

试析小流域土力类粘性泥石流的汇流过程 ——以滇东北大凹子沟为例

陈宁生¹, 韩文喜², 何 杰², 鄢和琳²

(1. 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; 2. 成都理工学院, 四川 成都 610059)

摘 要: 在分析土力类泥石流的产流特征和规律, 尤其是土源与水源关系的基础上, 将水文学上常用的等流时线法的基本原理应用于小流域土力类粘性泥石流的汇流计算。在具体的计算中, 以滇东北蒋家沟的一支沟—大凹子沟 1994-06-16 的泥石流为例进行泥石流汇流流量过程的试算。计算的结果应用观测的一些数值及现象和弯道超高的最大流量计算值检验, 结果表明此计算大体可以定量地反映该流域流量的过程。通过此汇流计算还可以了解阵性泥石流与连续泥石流的产生关系和机理, 也可以了解降雨时段与产流时段及汇流过程时段的差别。该研究的结果也存在主客观的局限性, 这一局限性反映了进一步探讨流域的产流量规律、流域等流时区划分的规律、大流域汇流计算和泥石流的波坦化规律的必然性。

关键词: 土力类; 粘性泥石流; 汇流

中图分类号: P642.23

文献标识码: A

1 前言

泥石流汇流的研究历来是泥石流及其工程防治的难点和重点。众所周知, 由于泥石流多数暴发于山区流域的源区, 频率较低, 观测困难, 同时泥石流由于物源丰富, 过程复杂, 单纯地从地质地貌学、土力学、水力学、水文学等单一学科入手难以解决其汇流过程中的诸多问题, 这反映了这一领域科学研究的难度, 故在其形成与汇流的过程研究中存在众多的未知空间。然而对于我国及世界上山区众多, 泥石流发育的国家而言, 因道路、环境、水利等工程建设的需要, 要求我们对泥石流的汇流过程与汇流规模等有一科学的认识, 同时泥石流学科理论的发展也需要人们对泥石流的汇流过程有一个深入的和定量的分析。这表明泥石流汇流的研究是地理、水文及岩土工程研究的必然。到目前为止, 国内外专家已着手从多方面加以研究, 如在大量观测资料的基础上, 研究泥石流汇流类型的划分与特征^[1]; 特殊溃坝的泥石流汇流过程^[2]。此外, 在一般洪水径流的基础上, 针对不同流域的特点, 确定修正系数, 拟出某一流域的泥石流流量计算的经验公式^[3~5], 以解决工程需要的泥石流计算问题。这些公式都是以

清水流量为基础, 并综合考虑泥石流容重、堵塞系数及含水量等特征, 如苏联的学者 C.M. 弗菜施曼利用综合成因法分析计算泥石流流量的方法即是其中的代表之一, 其计算公式为

$$Q_{Cmax} = nKQ_{Bmax}$$

式中 Q_{Cmax} 为泥石流的最大流量, Q_{Bmax} 为最大清水流量, nK 为综合系数, 其取值方法依据流域、沟道和泥石流特征而定^[6]。

另一方面, 从泥石流动力学, 从流速研究的角度出发, 国内外学者也建立了众多的运动方程, 这些方程在应用于泥石流流速与流量的计算中有许多的困难^[7]。客观上讲, 泥石流汇流计算的本质就是要通过一些已知的和可观测的流域参数, 如降雨量、流域产流区的面积、分布等, 科学地推算出泥石流的流量过程。由于其过程的复杂, 国内外有的学者则舍去泥石流中间的许多过程, 利用泥石流源区的基本条件预测泥石流的流量。如美国的 L. Benda and T. Dunne (1987), K. X. Whipple (1992)^[8,9], 依据源区固体物质的稳定条件和可能补给泥石流的数量去预测泥石流按需分配的水文过程。在水文学领域, 流域的降雨与汇流计算已发展了多种方法, 而且相对比较成熟, 这些方法中有得到广泛应用的等流时线法、单位

收稿日期: 2001-02-21; 改回日期: 2001-03-02。

基金项目: 国家青年基金(49801002)、云南省青年基金(98D022Q)资助。

作者简介: 陈宁生(1965-), 男(汉族), 福建南安人, 硕士, 副研, 主要从事山地灾害与工程研究, 发表论文 10 余篇。

线法^[10],有针对不同流域对象特征的综合性数学模拟计算方法。后者近年研究进展迅速,如用曲线数值程序估算直接径流^[11];在理论计算法的基础上,结合局部调查法进行降雨—径流计算^[12];引入遥感技术确定降雨从而计算径流^[13]。除了对降雨—径流的模拟计算外,流域融雪的径流模拟计算也有一定的发展^[14]。这些降雨—径流的汇流计算的方法为我们研究泥石流的汇流计算提供了有益的借鉴。

