

粘性泥石流的泥深与残留层关系及其确定

吴积善, 张军, 程尊兰, 游勇, 刁惠芳

(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: 粘性泥石流泥深是否包括残留层, 一直存在着是与否二种观点和相应的二种观测值, 其中大多数观测值不包括残留层。通过观测和试验, 尤其原型观测表明, 在后继粘性泥石流作用下, 除底部很薄的一层不动外, 残留层是运动的, 泥深应该包含残留层厚度, 对过去不包括残留层的泥深观测值应予更正, 但各泥石流观测站过去均没有残留层及其不动层厚度的观测值。为此作者提出了用当时均有观测值的泥石流容重和沟床比降等计算残留层厚度的方法, 以及不动层的处理意见, 以确定当时泥深, 使宝贵的观测值可继续应用。

关键词: 粘性泥石流; 泥深; 残留层; 关系; 计算和确定

中图分类号: TV144 **文献标识码:** A **文章编号:** 0468-155X(2003)06-0007-06

1 引言

粘性泥石流的泥深是否包括残留层, 20多年来一直存在着二种观点和二种观测值。早在上个世纪70年代初期, 在开展云南东川蒋家沟等粘性泥石流观测时, 见到粘性泥石流经过铺床形成残留层后, “后来的阵性泥石流就以很高的流速(平均流速 10m/s, 最大流速 15m/s), 在泥面上运动”^①; 在甘肃武都火烧沟等进行粘性泥石流观测时, 亦看到“在波速较高时, 象是在泥石流残留层面上滑动”^①。因此当时普遍认为, 后继的粘性泥石流是在残留层面上快速通过, 残留层为不动的粘附层^②, 泥石流泥深从残留层表面算起, 观测值不包含残留层厚度。

后来在甘肃武都火烧沟和四川西昌黑沙河进行现场小型模型试验时, 都发现在后继粘性泥石流通过时, 残留层也是运动的, 所谓的不动层位于残留层底部与试验槽底板接壤处, 其厚度很薄, 一般为残留层厚度的 1/3~1/5^①或 1/5~1/10^②。这样粘性泥石流泥深应包括大部分残留层, 粗略地可以从原沟床面算起, 武都地区的泥流观测就是这样处理的。但这种观点在天然泥石流沟没有得到充分验证, 东川地区的泥深观测仍一直按原方法进行, 故二种观点和相应的二种观测方法始终没有得到统一。

残留层的厚度在天然情况下一般为 0.20~0.60m, 变化于 0.10~1.00m 以上, 这样按上述二种观测方法获得的泥深值相差 0.20~0.60m, 或更大。从表 1 看出, 东川蒋家沟 2001 年 8 月 10 日的一场粘性泥石流, 经过第 1、2 阵的铺床, 残留层趋向正常后, 含残留层的泥深比不含残留层的泥深大 21~37cm, 其中第 5、7 阵前者比后者大 1 倍以上。由于泥深不确定, 泥石流的流量、输沙率和输沙总量等也随之不确定。同时运用这种泥深值所建立或验证的流速、流量等计算公式正确与否也就不确定, 尤其东川蒋家沟的粘性泥石流泥深等观测值不仅国内运用比较多, 国际上亦有应用。因此当务之急必须确定粘性泥石流泥深是否包括残留层, 如果包括, 则对过去不包括残留层的泥深观测值如何更正。因为前一个问题已有论文进行全面讨论^③, 本文只对过去未得到充分验证的天然粘性泥石流泥深是否包括残留层和有关

①中国科学院兰州冰川冻土沙漠研究所, 东川矿务局, 北京大学地质地理系·云南东川蒋家沟泥石流, 油印稿, 1973.87.

②吴积善, 田连泉. 泥石流波(龙头)的形成和演变, 参加 1981 年铁路泥石流学术会议论文. 中国科学院成都地理所印, 1981.3-7.

