alpha) = 0 \quad (12)$$

$$\frac{\partial \rho_\alpha n_\alpha v_\alpha}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_\alpha n_\alpha v_\alpha v_\alpha) = -\nabla \cdot T_\alpha + \rho_\alpha n_\alpha g_\alpha + f_{\alpha\alpha} \quad (13)$$

式中:  $\alpha = f, s$  分别表示液相和固相;  $\rho_\alpha, n_\alpha, v_\alpha, T_\alpha$  分别表示  $\alpha$  相的密度、体积分数、流速及应力张量;  $f_{\alpha\alpha}$  为  $\alpha'$  相对  $\alpha$  相的相间作用力, 通常是固、液两相的速度差  $v_f - v_s$  的函数。

式(12)为连续性方程, 式(13)为动量守恒方程。固、液间的相互作用  $f_{\alpha\alpha}$  在泥石流的两相流模型中是非常重要的一个因素<sup>[52]</sup>。在 1 维模型下, 可得到泥石流运动的能量方程为<sup>[52]</sup>:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \left( \rho_s n_s \frac{|v_s|^2}{2} + \rho_f (1 - n_s) \frac{|v_f|^2}{2} \right) + \\ & \nabla \cdot \left( \rho_s n_s \frac{|v_s|^2}{2} v_s + \rho_f (1 - n_s) \frac{|v_f|^2}{2} v_f \right) = \\ & -v_s \cdot \nabla \cdot T_s - v_f \cdot \nabla \cdot T_f + \\ & (v_s \rho_s n_s + v_f \rho_f (1 - n_s)) g + f \cdot (v_s - v_f) \quad (14) \end{aligned}$$

式中:  $v_s, v_f$  分别为泥石流中固相和液相的流速;  $\rho_s, \rho_f$  分别为固相和液相的密度;  $n_s$  为固相体积分数;  $T_f, T_s$  分别为液相和固相的应力张量; 如果只考虑两相间的线性拖曳力, 则  $f = \beta(v_f - v_s)$  为液相对

固相的相间作用力,  $\beta$  为线性拖曳力系数。由于在两相流泥石流中, 固、液两相间存在明显的相对运动  $f \cdot (v_s - v_f)$  是一个小于 0 的项。由此可见, 对于两相流泥石流, 固、液间的相互作用作为内部作用力对泥石流的能量具有消减作用。

真实的泥石流运动过程中, 固、液两相间的作用力不仅只有拖曳力。在 Pitman 等<sup>[26]</sup> 建立的泥石流运动两相流模型中, 固、液两相间的作用力主要是浮力和黏性拖曳力。Pudasaini<sup>[28]</sup> 和 Ishii<sup>[54]</sup> 等考虑普适的两相流模型, 认为液相浆体是一种非牛顿流体, 除了考虑一般的浆体黏性应力, 还应考虑浆体体积分数所产生的黏性效应。而固、液两相间的作用力除了考虑黏性拖曳力, 还应考虑颗粒相对于液相加速运动时所产生的附加质量力。Pudasaini 等<sup>[28]</sup> 提出的普适泥石流两相流在一定条件下可退化为 Iverson 的 Coulomb 混合模型和 Pitman 的两流体模型, 即

1) 若令  $u_s = u_f = u, v_s = v_f = v$ , 则控制方程可简化为 Iverson 的 Coulomb 混合模型;

2) 若只考虑线性拖曳力, 则控制方程可简化为 Pitman 的两流体模型。

Johnson 等<sup>[52]</sup> 总结固、液两相间的相互作用表明, 当颗粒物质在运动的流体中运动时, 存在浮力、拖曳力、附加质量力、升力、Basset 力等相间作用力。在前述泥石流运动两相流模型中, 由于数学处理上的困难, 这些力并没有完全考虑在内。尤其是考虑 Basset 力时, 会使得方程变成一个微分-积分方程, 其求解变得异常困难。