泥石流的类型繁多,依据形成的动力特征可分为土力类泥石流和水力类泥石流^[15]。后者是水流冲刷作用形成的泥石流,它的汇流与水流的汇流有较大的相似性,有人已开始对其小流域做了简单的模拟计算^[1]。土力类泥石流是由于土体饱和、液化、起动而形成的泥石流,大多数的粘性泥石流均为此类泥石流。笔者在试图了解其土水的转化机理和量化关系的基础上,鉴于泥石流汇流研究的科学量化的要求和通过以上一系列水文学汇流计算方法的总结,以滇东北蒋家沟的一支沟——大巴子沟为例,引入等流时线法对此类小流域(流域面积 $< 5 \text{ km}^2$)的汇流过程进行模拟计算(计算的时段为激发雨量过程的一个较短的时段)力图对小流域泥石流的科学量化的汇流研究做一有益的尝试。较大的流域由于由数个小流域组成,且产流区往往较分散,其汇流计算须引入其他的方法进一步深入地研究。

2 方法与原理

2.1 等流时线法在泥石流汇流计算中的可行性分析

水文学上流域的汇流可划分为坡地汇流和河网汇流两个阶段,水文流域汇流研究的目的就是寻找将流域上的降水过程转变为流域出口断面洪水过程的方法。由于流域的调蓄作用,同一时刻在流域上的降水不一定同时到达出口断面,而不同时刻的降水则有可能同时达到出口断面,对于小流域的这一些过程的降雨产流流量,人们可利用等流时线法加以分析计算。

计算的基本原理是在流域水系图上画出等流时线,凡是在该线上的雨水,经过相同的汇流时间,能同时到达出口断面;相邻两条等流时线之间的面积为等流时面积;同一时刻降落在等流时面积上的雨

水,能在对应的两条等流时线的时距内相继到达出口断面;在降雨时段等于两条等流时线的时距内降落在对应的等流时面积上的雨水,需经两倍的降雨时段才能相继到达出口断面。

土力类粘性泥石流的汇流过程与水文过程有相同也有不同之处。首先,流体本身性质大相径庭,其流速的表现亦不同。该类泥石流的产生方式是通过一系列复杂的子过程一阵一阵地产生,这与降雨迳流的连续过程是有所不同的。然而它也存在流域的调蓄作用过程。即同一时刻产生的泥石流常在不同的时刻到达某一出口断面,而不同时刻产生的泥石流有可能在同一时刻到达某一断面。土力类的泥石流的形成区一般集中于有限的崩滑等松散物质堆积区内。若设定泥石流的形成区,松散堆积物均匀分布,且平均坡度一致,从较大的范围、长时间的过程来看,土源的产出量可表述为激发雨量的函数。在激发雨量的作用下,一定的降雨量,便有一定的土源起动产流,这样物源的汇流可采用等流时线法加以计算。

若要将该方法应用于粘性泥石流的汇流计算,首先需要解决的是泥石流在可以发生的条件下降雨量与土源产出量的定量关系。然后在分析计算或实验观测泥石流的运动特征的基础上,分析计算泥石流的等流时段,等流时距和划分出泥石流流域的等流时区。这样等流时线法可以应用于泥石流汇流计算。即:在泥石流的直接形成区,按照泥石流的流速和时间过程的特征,画上一系列的等流时线,凡在该线上产生的泥石流能同时到达某一出口断面。相邻两条等流时线之间的面积称为等流时面积。同一时刻在等流时面积上产生的泥石流,能在对应的等流时线的时距内相距到达出口断面;在产流时段等于两条等流时线的时距内对应的等流时面积上的产流,需经过两倍的产流时段才能相继到达某一出口断面。

2.2 降雨与泥石流产流量 H 的关系

泥石流产流的前提是降雨的雨强必须满足激发雨量的需要。如果不满足就没有泥石流产生与汇流的问题了。故本计算是在可以产流的前提下进行的。泥石流的产流量由两部分组成,一部分为降雨饱和并液化土体后的土源产流量 H_{\pm} ,另一部分为降雨的超渗产流的产流量 $H_{\text{水}}$ 。依据土力类泥石流

1)张丽萍,唐克丽,等. 神府—东胜矿区人为泥石流发生机理研究. 中国科学院山地灾害—泥石流滑坡基础研究特别支持领域子专题总结报告. 中国科学院、水利部水土保持研究所印. 1998, 43~48.