收稿日期: 2003-07-07

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(49971012)

作者简介: 吴积善(1938-), 男, 浙江慈溪市人, 研究员, 从事泥石流理论研究和防治实践。

不动层的观测、试验结果作一扼要介绍,重点阐述后一个问题。

表1 东川蒋家沟2001年8月10日前7阵泥石流残留层的某些要素变化
Table 1 Variations of some elements of residual layer of the preceding seven surges
of debris flow in Jiangjiagou, Dongchuan, Aug. 10, 2001

项目 ⁽¹⁾	容重 $/g \cdot cm^{-3}$	泥深 ⁽²⁾ /cm		隆起在残留层表面的大石块		残留层厚度/cm			
		含残留层	不含残留层	块数	位置	离岸 2m	离岸 5m	离岸 8m	离岸 10m
第1阵	泥石流	1.60	16						
	残留层	1.88		— ⁽²⁾	— ⁽²⁾	0	10	8	10
第2阵	泥石流	1.97	24						
	残留层	1.99		— ⁽²⁾	— ⁽²⁾	0	13	13	18 ⁽³⁾
第4阵	泥石流	2.18	66						
	残留层	2.16		8	多数偏中部	10	31	32	34
第5阵	泥石流	2.20	57						
	残留层	2.21		6	多数偏南侧	12	32	35	37
第7阵	泥石流	2.21	62						
	残留层	2.20		7	多数中偏北	13	34	11(35) ⁽⁴⁾	— ⁽⁵⁾
第8阵	泥石流	2.23	72						
	残留层	2.22		8	多数偏南侧	14	33	36	41
第9阵	泥石流	2.12	90						
	残留层	2.12		5	多数在中部	13	30	32	35

备注 (1)第3、6阵因来不及观测,资料不全,未列上;(2)开始2阵处于铺床阶段,泥石流容重较小,隆起的石块多,大小不一,未作统计;(3)此值偏大,因小石块较多,有些隆起;(4)可能下部有较大石块,测杆插不下去,读数偏小,括号内的值为邻近处的残留层厚度;(5)下降泥石流快到,为安全未测此点。

2 泥深与残留层的关系

2.1 正常情况下天然泥石流残留层是运动的

在20年前通过现场小型模型试验已经证明:在后继粘性泥通过时,残留层是运动的。但在天然泥石流沟没有得到充分验证,为此在蒋家沟对天然泥石流及其残留层进行了较为深入的观测。结果也证实,除少数特殊情况(见4.2节)外,残留层是运动的。

为了便于观测,在蒋家沟中国科学院东川泥石流观测研究站的上下观测断面之间选择了相对较窄、顺直、沟岸较稳定的观测沟段,长64.5m,沟床宽25~36m,纵比降0.065左右。表1为蒋家沟2001年8月10日发生的一次粘性泥石流中,前面7阵泥石流及其残留层的观测资料。从表1表明:(1)通常经过铺床,残留层趋向正常后,一阵泥石流与其残留层的容重比较接近,二者相差仅 $0.01 \sim 0.02g/cm^3$ 左右。而前、后二阵残留层的容重相差比较大,一般为 $0.02 \sim 0.05g/cm^2$,大者达 $0.10g/cm^3$,如第8与第9阵。(2)前后二阵在10m长的沟段内,微微隆起在残留层表面的大石块(长径大于30cm)的数量和位置大部分都不同,如第8阵与第9阵相比,石块数量差3块,前者多数石块偏沟床南侧,后者多数偏中部。(3)前后二阵泥石流残留层的厚度一般都不同,如第8阵比第9阵大1~6cm;第4阵比第5阵小1~3cm。(4)前一阵泥石流残留层中夹有的树枝、树根等杂物,往往在后一阵残留层中不见了,如第8阵残留层中有一根局部伸出表面的小树枝,在第9阵残留层中未再见到。上述现象均说明:泥石流残留层是由该阵泥石流流体粘附残留构成的,不是前一阵残留层延续遗留下来的,残留层在后继泥石流作用下是运动的。