## 4 黏性泥石流综合阻力模型

为便于理解和计算, 泥石流中的散体颗粒通常被看作是一种特殊的连续介质。在连续介质的理论框架下对泥石流运动进行建模, 把泥石流的固相颗粒变成一种特殊的流体, 用 Navier-Stokes 方程进行描述。在深度平均条件下, 内部应力通过深度平均转变为边界上的切应力(表现为阻力)。对一般的水流而言, 由于连续介质假设成立, 这种深度平均的结果具有合理性。但对于离散分布在泥石流中的粗颗粒来说, 颗粒间的距离在宏观尺度上变大, 颗粒间摩擦作用和碰撞作用不一定会像水流产生湍流那样向外扩散, 将固相粗颗粒看成是连续介质, 并用 Navier-Stokes 方程进行描述将不可避免地带来误差。因此, 在利用连续介质模型分析泥石流运动特征时, 还应考虑粗颗粒的离散特性, 将泥石流的内部

阻力和外部阻力特性充分考虑到所建立的数学模型中。以黏性泥石流为例, 尽管黏性泥石流的固、液两相间没有明显的相对运动, 其相间作用力可忽略不计, 但其内部阻力仍需考虑固相和液相阻力, 即

$$S_r = S_f + S_{cf} + S_{cc} + S_e \quad (15)$$

式中:  $S_r$  为泥石流综合阻力;  $S_f$  为泥石流液相浆体阻力, 包括屈服应力  $\tau_B$  和黏性剪应力;  $S_{cf}$  为粗颗粒间的接触摩擦应力;  $S_{cc}$  为粗颗粒间的碰撞应力;  $S_e$  为由于边壁引起的外部综合阻力。

细颗粒的存在对泥石流运动具有非常重要的影响。主要包括对泥石流浆体的影响和对颗粒间相互作用的影响。费祥俊等<sup>[14]</sup> 研究浆体中细颗粒的含量  $C_f$  对液相浆体阻力模型  $\tau_B$  和  $\mu$  的影响, 表明屈服应力和黏性系数随细颗粒含量的增加而增大。

在泥石流流体中, 孔隙流体压力由粗颗粒周围的浆体构成。随着浆体中细颗粒含量的增加, 浆体的密度将会变大, 使得静孔隙流体压力增大。另一方面, 由于细颗粒比表面积大, 吸附在颗粒表面的水分子更多, 当流体受到剪切作用时, 将产生更大的超孔隙流体压力, 其控制方程可表示为<sup>[21]</sup>:

$$\frac{\partial p_{bed}}{\partial t} + \bar{v}_x \frac{\partial p_{bed}}{\partial x} + \bar{v}_y \frac{\partial p_{bed}}{\partial y} = D \frac{\partial^2 p}{\partial z^2} \Big|_{bed} \quad (16)$$

其中,  $D = kE/\eta$  为超孔隙流体压力的消散系数,  $k$  为水力渗透系数,  $E$  为泥石流混合物的弹性模量,  $\eta$  为泥石流浆体的动力黏性系数。孔隙压力的增加减小了颗粒间的有效应力, 从而使得颗粒间的摩擦作用变弱<sup>[21]</sup>, 即

$$S_{cf} = \frac{u}{|u|} \frac{(\rho gh - \rho_t gh - p_{bed})}{\rho gh} \tan \varphi \quad (17)$$

式中,  $u$  为泥石流的平均流速。

另一方面, 真实的泥石流流体中粗颗粒物质往往很不规则, 具有明显的棱角, 在运动过程中部分细颗粒物质附着在粗颗粒上面, 在一定程度上消减了粗颗粒的不规则性, 减弱了粗颗粒的棱角, 也减小了粗颗粒之间的接触摩擦角。

细颗粒物质对粗颗粒间碰撞作用的影响主要通过两方面进行。一方面, 细颗粒物质增加了液相浆体的黏性, 颗粒在黏性更大的浆体中运动时, 黏性流体对固体颗粒表面产生了非常强的黏滞作用, 这种黏滞作用很大程度上抑制了颗粒间碰撞的频率。

Bagnold<sup>[23]</sup> 提出颗粒的碰撞频率为  $\frac{f(\lambda) \delta U}{s}$ , 其中,  $f(\lambda)$  为与颗粒线性浓度  $\lambda$  有关的函数,  $\delta U$  为 2 个碰撞颗粒间的相对速度,  $s$  为碰撞颗粒间的平均距离。