启动的土力学原理饱和土体启动前的土体极限平衡有

$$\gamma_H H \sin \theta \cos \theta = C + \gamma_h H \cos^2 \theta \tan \varphi \quad (1)$$

式中 γ_H 为启动土体的容重, θ 为坡度角, φ 为土体的内摩擦角, C 为土体的粘滞力, H 为启动土体的厚度。

从该式可见,启动土体在土体的阻力特征确定的情况下,给定一定的坡度,土体的启动必有一个临界厚度,这早在崔鹏 1990 年的实验中已提及,在其后的有些研究中也涉及^[16,17]。从现有的泥石流研究资料^[1,18,19]和笔者在野外泥石流的产流观察及实验观察可知,土力类粘性泥石流的发生,都经历了土体的渗透、饱和、液化、起动的过程,这表明渗透的径流量与启动的土源量是有一正相关的关系。从现有的研究表明^[1]泥石流源区的土体是饱和液化一层,启动一层,即在降雨的作用下,土体是一阵一阵地不连续的启动。在雨强能满足泥石流产生的情况下,土体的饱和层达到临界厚度时即可启动产流,这说明在渗透方程建立基础上,降雨的下渗量与产流量可以与时间建立关系。在目前的研究水平下,也可应用实验的方法计算流域平均坡度下的饱和土体的临界启动厚度,饱和土体的含水量即渗透方程从而确定产流土源量 H_{\pm} 随降雨时间的变化。 H_{\pm} 实际上就是超渗产流的产流量,它可以通过渗透方程的稳定下渗率与激发雨量的差别加以确定。

2.3 等流时区的划分

划分等流时区首先要确定等流时段,在泥石流区域,可将一定临界厚度 H 的土体和水体,在激发雨量的作用下,其含水率从前期雨量作用下的非饱和并具有稳定下渗率的状态增至饱和并启动所花费的时间 Δt 定为产流时段。由于泥石流在坡面上启动到流动的过程为加速过程,泥石流产流区两条等流时线之间的距离为 $\frac{1}{2} a \Delta t^2$, 其中 a 为泥石流在坡面上的加速度,其取值可以通过源区的观测,但在实际中,产流区的观测是十分的困难,故可在泥石流形成区不同的坡度段做人工泥石流实验,通过观测泥石流的流速变化确定加速度,建立加速度与坡度的关系: $a = f(\theta)$ 。将一系列的等流时线绘出后,可得到一系列的等流时区。

3 大凹子沟的泥石流汇流模拟计算

3.1 大凹子沟流域概况

大凹子沟为蒋家沟左岸一支沟,流域面积

2.33 km²,其中堆积区面积为0.0223 km²,流通区汇水面积1.02 km²。区内崩滑区为泥石流的直接物源区,它由8个主要的滑坡组成,其总面积0.287 km²,非崩滑形成区面积1.00 km²(图1)。大凹子沟主要物源为崩滑区,其松散固体物质总量为 $9.396 \times 10^6 \text{ m}^3$,崩滑区的松散堆积物平均厚度为 26.32 m。

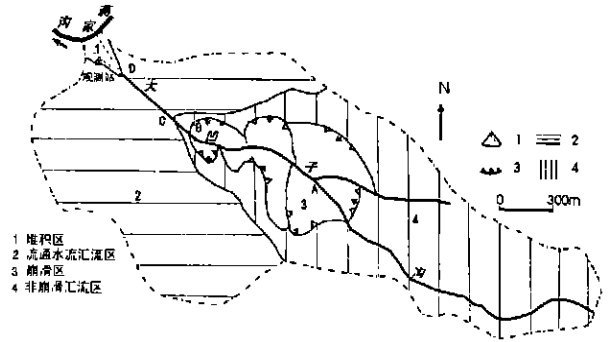


图1 大凹子沟流域不同特征区域分布图

Fig. 1 The areas map of Dawazi gully

该沟形成区的松散堆积物的平均自然休止角为 36° ,形成区沟床的平均坡度为 23.5° 。该沟平均每年暴发泥石流 1~4 次,每次泥石流的阵次和规模不等,常变化于几阵至十几阵。

