

泥石流输沙及其对山区河道的影响

崔 鹏¹, 何易平², 陈 杰³

(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. College of Engineering, San Diego State University, San Diego, CA 92182 USA; 3. 西南大学地理科学学院, 重庆 400715)

摘 要: 泥石流能在很短时间内将大量大小混杂的固体物质输入主河, 影响主河河床演变, 形成灾害。在连续观测资料的基础上, 对泥石流输沙的强度、级配和时空分布特征进行了分析。通过实际测量, 分析了泥石流在沟道内冲淤特征以及影响泥石流冲淤特征的因素, 如泥石流活动规模和局部沟道条件等。通过水槽实验, 分析了泥石流与主河交汇的机理, 将泥石流入汇主河的模式概括为掺混模式、潜入模式、推进模式和堵河模式, 并且从能量角度阐释了汇流区的水沙交汇特征, 提出了泥石流堵江的判据。最后, 分析了泥石流多发区受泥石流入汇影响, 主河河床在平面形态、横断面形态、纵断面形态和河型等方面的变化特征。

关键词: 泥石流; 输沙; 冲淤; 交汇; 河床演变

中图分类号: P642.23

文献标识码: A

泥石流发育于山区小流域, 广泛分布于占我国 2/3 陆地国土面积的山区中, 每年造成大量的人员伤亡和财产损失。泥石流具有大密度 ($1.7 \sim 2.3 \text{ t/m}^3$), 高流速 ($3 \sim 15 \text{ m/s}$), 大流量 (其流量是沟谷正常流水的几十倍到几千倍), 短历时 (几分钟到几十小时) 和宽级配 (粒径量级从 $1 \times 10^{-6} \sim 10 \text{ m}$) 等活动特征。泥石流还具有高强度的输沙能力和强烈的冲淤作用, 能在很短时间内将大量大小混杂的固体物质输入主河, 影响主河河床演变。大规模泥石流可能形成堵江坝和堰塞湖, 淹没上游农田、铁路、公路等沿江建筑物; 而当堵江坝溃决时, 会产生大规模的溃决洪水, 造成下游长距离超常冲刷, 冲毁下游农田和沿江建筑物, 形成二次灾害。

本文以野外观测资料和实验数据为基础, 探讨泥石流输沙特征和泥石流入汇对主河产生的影响。

1 泥石流输沙特征

泥石流能在极短的时间内把巨量泥沙输入河

道, 导致河道急剧变化, 同时也产生长期的河床演变结果。因而, 泥石流成为江河上游最剧烈、最复杂、最严重的输沙方式。据云南中国科学院东川泥石流观测研究站实测资料, 1965 ~ 2005 年, 蒋家沟共暴发泥石流 460 次, 最多一年暴发 28 次 (1965 年), 最少一年暴发 2 次 (1993 年、2005 年), 平均每年暴发 11.2 次, 泥石流的年际输沙量呈现相应的起伏变化 (图 1), 但其输沙总量巨大, 将大量泥沙输入小江, 引起小江河床的快速变化。泥石流输沙有以下特征。

1.1 输沙强度大

根据蒋家沟泥石流观测研究站 1965 年以来的观测资料^[1, 2], 多年平均输沙量 $260.79 \times 10^4 \text{ m}^3$, 变化于 $26 \times 10^4 \sim 659 \times 10^4 \text{ m}^3$, 按密度 2.2 t/m^3 计, 平均每年通过观测站观测断面输入小江的泥沙为 $573.7 \times 10^4 \text{ t}$, 变化于 $57.2 \times 10^4 \sim 1449.8 \times 10^4 \text{ t}$, 平均输沙模数 $118\,045 \text{ t}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ 。由表 1, 蒋家沟泥石流的输沙模数仅处于泥石流沟的中等输沙水平, 已测得最大泥石流年输沙模数 $470\,000 \text{ t}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$

收稿日期 (Received date): 2006 - 08 - 24。

基金项目 (Foundation item): 国家杰出青年科学基金 (40025103) 和国家自然科学基金重点项目 (49831010) 资助 [Supported by National Foundation for Outstanding Young Scientists (40025103) and key project of National Natural Science Foundation (49831010)]