Bagnold 在考虑颗粒碰撞时, 并没有考虑液相流体对碰撞颗粒的黏滞作用。假设有一个半径为  $D$  的颗粒 A 在黏性流体中以初始速度  $u_0$  撞向另一个颗粒 B, 那么颗粒 A 将受到液相浆体的黏性阻碍作用。简单起见, 只考虑黏性拖曳力的作用, 并忽略重力得:

$$\frac{\pi D^3}{6} \rho_s \frac{du}{dt} = -3\pi\eta Du \quad (18)$$

对方程(18)进行求解得:

$$u = u_0 e^{-\alpha t} \quad (19)$$

式中,  $\alpha = \frac{18\eta}{\rho_s D^2}$ 。

由于颗粒间的平均距离为  $s$ , 因此 2 个颗粒碰撞 1 次所需要的时间  $t_1$  应满足:

$$\int_0^{t_1} u_0 e^{-\alpha t} dt = s \quad (20)$$

求解得到  $t_1 = \frac{1}{\alpha} \ln \frac{u_0}{u_0 - \alpha s}$ 。在不考虑浆体的黏

性阻碍时, 碰撞 1 次所需的时间为  $t_0 = \frac{s}{u_0}$ 。因此, 考虑黏性和不考虑黏性的碰撞频率比为:

$$F = t_0/t_1 = \frac{-\beta}{\ln(1-\beta)} \quad (21)$$

式中,  $\beta = \frac{\alpha s}{u_0} = \frac{18\eta}{k(1+\lambda)\rho_s D^2 (du/dy)} = \frac{18\lambda^{1/2}}{k(1+\lambda)N_{Bag}} N_{Bag} = \lambda^{1/2} \rho_s D^2 \frac{du}{dy} / \eta$  为 Bagnold 数。

由此可以看出当  $\eta$  变大时, 使得  $N_{Bag}$  变小, 进而  $F$  也变小, 即随着浆体黏性的增加, 颗粒间的碰撞频率将变小。另一方面, 细颗粒附着在粗颗粒上, 使得粗颗粒表面具有吸附水层<sup>[31]</sup>, 吸附水层的存在使得颗粒在碰撞过程中具有很强的弹性, 碰撞恢复系数变大, 这在一定程度上抑制了塑性碰撞的能量损失。

尽管在分析黏性泥石流运动的过程中, 考虑了粗颗粒的接触摩擦和非弹性碰撞作用, 但由于粗颗粒物质的相互作用非常复杂, 且与运动状态有关<sup>[45]</sup>, 粗颗粒间的相互作用机制还没有统一的理论进行描述。因此, 对于粗颗粒物质的运动阻力特性还需进一步研究。

## 5 结论与展望

分析了泥石流运动阻力特性及其研究进展, 归纳出如下认识:

1) 泥石流在运动过程中, 其阻力主要来自于两方面: 一方面是沟床底部和侧壁的阻碍作用, 另一方面是泥石流内部的阻碍作用。传统的基于曼宁公式

的泥石流糙率系数综合考虑了泥石流内部糙率和外部糙率, 对于一个有实测资料的泥石流沟, 具有很好的适用性。但是普适性推广应用仍存在一定局限。目前, 基于动力学过程对泥石流运动阻力特性的研究, 主要分析泥石流内部的物质组成及其对阻力特性的影响, 并根据细颗粒含量对泥石流流体性质分类(黏性泥石流与两相流), 以便深入研究其内部阻力。基于动力学过程的阻力模型在一定程度上具有很好的适用性, 但由于将固相粗颗粒简化为连续介质流体, 在一定程度上降低了泥石流过程模拟的准确性。从适用角度来看, 尽管基于动力学研究的泥石流阻力模型具有很强的理论基础, 但由于每个模型都存在一定的局限性, 目前采用基于观测数据的曼宁公式计算泥石流流速仍具有工程现实意义。

2) 将泥石流的运动阻力分为外部阻力和内部阻力, 可更清晰地认识到泥石流运动阻力特性。外部阻力的影响因素来自于2个方面, 即沟床因素和泥石流因素。对于真实地形的泥石流运动, 泥石流流体与沟床相互作用产生的阻碍作用很难准确描述, 目前仍然利用曼宁糙率系数笼统表达。