3.2 大凹子沟 1994—06—15~16 降雨与泥石流概况

大凹子沟的泥石流规模较小,一般最大流量为 $n \times 10 \text{ m}^3/\text{s}$ ($n=1\sim9$),历时多为 30min 以内,其类型多为粘性泥石流。该流域的形成区非常集中,是泥石流形成和汇流研究的理想基地。故在该沟的源区安置了翻斗式雨量筒以记录暴雨过程。该地区泥石流多数发生于夜晚,不易观测。1994—06—16 凌晨,大凹子沟暴发几年来规模最大的一次粘性泥石流,为连续流。该泥石流经东川站的时间为 6:15,粘性连续泥石流持续 20 min+。从大凹子沟上游的雨量筒观测资料加以分析可知,该沟泥石流的激发雨量过程从 6:05 至 6:23 的降雨,整个过程的总雨量 10.5 mm,其雨强变化不大,其平均值为 0.5 mm/min (图2)。观测站附近 C 断面观测的最大流量为 $47.6 \text{ m}^3/\text{s}$ 。从激发降雨的时间和泥石流过观测站的时间差约为 10 min 可以知道,从激发降雨到产流是非常的迅速。该次泥石流是该年度大凹子沟的第一次泥石流,泥痕十分清楚,在暴发泥石流后的第二天,通过沟口三个弯道的泥石流超高的测量和断面的测量,测出平均流速和最大流量。A 断面的测定

流量为 $90.5\text{ m}^3/\text{s}$, C 断面观测流量为 $43.5\text{ m}^3/\text{s}$ 。

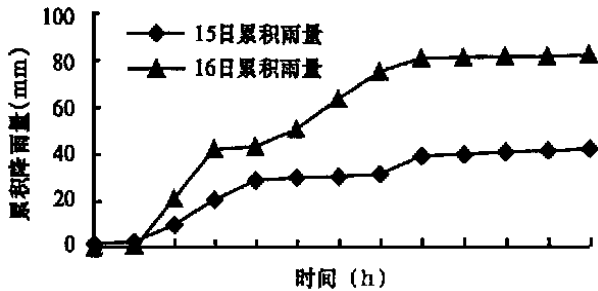


图2 1994—06—15~16 0~12 时的累积雨量过程
Fig. 2 The Raining process of Dawazi Gully
Between 0~12 O' clock on June15 and 16 1994

3.3 土体临界起动厚度的计算

依据笔者的研究和在大凹子沟的观测实验泥石流的临界起动厚度是坡度的一个函数泥石流的起动存在一临界厚度 H_{\pm} , 即表示层土体的含水量超过某一数值时, 一定的坡度 θ 与起动的土体 H_{\pm} 存在以下关系^[19]

$$H_{\pm} \geq 6.1 \times 10^{-2} / (\tan \theta - 0.0074 \cos \theta) \quad (\text{m}) \quad (2)$$

这一关系可用于泥石流沟 H_{\pm} 的计算, 如在大凹子沟的泥石流源地区坡面, 自然平均坡角为 $30^{\circ} \sim 40^{\circ}$, 则临界起动厚度的最小值为 7.3 cm 。这一数值也正是泥石流源区在单位时段 Δt 内的 H_{\pm} 产流量。 $H_{\text{水}}$ 的计算有赖与区域的泥石流渗透方程, 据笔者研究大凹子沟的渗透可用如下方程表示^[20]:

$$F_p = 0.11 + 0.44e^{-0.56 t} \quad (3)$$

方程中激发雨强超过渗流强度导致的超渗产流 $H_{\text{水}}$ 在 3 min 单位时段内的量为 $H_{\text{水}} = (0.52 - 0.44) \times 3 = 0.24\text{ mm}$, 单位时段的产流量 H 为 H_{\pm} 与 $H_{\text{水}}$ 之和, 其值为 7.32 cm 。

3.4 等流时段的确定

泥石流产流的等流时段即是土体从自然状态, 在降雨渗透的作用下饱和并启动的时间, 对具体的流域此数据可以从实验获得。采用人工提取大凹子沟的常年径流, 用降雨喷头直接对泥石流产流区的

坡面一定面积的土体进行浇灌, 在平均坡度 40° 左右的坡面上堆积物进行产流实验, 此时在具有激发雨量的喷头的作用下(雨强为 0.5 mm/min)。平均约经过 3 min 的激发雨量作用, 第一层松散土体便开始启动, 笔者将这一实验的经验值作为等流时段, 即: $\Delta t = 3.0\text{ (min)}$ 测得饱和时的含水率为 14% 。在以上条件的作用下, 表层饱和土体启动后, 即第一个时段结束, 并开始第二个时段。