2.2 除少数特殊情况外不动层都很薄

根据试验和观测^[3],除少数特殊情况(见4.2节)外,不动层都很薄。经简易模型试验表明:当试验槽底板为光滑的木板时,不动层厚度一般小于0.05cm;底板为扁平的砾石时往往小于0.8cm。通过人工泥石流试验发现:在残留层底部与原沟床面之间,有一个被粘性泥石流充填和夷平的顺滑面,如果原沟

床面最高的部位(一般为突出沟床的石块面)的累积面积按 100% 计,则这个顺滑面相当于累积面积约 75%~95% 的位置,即高于平均沟床面,低于突出最高的石块面。该面以上为一个流速梯度很大,石块粒径相对较小、并有定向排列的顺滑带,顺滑带的厚度一般为 1.0~4.0cm,很少超过 6.0cm。顺滑带以上为运动的残留层,逐渐过渡到后继泥石流;顺滑面以下为不动层,即不运动的残留层,亦可认为是粘附在凹凸不平石块之间的充填层,其厚度大者可超过 10cm,小者不足 1.0cm。

在蒋家沟主沟原型泥石流观测中,无法见到上述现象,然而在老的残留层堆积剖面中可以见到类似的状况,在残留层与原沟床面之间有一个石块较小,流纹比较清楚,厚度不大的带,即相当于顺滑带,其厚度一般为 2~12cm,它的底面类似于顺滑面,该面以下为不动层,因为其往往与下伏的老泥石流堆积物混杂在一起,厚度不易确定,但基本上与人工泥石流相类似,厚度不大。

在正常情况下,不动层很薄,厚度不一,与整个残留层相比,显得很薄或较小。为测定方便,泥深可以从原沟床比较高的部位(即除一些突出的大石块顶面外)起算,基本上包括了顺滑面以上的残留层。

3 残留层厚度计算

残留层厚度(h_a)的计算公式颇为简单,即为^[1]

$$h_a = \frac{\tau_k}{g\gamma_a i} \quad (1)$$

式中 g 为重力加速度($980\text{cm}^2/\text{s}$); γ_a 为残留层容重(g/cm^3); i 为沟床比降(小数计); τ_k 为泥石流流体的极限抗剪强度(极限剪切应力)(Pa)。

通常进行泥石流观测时,只测定泥石流流体的容重 γ_c ,很少测残留层容重 γ_a 。一般 γ_a 略小于 γ_c ,但差值不大,如表 1 所示,因此为了取值方便,可用 γ_c 来代替 γ_a 则公式(1)可写成

$$h_a = \frac{\tau_k}{g\gamma_c i} \quad (2)$$

式 2 中, γ_c 由取样测定, i 在泥石流暴发前、后用测量仪器测得,均系泥石流常规观测值^[4]。难度比较大的是 τ_k ,首先泥石流流体的极限抗剪强度随着流体运动状态的变化而改变,具有几种极限抗剪强度,故需要选择一个真正影响 h_a 的极限值;其次是如何计算该极限值。只要解决这二个问題, h_a 就可求得。