3) 泥石流体的内部阻力与泥石流的性质有关。黏性泥石流主要考虑液相浆体的阻力和固相颗粒间的相互作用, 包括颗粒间的碰撞和摩擦作用。而两相流泥石流的运动阻力除液相浆体和固相颗粒间的阻碍作用外, 还应考虑固、液两相间的相间作用。尽管已经对固、液相间的相互作用做了很多研究, 但由于相间作用的复杂性, 目前已有的泥石流两相流模型对相间作用的研究还不够完善。而粗颗粒间的相互作用在不同流态下所表现出来的阻力特性目前还不能用统一的理论进行描述, 需进一步研究和分析。

4) 不论考虑到内部阻力还是外部阻力, 细颗粒对泥石流运动具有非常重要的影响。细颗粒增加会导致液相浆体的黏性和屈服应力变大, 抑制液相的紊动效应; 粗颗粒体积百分比减小而降低粗颗粒间相互作用的机会, 从而降低粗颗粒的摩擦作用和碰撞作用; 泥石流变得更加黏稠, 固、液两相间的相对运动明显减弱, 固、液两相的相间作用减小; 细颗粒含量高的浆体具有更好的铺床作用, 从而减少外部阻力, 减小运动过程中的能量耗损。另一方面, 随着细颗粒物质的进一步增加, 液相浆体的黏性和屈服应力越来越显著, 泥石流的性质也越接近于泥流。考虑到泥石流的外部阻力特性, 提出了综合阻力概念模型。

综上所述, 对泥石流运动阻力特性的研究, 不论

是侧重于经验的曼宁糙率, 还是基于动力学过程分析, 都存在一定程度上的不足, 仍需对泥石流运动阻力特性做进一步研究。可以从以下几个方面着手:

1) 量化泥石流沟道的粗糙度, 建立普适的泥石流沟道外部糙率系数计算公式;

2) 借鉴于近年来发展的颗粒流理论和固、液两相流理论, 充分考虑固相粗颗粒间的相互作用及固、液相间的相互作用, 结合泥石流体颗粒级配宽的特性, 进一步研究泥石流内部阻力特性;

3) 提出的泥石流综合阻力模型只是基于初步认识的概念模型, 还需要对泥石流内部阻力特性和外部阻力特性进行深入研究, 模型参数还需厘定。

参考文献:

- [1] Cui Peng. Study on conditions and mechanisms of debris flow initiation by means of experiments [J]. Chinese-Science Bulletin, 1992, 37(9): 759-763.
- [2] 崔鹏, 柳素清, 唐邦兴, 等. 风景区泥石流研究与防治 [M]. 北京: 科学出版社, 2005.
- [3] Major J J, Iverson R M. Debris-flow deposition: Effects of pore-fluid pressure and friction concentrated at flow margins [J]. Geological Society of America Bulletin, 1999, 111(10): 1424-1434.
- [4] Major J J. Depositional processes in large-scale debris-flow experiments [J]. Journal of Geology, 1997, 105(3): 345-366.
- [5] Kang Zhicheng. A velocity analysis of viscous debris flow at Jiangjia gully of Dongchuan in Yunnan [C]// Chinese Academy of Sciences. Memoirs of Lanzhou Institute of Glaciology and Cryopedology. Beijing: Science Press, 1985: 97-100. [康志成. 云南东川蒋家沟泥石流的运动特性 [C]// 中国科学院. 兰州冰川冻土论文集. 北京: 科学出版社, 1985: 97-100.]
- [6] Wang Zhaoyin, Cui Peng, Yu Bin. The mechanism of debris flow and drag reduction [J]. Journal of Natural Disasters, 2001, 10(3): 37-43. [王兆印, 崔鹏, 余斌. 泥石流的运动机理和减阻 [J]. 自然灾害学报, 2001, 10(3): 37-43.]
- [7] 吴持恭. 水力学 [M]. 北京: 科学出版社, 2003.
- [8] Zhu Xinghua, Cui Peng, Tang Jinbo, et al. Calculation of viscous debris flow velocity [J]. Journal of Sediment Research, 2013(3): 59-65. [朱兴华, 崔鹏, 唐金波, 等. 粘