3.5 等流时距的确定

泥石流源区的等流时距为 $\frac{1}{2}at^2$, 坡面泥石流的

运动是一个速度有 0 开始的加速过程, 其加速度极难用现有的稳定沟道的流速和力学公式加以推算, 现在实验的基础上加以确定。

1995—08, 在大凹子沟上游形成区, 坡度为 40° , 坡长为 7.3 m 的自然斜坡上, 引大凹子沟的地表径流在斜坡上直接渗灌。在斜坡上建立 3 个断面, 测量泥石流顺次经过断面的时间和断面间距, 在求出两断面之间的平均流速的基础上, 进而求出泥石流的平均加速度, 根据 4 次总流量分别为 $1\,120\text{ cm}^3 \sim 8\,400\text{ cm}^3$ 的泥石流实验, 实验得知加速度的平均值为 1.1 cm/s^2 。另外依据大凹子沟沟口断面 A、C、D 的坡度测量与加速度计算(图 3, 表 1), 两组数值可联立计算加速度 a 与坡度 θ 的关系为:

$$a = 2.3 \sin \theta - 0.36 \quad (\text{cm/s}^2) \quad (4)$$

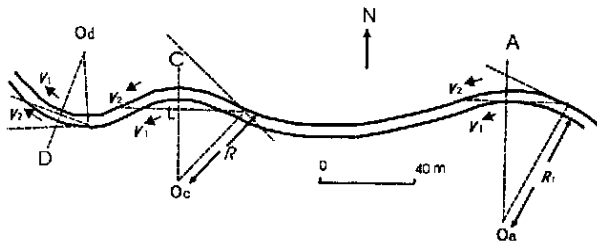


图3 大凹子沟 A、C、D 断面分布及弯道测量要素分布示意图
Fig. 3 A, C, D section and curve way factors distribution

表1 大凹子沟堆积区 A、C、D 断面的弯道超高测量数据

Table 1 The measured exceed heights of section A, C, D in curve ways of Dawazi gully

断面代号	弯道内径 m	弯道外径 m	弯道超高 m	沟床坡度 (°)	断面间距 m	断面面积 m ²	V_2 m/s	V_1 m/s	加速度 m/s ²	平均流速 m/s	平均流量 m ³ /s
O _a —A	39.8	57.8	0.41	7		11.8	9.08	6.25		7.67	90.5
O _c —C	16.3	42.7	0.69	7	136.6	10.58	5.95	2.27	-0.307	4.11	43.5
O _d —D	16.6	31.6	0.26	6	64.65	11.76	4.76	2.51	-0.056	3.64	42.8

依此确定的等流时距为：大凹子沟形成区以图 1B 点为泥石流形成区汇流出口，形成区（图 4 的崩滑区）主沟床 AB 段平均坡度为 23.5° ，以 B 点为基础，山坡上的产流点与 B 点之间的平均坡降为 30° 。以上两个坡度值为基础，计算得沟床和坡面的加速度依次为 0.56 cm/s^2 和 0.80 cm/s^2 ，等流时段为 3 min，等流时距依次为 90 m 和 130 m。

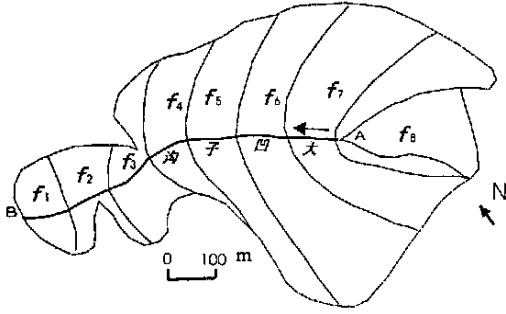


图 4 大凹子沟泥石流崩滑形成区等流时区划分示意图

Fig. 4 The equivalent flow duration contours areas map in landslide and collapse areas of Dawazi gully