作者简介 (Biography): 崔鹏 (1957—), 男 (汉), 陕西西安人, 博士, 研究员, 主要从事泥石流等山地灾害研究 [Cui Peng, Male, Born in 1957 in Shaanxi Province, Ph. D., Professor, Specialized in mountain hazards, Email: pengcui@imde.ac.cn]

(古乡沟),最小 65 500 t/(km²·a)(泥湾沟),平均 217 170 t/(km²·a)。据小江水文站 6 a 实测资料,小江输沙模数为 2 958 t/(km²·a),仅为蒋家沟的 2%。由此可见,泥石流具有极强的输沙能力,其输沙模数为山区正常溪流输沙模数的 48 倍,每一条泥石流沟就是一条泥沙的高速公路。

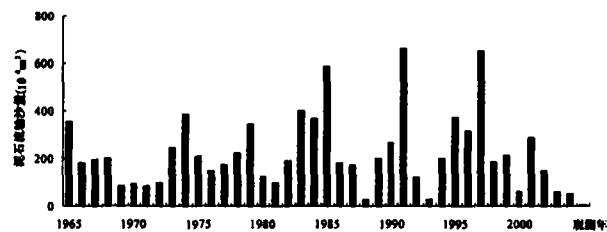


图1 蒋家沟 1965~2005 年泥石流输沙量分布图
Fig.1 Sediment transported by debris flows of Jiangjia Ravine during 1965~2005

1.2 泥沙级配宽

泥石流具有极宽的颗粒级配,粒径量级范围为 1×10⁻⁶~10 m。对比小江表层水样(取样时间 2002-07-22T11)和 2000-06-19 蒋家沟泥石流龙头样的颗粒级配(图 2),泥石流级配范围更宽,颗粒更集中于粗颗粒,均值粒径为 -1.28Φ(2.43 mm),>2 mm 的颗粒占 60%;而小江悬移质均值粒径仅 5.852Φ(0.017 mm),<0.05 mm 的颗粒占 77%。可见,泥石流颗粒的均值粒径大于河流泥沙

颗粒的平均粒径的 2 个数量级。河流泥沙级配变幅为 Φ=1~9,泥石流泥沙级配变幅为 Φ=-6~9。

1.3 时空分布集中

泥石流暴发的时间集中性决定了其输沙的年内时间集中性。据 1997~2002 年蒋家沟 70 场泥石流活动及输沙资料(表 2),泥石流活动全部集中在 6~9 月。就暴发时间而言,11 场(15.7%)泥石流暴发在 6 月,31 场(44.3%)暴发在 7 月,26 场(37.1%)暴发在 8 月,2 场(2.9%)暴发在 9 月。就泥石流输沙而言,6 a 通过泥石流观测研究站观测断面输向小江的总沙量为 1 546.85×10⁴m³,其中,3%在 6 月,52%在 7 月,44%集中在 8 月,1%在 9 月。可见,泥石流输沙在年内分配上极不均匀,90%左右的泥沙集中与 7~8 月,而在 11 月至次年 4 月基本没有泥石流输沙^[8]。

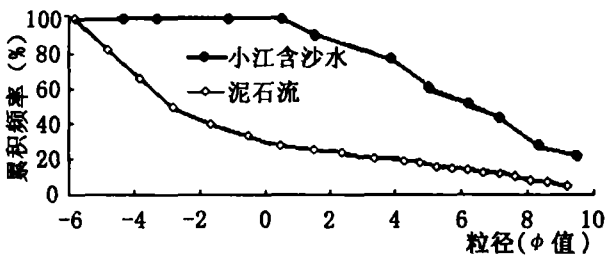


图2 蒋家沟泥石流与小江悬移质样颗粒累计曲线图
Fig.2 Grain size distribution of suspended load of Jiangjia Ravine and Xiaojiang River

表 1 有资料来源的泥石流沟与一般山区河流年均输沙量和输沙模数的比较

Table 1 Comparison of annual sediment load and yield between debris flow gullies and mountainous streams