- 性泥石流流速计算方法[J]. 泥沙研究, 2013(3): 59 - 65. ]
- [9]周必凡,李德基,罗德富,等. 泥石流防治指南[M]. 北京: 科学出版社, 1991: 80 - 89.
- [10]Yen B C. Open channel flow resistance [J]. Journal of Hydraulic Engineering 2002, 128(1): 20 - 39.
- [11]Yang Zhenniang. Preliminary discussion of viscosity debris flow caused by heavy rain [C]//Chinese Academy of Sciences. Memoirs of Lanzhou Institute of Glaciology and Cryopedology. Beijing: Science Press, 1985: 199 - 206. [杨针娘. 暴雨型黏性泥石流流速公式的初步探讨 [C]//中国科学院. 兰州冰川冻土论文集. 北京: 科学出版社, 1985: 199 - 206. ]
- [12]Bathurst J C. At-a-site variation and minimum flow resistance for mountain rivers [J]. Journal of Hydrology, 2002, 269(1/2): 11 - 26.
- [13]Richard D H. Flow resistance in gravel-bed rivers [J]. Journal of the Hydraulics Division, 1979, 105(5): 365 - 379.
- [14]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.
- [15]Hu Kaiheng, Tian Mi, Li Yong. Influence of flow width on mean velocity of debris flows in wide open channel [J]. Journal of the Hydraulic Engineering 2013, 139(1): 65 - 69.
- [16]Johnson A M, Rahn P H. Mobilization of debris flows [J]. Zeitschrift fur Geomorphologie, 1970, 9(Supplement): 168 - 186.
- [17]O'Brien J S, Julien P Y, Fullerton W T. Two-dimensional water flood and mud flow simulation [J]. Journal of Hydraulic Engineering, 1993, 119(2): 244 - 261.
- [18]Chen C. Generalized visco-plastic modeling of debris flow [J]. Journal of Hydraulic Engineering, 1986, 114(3): 237 - 258.
- [19]Wang Zhaoyin, Lin Bingnan, Zhang Xinyu. Instability of non-newtonian open channel flow [J]. Acta Mechanica, 1990, 22(3): 266 - 275. [王兆印, 林秉南, 张新玉. 非牛顿体不稳定流的研究 [J]. 力学学报, 1990, 22(3): 266 - 275. ]
- [20]Huang X, Garcia M H. A Herschel-Bulkley model for mud flow down a slope [J]. Journal of Fluid Mechanics, 1998, 374(1): 305 - 333.
- [21]Iverson R M. The physics of debris flows [J]. Reviews of Geophysics, 1997, 35(3): 245 - 296.
- [22]Iverson R M, Denlinger R P. Flow of variably fluidized granular masses across three-dimensional terrain, I: Coulomb mixture theory [J]. Journal of Geophysical Research, 2001, 106(B1): 537 - 552.
- [23]Bagnold R A. Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear [J]. Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 1954, 225(1160): 49 - 63.
- [24]Takahashi T. Mechanical characteristics of debris flow [J]. Journal of the Hydraulics Division, 1978, 104(8): 1153 - 1169.
- [25]Takahashi T. Debris flow [J]. Annual Review of Fluid Mechanics, 1981, 13: 57 - 77.
- [26]Pitman E B, Le L. A two-fluid model for avalanche and debris flows [J]. Philosophical Transactions of the Royal Society of London A, 2005, 363(1832): 1573 - 1602.
- [27]Berzi D, Jenkins J T. A theoretical analysis of free-surface flows of saturated granular-liquid mixtures [J]. Journal of Fluid Mechanics, 2008, 608: 393 - 410.
- [28]Pudasaini, Shiva P. A general two-phase debris flow model [J]. Journal of Geophysical Research, 2012, 117(F3): 131 - 144.
- [29]Savage S B, Hutter K. The motion of a finite mass of granular material down a rough incline [J]. Journal of Fluid Mechanics, 1989, 199(1): 177 - 215.
- [30]章梓雄, 董曾南. 黏性流体力学 [M]. 北京: 清华大学出版社, 2011.
- [31]Bardou E, Ancey C, Bonnard C, et al. Classification of debris-flow deposits for hazard assessment in alpine areas [C]. 3th International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment. Rotterdam: Millpress, 2003.
- [32]Shu Anping, Fei Xiangjun. Calculation for velocity and discharge of viscous debris flow [J]. Journal of Sediment Research, 2003(3): 7 - 11. [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. ]
- [33]钱宁, 万兆惠. 泥沙运动力学 [M]. 北京: 科学出版社, 2003.