3.1 极限抗剪强度的选定

推求 h_a ,过去常用的极限抗剪强度一是真动抗剪强度(起始静切力) τ_0 ,其是表示流体由静止到开始呈塞流运动时的极限抗剪强度;二是宾汉动抗剪强度(屈服值) τ_B 。本文笔者过去亦采用 τ_0 ,但近来通过观测、试验、分析发现对 h_a 真正起作用的是第一动抗剪强度 τ_a ,它是表征流体由结构流进入塑性流(即由塞流转变为不完全层流)时的极限抗剪强度。因为根据模型试验和原型观测所得的残留层厚度 h_a ,来推求泥石流极限抗剪强度时,表明其值与 τ_a 比较一致,比 τ_0 要大,有的大得很多。这主要是因为只有在流变仪边壁很光滑时(如 RV₂ 型),才出现塞流,才有 τ_0 ,在流变仪边壁刻有槽纹(如 SHL-1 型),以及试验槽和天然沟床边壁等相对都较粗糙时,往往没有塞流出现,直接为不完全层流,即没有 τ_0 ,一开始即为 τ_a ,故对天然泥石流沟来说,采用 τ_a 比 τ_0 合适。图 1 是用 RV₂ 型流变仪测得的不同容重泥石流浆体($d < 2.0\text{mm}$)的流变曲线,每条线都有 τ_0 ,但均很小,当浆体容重 γ_m 为 $1.752\text{g}/\text{cm}^3$ (相应的流体容重为 $2.303\text{g}/\text{cm}^3$)时, τ_0 为 15Pa; τ_a 为 81Pa。 τ_a 与由模型试验的残留层厚度所推算的极限抗剪强度比较接近,或略小一些,而 τ_0 要小得很多。图 2 是采用 SHL-1 型泥浆混凝土流变仪测定的应力应变(流变)曲线,图上没有呈直线的塞流段,即没有 τ_0 ,一开始就为不完全层流,即为 τ_a 。

至于 τ_B 虽然它是层流段直线向下延伸与切应力轴相交求得的,但它并不真正代表由不完全层流转变层流时的极限抗剪强度,因此从物理意义上来讲它难以表征流变曲线上流态变化的某一具体极限抗剪强度。此外,从图 1 看出浆体容重 $\gamma_m \geq 1.790$ (相应的 γ_c 为 $2.302\text{g}/\text{cm}^3$)时,流变曲线(D、E)没有直线段,因此也就无法求得 τ_B 。图 2 的一组泥石流流体($d < 20\text{mm}$)应力应变(流变)曲线,虽然有一定变化趋势,但很不规则,也没有明显的直线段,只有 $k_2 k_3$ 段近似于直线,该近似直线向下延伸与切应力轴交

点假设是 τ_B , 则有 $\tau_B > \tau_a$ (线 H), 也有 $\tau_B < \tau_a$ (线 D), 很不一致。在 D 线上超过 τ_B 时, 流体尚未运动, 而 H 线上, 未达到 τ_B , 流体已开始运动, 因此难以用它来推求 h_a 。故本文选定用 τ_a 来计算 h_a 。