3.6 等流时区的划分

依据以上两个等流时距分别在崩滑形成区沟床和坡缘的地貌形态特征作点并连线便形成图 4 的 $f_1 \sim f_8$ 共 8 个等流时区，各时区的面积 f 和其有效产流流量面积 f' (f' 为 90 % 的 f) 分别为：

$$\begin{aligned} f_1 &= 0.012\text{ km}^2, f'_1 = 0.0108\text{ km}^2; \\ f_2 &= 0.012\text{ km}^2, f'_2 = 0.0153\text{ km}^2; \\ f_3 &= 0.022\text{ km}^2, f'_3 = 0.0198\text{ km}^2; \\ f_4 &= 0.02\text{ km}^2, f'_4 = 0.0198\text{ km}^2; \\ f_5 &= 0.038\text{ km}^2, f'_5 = 0.0343\text{ km}^2; \\ f_6 &= 0.012\text{ km}^2, f'_6 = 0.0621\text{ km}^2; \\ f_7 &= 0.052\text{ km}^2, f'_7 = 0.0468\text{ km}^2; \\ f_8 &= 0.055\text{ km}^2, f'_8 = 0.0495\text{ km}^2. \end{aligned}$$

3.7 汇流流量过程的计算

在图 4 中的等流时线图中，产流区被分为 8 个等流时区，其等流时面积依次为 $f_1 \cdots f_8$ ，B 点（图 3）为出流断面位置。对于在 t 时刻的产流， f_1 区域上的流体需经 Δt 时间到达出流断面 B， f_2 区域上的产流需经 $2\Delta t$ 时间方可到达出口断面 B 并与下一个 Δt 时段 f_1 区域的产流汇流。依次类推， f_8 区域的产流需经过 $8\Delta t$ 的时段方可到达 B 断面，并与其它同时到达 B 断面的流体汇流。如果某一泥石流的产流过程分为三个 Δt 时段，且每个时段的产流厚度

均为 H ，则整个出流过程为依据以上确定的大凹子沟的等流时段 Δt ，有效产面积 f' 和产量 H 计算出的大凹子沟 B 断面的出流过程（图 5）如下：

$$\begin{aligned} Q_1 &= (H/\Delta t)f'_1 = 4.4(\text{m}^3/\text{s}) \\ Q_2 &= (H/\Delta t)(f'_2 + f'_1) = 10.6(\text{m}^3/\text{s}) \\ Q_3 &= (H/\Delta t)(f'_3 + f'_2 + f'_1) = 20.2(\text{m}^3/\text{s}) \\ Q_4 &= (H/\Delta t)(f'_4 + f'_3 + f'_2 + f'_1) = 26.8(\text{m}^3/\text{s}) \\ Q_5 &= (H/\Delta t)(f'_5 + f'_4 + f'_3 + f'_2 + f'_1) = 40.7(\text{m}^3/\text{s}) \\ Q_6 &= (H/\Delta t)(f'_6 + f'_5 + f'_4 + f'_3 + f'_2 + f'_1) = 66.1(\text{m}^3/\text{s}) \\ Q_7 &= (H/\Delta t)(f'_7 + f'_6 + f'_5 + f'_4 + f'_3 + f'_2) = 80.7(\text{m}^3/\text{s}) \\ Q_8 &= (H/\Delta t)(f'_8 + f'_7 + f'_6 + f'_5 + f'_4 + f'_3) = 94.7(\text{m}^3/\text{s}) \\ Q_9 &= (H/\Delta t)(f'_8 + f'_7 + f'_6 + f'_5 + f'_4) = 86.6(\text{m}^3/\text{s}) \\ Q_{10} &= (H/\Delta t)(f'_8 + f'_7 + f'_6 + f'_5) = 78.5(\text{m}^3/\text{s}) \\ Q_{11} &= (H/\Delta t)(f'_8 + f'_7 + f'_6) = 64.6(\text{m}^3/\text{s}) \\ Q_{12} &= (H/\Delta t)(f'_8 + f'_7) = 39.3(\text{m}^3/\text{s}) \\ Q_{13} &= (H/\Delta t)(f'_8) = 20.2(\text{m}^3/\text{s}) \end{aligned}$$

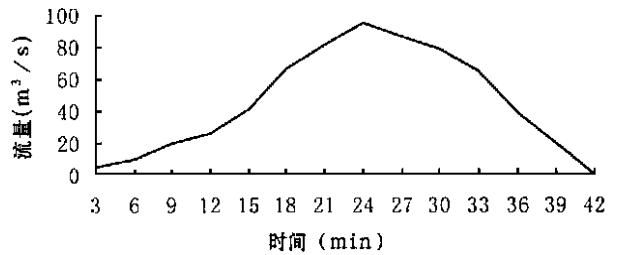


图 5 1994-06-16 大凹子沟泥石流流量过程曲线图

Fig. 5 The debris flow discharge process in Dawazi gully on June 16 1994

4 汇流流量过程的验证与结果分析

粘性泥石流的过程约从 6:15 延续到 6:40，在粘性泥石流到来之前，约有 7 min 的高含沙水流和稀性泥石流，在粘性泥石流结束后，有 10 min 的高含沙水流和稀性泥石流。观测站附近观测的 Oc—C 断面的最大流速为 4.5 m/s ，该断面最大流量为 $47.6\text{ m}^3/\text{s}$ 。在泥石流暴发后的第三天，对堆积区的三个断面（图 3）进行弯道超高的测量，并进行流量的计算，结果如（表 1）。