- [34] Xiong Gang. Mechanics of viscous debris flow [D]. Beijing: Tsinghua University, 1996. [熊刚. 黏性泥石流的运动机理[D]. 北京: 清华大学, 1996.]
- [35] Takahashi T. Debris flow mechanics prediction and countermeasures [M]. New York: Taylor & Francis, 2007.
- [36] Iverson R M, Reid M E, LaHusen R G. Debris flow mobilization from landslides [J]. Annual Review of Earth & Planetary Sciences, 1997, 25(1): 85–138.
- [37] Wang Shaozhou. The resistance of pseudo homogeneous slurry layer flow resistance, and the simple calculation method of the transition flow [J]. Journal of Sediment Research, 1992(3): 60–64. [王邵周. 伪均质浆体层流阻力与过渡流速的简捷算法[J]. 泥沙研究, 1992(3): 60–64.]
- [38] Coussot P, Proust S. Slow unconfined spreading of a mudflow [J]. Journal of Geophysical Research, 1996, 101(1012): 25217–25229.
- [39] Berzi D, Jenkins J T. Steady inclined flows of granular-fluid mixtures [J]. Journal of Fluid Mechanics, 2009, 641(18): 359–387.
- [40] Jenkins J T, Savage S B. A theory for the rapid flow of identical, smooth, nearly elastic, spherical particles [J]. Journal of Fluid Mechanics, 1983, 130: 187–202.
- [41] Campbell C S. Rapid granular flows [J]. Annual Review of Fluid Mechanics, 1990, 22: 57–90.
- [42] George D L, Iverson R M. A two-phase debris-flow model that includes coupled evolution of volume fractions, granular dilatancy, and pore-fluid pressure [C]. The 5th International Conference on Debris-flow Hazards, Padua: Università La Sapienza, 2011. Doi: 10.4408/IJEGE.2011-03.B-047.
- [43] Iverson R M, George D L. A depth-averaged debris-flow model that includes the effects of evolving dilatancy. I. Physical basis [J]. Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 2014, 470(2170): 819–825.
- [44] Iverson R M, LaHusen R G. Dynamic pore-pressure fluctuations in rapidly shearing granular materials [J]. Science, 1989, 246(4931): 796–799.
- [45] Pailha M, Pouliquen O. A two-phase flow description of the initiation of underwater granular avalanches [J]. Journal of Fluid Mechanics, 2009, 633(12): 115–135.
- [46] Jop P, Forterre Y, Pouliquen O. A constitutive law for dense granular flow [J]. Nature, 2006, 441(7094): 727–730.
- [47] Gray J M N T, Edwards A N. A depth-averaged  $\mu(I)$ -rheology for shallow granular free-surface flows [J]. Journal of Fluid Mechanics, 2014, 755: 503–534.
- [48] Pouliquen O, Forterre Y. A non-local rheology for dense granular flows [J]. Philosophical Transactions. Series A, Mathematical, Physical, and Engineering Sciences, 2009, 367(1909): 5091–5107.
- [49] Armanini A, Capart H, Fraccarollo L, et al. Rheological stratification in experimental free-surface flows of granular-liquid mixtures [J]. Journal of Fluid Mechanics, 2005, 532(4): 269–319.
- [50] Midi G. On dense granular flows [J]. European Physics Journal E, 2004, 14(4): 341–365.
- [51] Zhou G G D, Ng C W W, Sun Q C. A new theoretical method for analyzing confined dry granular flows [J]. Landslides, 2014, 11(3): 1–16.
- [52] Johnson G, Rajagopal K R, Massoudi M. A review of interaction mechanisms in fluid-solid flows [R]. United States Department of Energy, 1990.
- [53] Bouchut F, Fernandez-Nieto E D, Mangeney A, et al. A two-phase shallow debris flow model with energy balance [J]. Mathematical Modeling and Numerical Analysis, 2015, 49(1): 101–140.
- [54] Ishii M, Hibiki T. Thermo-fluid dynamics of two-phase flow [M]. New York: Springer, 2006.

(编辑 李轶楠)