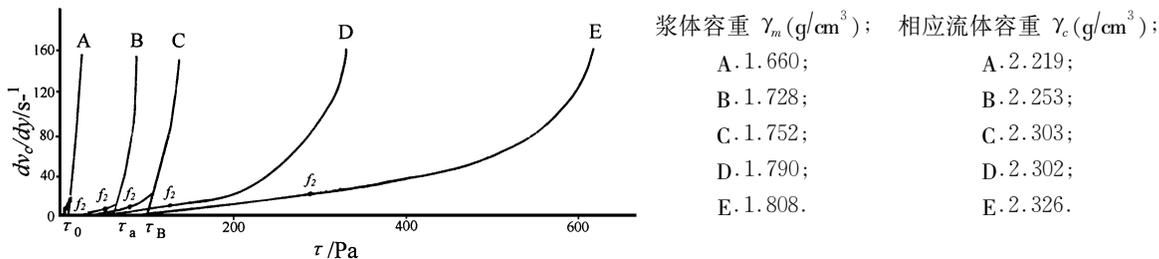


图 1 东川蒋家沟粘性泥石流浆体 ($d < 2.0\text{mm}$) 的流变曲线

Fig. 1 Rheologic curve for slurry ($d < 2\text{mm}$) of Jiangjiagou, Dongchuan

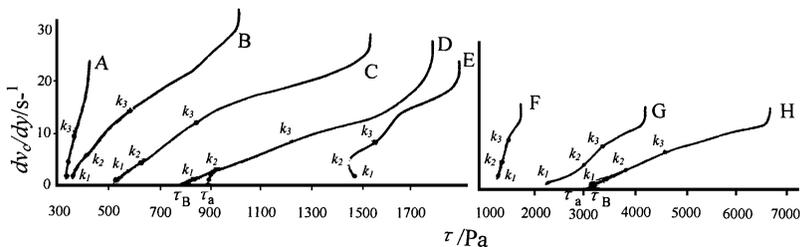


图 2 东川蒋家沟泥石流流体 ($d < 20\text{mm}$) 的应力应变(流变)曲线

Fig. 2 Stress-strain (Rheologic) curve of viscous debris flow body ($d < 20\text{mm}$) of Jiangjiagou, Dongchuan

3.2 τ_a 的确定

在公式(2)中, g 是已知的, τ_c 和 i 可以直接测定, 并在泥石流观测资料^[4]中均能查得, 而难度大的是 τ_a 。目前国内外成批生产的流变仪, 只能测定粒径小于 20mm 的泥石流流体, 不能测定粒径大于 50mm 或 100mm 的天然泥石流流体的 τ_a 值。但可通过试验或天然的残留层厚度(h_a)来推算, 即

$$\tau_a = gh_a \gamma_a i \quad (3)$$

与式(1)一样, 因为过去很少测残留层的容重 γ_a , 故通常用泥石流流体的容重 γ_c 来代替, 则

$$\tau_a = gh_a \gamma_c i \quad (4)$$

这是一个比较简便的计算方法, 现场只要有残留层, 用钢尺或标杆插入就能测得其厚度 h_a 加之 γ_c , i 比较容易测定, 则通过式(4)可很快求得 τ_a 。如表 1 中第 8 阵泥石流残留层的厚度一般为 36cm, 蒋家沟此段 i 为 0.065, 此阵泥石流的 γ_c 为 $2.23\text{g}/\text{cm}^3$, 则按式(4)求得的 τ_a 为 5114Pa; 滑脚坡沟一阵粘性泥石流龙头直接堆积下来的残留层, 其最大厚度为 103cm, 容重和沟床纵坡分别为 $2.454\text{g}/\text{cm}^3$ 和 0.736, 则求得 τ_a 为 43002Pa。这是通过已知的 h_a 来求得 τ_a , 但本节需要解决的是用 τ_a 来求得 h_a 。

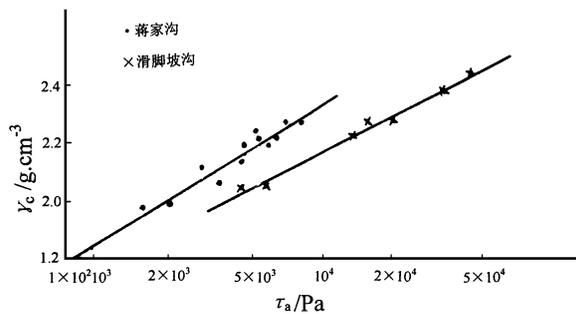


图 3 东川蒋家沟及其支沟滑脚坡沟的 τ_a 与 γ_c 关系图

Fig. 3 $\tau_a - \gamma_c$ relation for debris flow in Jiangjiagou and its tributary, Dongchuan

为求得 h_a , 对某一条泥石流沟来说比较简易的方法是先建立 γ_c 与 τ_a 的关系, 然后来求得 τ_a 。通常对于一条具体的泥石流沟, 其中上游泥石流形成区固体物质供应源比较固定, 形成物的成分比较稳定。如东川蒋家沟自上个世纪 60 年代开始进行泥石流观测以来, 泥石流形成物主要来自上游门前沟, 部分来自多照沟, 泥石流流体的组成物基本相似。这样影响 τ_a 值的主要因素是 γ_c 的大小。如果能用已有资料建立 τ_a 与 γ_c 的关系式, 则知道 γ_c 就可以求得 τ_a 。图 3 是蒋家沟及其支沟滑脚坡沟的 τ_a 与 γ_c 的关系图, 在半对数纸上二者接近直线关系, 其相应的关系式为