流域名称	面积 (km ²)	资料年限	年输沙量 (10 ⁴ t)	侵蚀模数 [10 ⁴ t/(km ² ·a)]	资料来源
古乡沟	26.0	1964~1965 年	1 222.0	47.0	王文潜等 1985 年 ^[3]
柳湾沟	1.97	1963 年	24.6	12.5	杨针娘 1985 年 ^[4]
火烧沟	2.03	1973 年	25.6	12.6	杨针娘 1985 年 ^[4]
泥湾沟	10.3	1965 年	67.5	6.6	杨针娘 1985 年 ^[4]
浑水沟	4.5	1976~1978 年	168.4	37.4	张信宝等 1989 年 ^[5]
蒋家沟	48.6	1965~2002 年 1960~1966 年	691.1	11.8	
小江	2 116	1960~1966 年 (缺 1964 年)	625.5	0.296	邓贤贵等 1997 年 ^[6]
龙川江	5 560	1964~1996 年	475.0	0.085	张信宝等 2002 年 ^[7]
金沙江	485 099	1956~2000 年	25 500	0.053	中国河流泥沙公报 2000 年

由于泥石流的暴发具有年际差异性和不稳定的周期性,泥石流输沙也具有年际差异性和不稳定的周期性。从1965年至2003年,蒋家沟存在7个明显的输沙高峰年:1965年、1974年、1979年、1985年、1991年和1997年(见图1),可见蒋家沟泥石流输沙存在大约6 a左右的周期。泥石流输沙的峰值之间存在较大差异,最大年输沙量为 $659 \times 10^4 \text{ m}^3$ (1991年),是多年平均输沙量的3倍,一般输沙峰值年(1979年)的2倍,最小年输沙量(1993年)的25倍。其极值比远大于长江上游干流输沙量的极值比 $2 \sim 4^{[9]}$ 。另外,泥石流年输沙总量与泥石流年暴发次数关系密切(相关系数达0.7),即年内泥石流暴发次数越多,该年泥石流总输沙量也越大(见图1)。

泥石流在空间分布上具有集中性和差异性,受泥石流空间活动规律的影响,山区河道也表现出集中来沙段和较少来沙段。在长江上游已查明的6 800余条泥石流沟中,分布于跨越第一级地貌阶梯(青藏高原,海拔 $\geq 4\,000 \text{ m}$)与第二级地貌阶梯(云贵高原,海拔 $1\,000 \sim 2\,000 \text{ m}$;四川盆地,海拔 $300 \sim 700 \text{ m}$)的过渡带的泥石流沟5 880余条,占长江上游已查明的泥石流沟总数的86.5%^[10]。在金沙江下游已查明泥石流沟900余条,其中,四川省会理等县438条,云南昭通地区300余条,小江流域172条,龙川江及其他地区60余条^[11,12]。泥石流成为金沙江下游的重要泥沙来源,金沙江下游也是长江上游的主要产沙区,约占长江上游泥沙的40%^[13]。金沙江下游年输沙量 $2.14 \times 10^8 \text{ t}$,占全流域的83.6%;而金沙江中上游泥石流相对较少,攀枝花以上中上游年输沙量 $0.42 \times 10^8 \text{ t}$,仅占全流域的16.4%。

2 泥石流沟道冲淤特征

2.1 泥石流沟床冲淤监测

表2 1997~2002年蒋家沟泥石流输沙量的年内分配(10^4 m^3)
Table 2 Monthly sediment transported by debris flows of Jiangjia Ravine during 1997~2002

月	1997		1998		1999		2000		2001		2002		百分率	
	输沙量	次数	输沙量	次数	输沙量	次数	输沙量	次数	输沙量	次数	输沙量	次数	输沙量	次数
6	13.6	3					15.6	2	16.6	4	2	3.0	15.7	
7	537.1	10	109.1	6	80.1	3	14.4	3	64.4	8	9.0	1	52.6	44.3
8	99.1	4	75.3	4	134.5	6	30.6	3	207.3	5	129.2	4	43.7	37.1
9											11.1	2	0.7	2.9