4.1 弯道超高测量值分析

在我国和世界上，这种小沟道的泥石流的系统过程的观测资料尚十分缺乏，进行汇流流量的验证十分困难。大凹子沟以上的汇流流量计算的出口断面为崩滑区的下游边缘位置 B，观测站所在的位置在 Oc—C 断面处，二者相距 1.5 km。弯道超高测量

的 O_c-C 断面最大流速平均值为 4.11 m/s , 最大流量平均值为 $43.5 \text{ m}^3/\text{s}$, 与观测值接近, 表明弯道超高测量值具有一定的可信度。

4.2 计算值的最大流量校验

由于整个流通区沟床为基岩沟床, 跌坎较多, 坡降较大, 堵塞系数极小, 泥石流从产流出口断面到 O_a-A 断面(堆积区与流通区的交界位置)基本不停积, 故可以认为 O_a-A 断面的流量与产流出口断面 B 的流量接近, 可用于校验。

泥石流沟流通区与堆积区的交界位置在 O_a-A 断面位置, A 断面以后泥石流就开始堆积, 流量和流速迅速减小。分别计算出内外弯道的流速 V_1 和 V_2 , 依据平均流速和断面面积计算平均流量, 计算的最大值位于 A 断面(表 1), 此为泥石流出口的第一个弯道, 因没有进行堆积的过程, 故此流量可表示泥石流的洪峰流量。此数据 $90.5 \text{ m}^3/\text{s}$, 略小于计算值的峰值流量 $94.7 \text{ m}^3/\text{s}$, 但非常接近, 说明以上的计算具有一定的可信度。

4.3 汇流计算的结果分析

计算的结果反映泥石流的流量过程为近似的正态分布, 这与实际相吻合, 计算反映的产流激发雨量时间与产流的时间小于汇流过程的时间, 这与现实中观测到的雨停而流不止的现象吻合。此峰值流量位于出流过程的中间环节, 这与蒋家沟峰值流量实际观测结果一致, 这与实际的泥石流运动规律相吻合。实际上泥石流的产生是一阵一阵的, 在汇流的过程中由于波坦化的作用使不同阵次的首尾相连或不同产流时区的泥石流的迭加便产生了连续流。由于泥石流流动过程的波坦化, 必然使峰值流量减小, 而过程增长。泥石流暴发过程及在沟道的流通过程, 由于有地表径流的汇入, 当土源的产流量较小时, 可以以高含沙水流或稀性泥石流出现, 故在粘性泥石流暴发或停止的前后常有高含沙水流或稀性泥石流。

从上节的计算和分析可知, 第一阵泥石流的产流时间约为 $6'08$, 而到达观测楼的第一阵稀性泥石流约为 $6'15$, 这是因汇流断面观测楼尚有 1500 m 的距离, 泥石流运动需要一定的时间, 且由于第一、二阵泥石流流量较小在运动过程中可由于地表径流的汇流而成为高含沙水流, 站台上观测到泥石流的发生可能为第 3 阵以后的泥石流。

由于泥石流的汇流工作起步较晚, 过程复杂, 观测困难, 故该试探性研究仍存在着许多问题。表现

在泥石流模拟计算的流量峰值比实际情况陡, 这虽然可用泥石流过程的波坦化来解释, 但波坦化的研究有必要进一步的深入和量化。在计算的过程中许多参数依然是实验性的, 当然受局地条件的影响, 其普遍规律有待深入的研究。对于较大的流域, 如蒋家沟它有非常丰富的观测资料, 但这种大流域的汇流计算需要对流域源区的特征详细研究的基础上采用科学的方法进行。小流域的完整的观测资料有待进一步的收集, 完整地验证汇流计算模式。

致谢: 崔鹏研究员 对全文提出了宝贵的意见和建议, 章书成研究员和叶明富同志参加了 1994—06—16 泥石流弯道超高的测量工作。

参考文献:

- [1] 中国科学院—水利部成都山地灾害与环境研究所. 中国泥石流[M]. 北京: 商务印书馆, 2000. 60~69, 192~220.
- [2] 罗德富, 等. 川藏公路南线(西藏境内)山地灾害极其防治对策[M]. 北京: 科学出版社, 1995. 242~258.
- [3] 康志成. 云南东川蒋家沟粘性泥石流最大流量分析[A]. 中科院兰州冰川冻土研究所集刊(4)[C]. 北京: 科学出版社, 1985. 119~123.
- [4] 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. 164~171.
- [5] 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, 1993. 18~190.
- [6] C.M. 弗莱施曼著(姚德基译). 泥石流[M]. 北京: 科学技术出版社, 1986. 164~241.
- [7] 王兆印. 泥沙研究发展的趋势和新课题[J]. 地理学报. 1998, 53(3): 245~255.
- [8] L. Benda and T. Dunne. Sediment routing by debris flow[A]. Process erosion and sedimentation in pacific rim[C]. JAHS Publication, 1987 (165): 213~223.
- [9] K. X. Whipple. Predicting debris flow run out and deposition on fans[A]. The importance of the flow hydrographic procedure of the Chengdu symposium[C]. IAMS Publication, 1992. (209): 337~345.
- [10] 王燕生. 工程水文学[M]. 水利电力出版社, 1992. 73(110).
- [11] J. O. Onyando and T. C. Shama. Simulation of direct runoff volumes and peak rates for rural catchments in Kenya, east Africa[J]. Hydrology. Science. Journal., 1995, 40(3): 367~380.
- [12] F. Macro. Use of a genetic algorithm combined with a local search method for the automatic calibration conceptual rainfall-runoff model[J]. Hydrology Science Journal, 1996. (41): 21~39.
- [13] G. W. Petty and W. F. Krajewski. Satellite estimation of precipitation over land[J]. Hydrology Science. Journal, 1996, 41(4): 433~452.
- [14] R. I. Ferguson. Snowmelt runoff models[J]. Progress Physical Geography, 1999, 23(2): 205~227.
- [15] 周必凡, 高考, 杨庆溪. 四川汉源流沙河河流域泥石流分类及其防治原则[A]. 泥石流论文集(1)[C]. 重庆: 科学技术出版社

- 重庆分社, 1981. 94 ~ 98.
- [16] 陈宁生. 源地土力类泥石流起动的临界厚度分析[A] . 第四届全国泥石流会议论文集[C] . 甘肃文化出版社, 1994. 350 ~ 353.
- [17] 崔鹏. 坡面泥石流形成条件分析[A] . 海峡两岸山地灾害与环境保育研究, 第一卷[C] . 成都: 四川科学技术出版社, 1998. 180 ~ 184.
- [18] H. Mani. Preliminary report on the Gamahara torrent debris flow of December 6, 1999, Japan[J] . Journal of Natural Disaster Science, 1996, 18(2): 89 ~ 97.
- [19] 高桥保. 土石流的发生流动机构[M] . 土と基础, 1978, 26(6): 45 ~ 50.
- [20] 陈宁生. 泥石流源区弱固结砾石土的渗透规律研究[J] . 山地学报, 2001, 19(2): 169 ~ 171.

The Research on Gravity Viscous Debris Flow Confluence in Small Basin

——Take Dawazi Gully in North-west of Yunnan as Example

CHEN Ning-sheng¹, HAN Wen-xi², HE jieM² and YAN He-lin

(1. *Institute of Mountain Hazards & Environment Chinese Academy of Sciences, Chengdu 610041 PRC;*

2. Chengdu College of Science and Engineering, Chengdu 610059 PRC)

Abstract: The equivalent flow duration contours is used to calculate and analyze the gravity viscous debris flow confluence in small basin. This application is based on realizing the initiating principles of debris flow, specially the relationship between earth and water resources. The raining process data on June 16, 1994 in Dawazi gully is used to calculate debris flow confluence process. The calculation results are checked by both direct observation data and later measurement one, which are derived from different exceed heights between curve way banks. At the end it shows that the calculation results nearly appear to be consists with the real process. From the calculation and analyzing above the relation between continuous flow and fit flow and the mechanics of both debris flow are understood partly. The results also show that the process difference among the duration of raining, flow initiation and confluence. As the limitation on this paper, it is necessary to research the confluence of large debris flow basin, the flat process of debris flow in channel movement and the usual laws of viscous debris flow in small basin.

Key words: gravity; viscous debris flow; confluence