$$\tau_a = \exp 4.634 (\gamma_c - 0.369) \quad (\text{蒋家沟}) \quad (5)$$

$$\tau_c = \exp^{5.470}(\gamma_c - 0.503) \quad (\text{滑脚坡沟}) \quad (6)$$

4 泥深确定

通过计算求得残留层厚度 h_a 后,就可以用下式确定泥深,但式中的不动层厚度 h_s 等须按具体情况处理。

$$h_c = h'_c + h_a + h_s \quad (7)$$

4.1 正常情况下的泥深确定

本文第 2 节已经阐明,正常情况下天然沟床的 h_s 很小,如果 h_c 从原沟床面较高的部位(即相当顺滑面)起算,则基本上可不考虑不动层,公式(7)可简化为

$$h_c = h'_c + h_a \quad (8)$$

这样泥深的确定就颇为简便。如东川蒋家沟,因近 40 年来泥石流主要形成区的部位和形成物的组成基本上没有大变化,泥石流体的成分和物化性质大致相同,则可以用式(5)求得 τ_c ;同时过去在观测 h'_c 时,都相应地测定了当时泥石流的容重 γ_c 和沟床比降 $i^{[4]}$ 。这样可以用式(2)求得 h_a ,从而由式(8)确定 h_c 。虽然计算求得的 h_c 与当时的实际值会有一定误差,但在正常情况下不会太大。

4.2 在特殊情况下的泥深

在特殊情况下,由于 h_s 或 h_a 很难获得,则泥深 h_c 亦难以确定。特殊情况很多,主要有以下 4 种。

(1) 沟床发生较大幅度淤积 通常由于在观测或计算断面的下游,沟道变弯或沟口向前伸展使沟道长度增加,以及沟口或沟道中局部侵蚀基准抬升等原因,使观测断面处的沟床比降减小,则不仅沟床残留层厚度增加,并且不易被后继的泥石流推动或撞击,这样不动层厚度 h_s 增加,并逐渐转化为堆积层。因 h_s 较大,又不易确定,则当时的 h_c 亦难以确定。

(2) 沟床发生较强烈冲刷 一般当泥石流流量超过某一极限值(如东川蒋家沟一般为 $1\ 000 \sim 1\ 500 \text{ m}^3/\text{s}$)时,残留层底部的顺滑面(带)遭到破坏,沟床开始出现强烈冲刷,虽然残留层照常形成,但所谓顺滑面在冲刷过程中有否形成不易确定,则 h_s 亦不易确定,随之 h_c 也不好确定。

(3) 沟床比降沿程出现突出变化 通常当沟床比降 i 在某一处出现突然加大或突然变小时,则变化处上游的残留层 h_a 会出现与该段的 i 不相适应。当变化处下游 i 突然加大时,下游 h_a 相应减小,并对变化处上游的残留层产生牵引作用,使上游的 h_a 随 i 减小;当变化处下游的 i 减小时, h_a 相应增大,并对变化处上游的残留层产生顶托作用,使下游的 h_a 随 i 加大,越向上游减小或加大的值就越小,最后使 h_a 与上游的 i 相适应。这样在比降变化处上游的 h_a 不易确定。

(4) 泥石流规模和容重突然变小 当前一阵粘性泥石流的流量 Q_c 和容重 γ_c 比较正常,则形成 h_a 也为正常,但后一阵的泥石流的 Q_c 很小, γ_c 亦较小($< 1.95 \text{ t/m}^3$),泥石流不足以推动前一阵泥石流的残留层,加之 γ_c 小,流动性较强,后继泥石流就超伏在前一阵残留层之上,并向前流动,这时残留层是不运动的,泥深就不包括残留层厚度,即 $h_c = h'_c$ 。但这种情况在蒋家沟仅见于支沟,如滑脚坡沟。