泥石流灾害在很大程度上是由强烈冲淤造成的,在沟道上、中游强烈下切,导致滑坡、崩塌活动,使位于滑坡体上的村庄、坡耕地遭受破坏,进而增大泥石流的规模。而沟道下游由于不同程度的淤积,甚至堵断主河,使大片农田、铁路、公路受灾,造成严重的损失。为了系统研究泥石流的冲淤规律,从1999年开始,我们在蒋家沟长度约为7.83 km的沟段内选布了17条冲淤监测断面进行连续测量(图3)。根据各个断面的冲淤监测结果,可以计算一段沟道在某一时间内的冲刷和淤积量。以下是对1999~2002年期间的监测结果进行的初步分析^[14]。

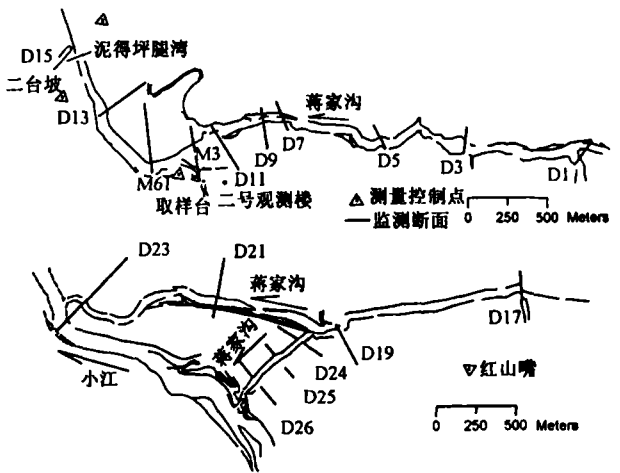


图3 蒋家沟冲淤监测断面展布图
Fig.3 Spatial position of the measured cross sections in Jiangjia Ravine

2.2 冲淤率及其影响因素

首先,我们定义冲淤率为泥石流沟道单位沟长的冲刷量或淤积量。以冲淤率作为表征泥石流冲淤特征的指标,分析其冲淤规律。通过分析,发现泥石流冲淤量与沟道坡降、泥石流径流总量、总的降雨量

和泥石流最大流速具有较密切的关系。具体来讲,沟床比降小者呈淤积态势,坡度越小,淤积越明显;比降较陡坡段呈现冲刷趋势,坡度越陡,侵蚀越强烈。当泥石流径流总量较小时,会导致沟道的淤积,规模大的泥石流则产生沟道冲刷,二者具有较好的回归关系(图4)。

对降雨型泥石流而言,降雨量的多少直接影响泥石流的总径流量。统计分析表明,降雨量越大,泥石流冲刷量越大;当降雨量减小到一定程度时,沟道冲淤平衡,此后小于该值的降雨量所诱发的泥石流则以沟道淤积为主。另外,泥石流冲淤作为一种动力地貌过程,与泥石流动力特征参数(流速)有一定的关系,沟道冲淤率与当场泥石流最大流速存在微弱的线性正相关关系。

2.3 泥石流不同沟段的冲淤特征

由于泥石流冲淤作用的复杂性,各沟段冲淤变化较大,还需要进一步讨论不同区段泥石流的冲淤特征。通过对1999~2002年23次泥石流过程前后共24次(1999年6次,2000年5次,2001年9次,2002年4次)沟床断面的测量结果分析,分别探讨泥石流沟谷的上游沟道、中游沟道和下游沟道的冲淤变化特征。

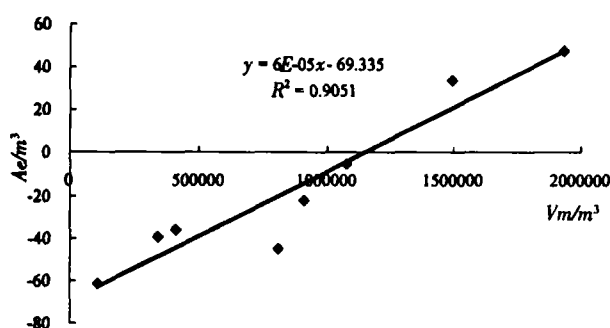


图4 单位沟长泥石流的侵蚀量(A_e ,单位 m^3)