因为前 3 种特殊情况, h_s 或 h_a 不易获得或确定,故 h_c 亦不易确定;第 4 种情况泥深不需要进行更正。因此对过去不包含残留层厚度的泥深观测值进行更正,仅限于正常情况下的观测值。但根据东川蒋家沟主沟的观测,特殊情况出现很少,通常 90% 以上的粘性泥石流多发生在正常情况下,这样绝大部分当时不包含残留层厚度的泥深值可以进行更正。求得更正后的泥深 h_c 后,就可相应地求得当时泥石流的流量、输沙率和输沙总量等。并可运用这些更正后的数据,修正过去采用当时不含残留层的数值所建立或验证的流速、流量等计算公式。这些工作对健全和发展粘性泥石流学科是至关重要的。

5 结语

(1) 粘性泥石流的泥深是否包括残留层厚度,从上个世纪 80 年代以来一直存在着是和否二种观点、不包括和包括二种观测数据,本文作者们不仅用简易模型试验和人工泥石流试验,而且通过多种方法的原型观测都证实:当后继泥石流通过时,残留层除底部很薄的一层不动外,都是运动的,泥深应该包括残留层。在正常情况下不动层很薄,尤其当沟床面从原沟床较高的部位(即相当于顺滑面处)起算时,则粘

性泥石流泥深 (h_c) 可以认为包括残留层厚度 h_a 。

(2) 过去进行泥石流泥深等观测时, 都没有测定残留层厚度 h_a , 但均观测了泥石流的容重 γ_c 和沟床比降 i 等数值。为此本文提出了用当时的 γ_c 和 i 值计算当时 h_a 的方法: 首先确定决定 h_a 的泥石流极限抗剪强度是第一动抗剪强度 τ_a ; 然后建立 τ_a 与 γ_c 的关系式; 最后用测定 h'_c 时的 γ_c 、 i 和 τ_a 值由式(2) 计算得到当时的 h_a 。

(3) 除 4 种主要的特殊情况外, 可用原来测定的不含残留层厚度的泥深 h'_c 加上由计算获得的相应残留层厚度 h_a , 来确定并更正粘性泥石流泥深值 h_c 。按更正后的 h_c 可以更正相应的流量、输沙率和输沙总量; 修正过去运用不含残留层的泥深 h'_c 所建立或验证的粘性泥石流的流速、流量等计算公式。

参考文献:

- [1] 甘肃省交通科学研究所, 中国科学院兰州冰川冻土研究所. 泥石流地区公路工程[M]. 北京: 人民交通出版社, 1981. 51.
- [2] 杜榕桓, 康志成, 陈循谦, 朱平一, 等. 云南小江泥石流综合考察与防治规划研究[M]. 重庆: 科学技术文献出版社重庆分社, 1987. 142.
- [3] 吴积善, 张军, 程尊兰, 等. 粘性泥石流残留层与泥深的关系分析[J]. 山地学报, 2003, 21(4): 487—492.
- [4] 张军, 熊刚. 云南蒋家沟泥石流运动观测资料集[Z]. 北京: 科学出版社, 1997. 1—258.

Relation and Its Determination of Residual Layer and Depth of Viscous Debris Flow

WU Ji-shan, ZHANG Jun, CHENG Zun-lan, YOU Yong, DIAO Hui-fang

(*Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Sciences & Ministry of Water Conservancy, Chengdu 610041*)

Abstract: Field observations of prototypic debris flows and simulation experiments have revealed that the residual layer, except a thin base, usually moves with the successive surge while it passes through. This means that the flow depth of the surge should contain the thickness of the residual layer and allow a correction to the calculation formulas of velocity and discharge of viscous debris flow that did not include the residual layer. However, there are no available data regarding with the residual layer in the existing observations. This paper puts forward a calculation using parameters such as debris-flow density and gully gradient to determine the depth of debris flow and hence complete the correction.

Key words: viscous debris flow; depth; residual layer; relation and determination