与泥石流径流总量(V_m ,单位 m^3)的关系

(图中侵蚀量 A_e 为正表示冲刷,侵蚀量为负表示淤积)

Fig. 4 The relationship between debris flow egradation/aggradation per unit length (A_e in, m^3) and debris flow runoff (V_m in, m^3) (positive A_e means degradation, and negative A_e means aggradation)

2.3.1 沟道上游的冲淤特征

以D3断面为例,分析泥石流上游沟道内的冲淤特征(图5)。由图5可见,1999年D3断面以小幅冲淤为主,整体表现为淤,累积淤高0.95 m,测次最大冲刷深度1.75 m,最大淤积厚度2.4 m;2000

年,表现为中等幅度的冲淤,整体表现为冲,累积冲刷1.25 m,测次最大冲刷深度4.47 m,最大淤积厚度3.18 m;2001年冲淤表现出较大的振荡,测次最大冲刷深度3.25 m,最大淤积厚度3.9 m;2002年主要表现为淤积,累积淤积厚度3.21 m。对1999~2002年上游断面监测结果的分析表明,1999年泥石流规模较小,上游断面表现为中小幅度的冲淤;2001出现较大规模泥石流,沟道冲淤出现较大振荡;在泥石流规模较小时,沟道冲淤接近平衡,随着泥石流活动增强,断面冲淤幅度也增加;从累积冲淤结果来看,2002年以前以冲刷为主,2002年转入以淤积为主的阶段。

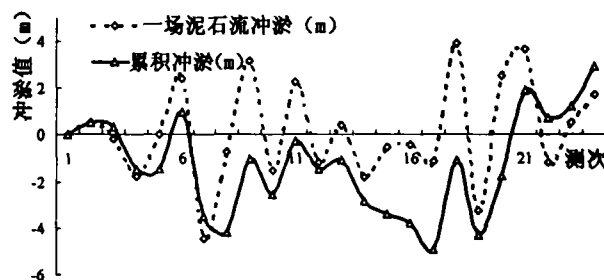


图5 D3断面泥石流冲淤变化图

(冲淤值为正表示淤积,为负表示冲刷)

Fig. 5 Degradation/aggradation at the upper Jiangjia Ravin (cross section: D3) during 1999~2002 (positive means degradation, and negative means aggradation on the yaxis)

2.3.2 沟道中游的冲淤特征

在监测期内,中游沟道断面D9整体上表现为以淤积为主的趋势(图6)。单场冲淤幅度与泥石流规模关系密切。小规模泥石流导致小幅度的冲淤,当泥石流较活跃时,冲淤幅度急剧增大。1999~2000年主要发生小规模泥石流,蒋家沟中游沟道表现为小幅度冲淤,测次最大淤积厚度2.14 m,测次最大冲刷深度1.57 m;整体上以淤为主,累积淤高4.09 m。2001~2002年伴随着较大规模泥石流的出现,冲淤幅度随之加大,测次最大淤积厚度2.83 m,最大冲刷深度5.11 m;总体表现为冲刷,累积冲刷深度1.64 m。

同样规模泥石流,在中游沟道产生的冲淤幅度较上游大,其累积冲刷量和累积淤积量分别比上游大31.2%和27.4%。

2.3.3 沟道下游的冲淤特征

泥石流沟道下游由于冲淤作用常常形成改道。改道分为两种类型,由泥石流的冲刷作用造成局部沟岸溃决形成的改道为冲溃型改道;由泥石流淤积

作用使得沟床变浅导致泥石流溢流改道则为漫溢型改道。1999-09 蒋家沟泥石流在 D19 断面以下,冲毁导流堤形成冲溃型改道,脱离了原先沿 D21-D23 断面的路径,取直道经 D26 断面进入小江(见图3)。下游沟口附近 D26 断面 2001 年的冲淤测量资料(图7)表明,在泥石流规模较小时,表现为小幅度冲淤;当泥石流活动强烈时,表现为大幅度的淤积;冲刷与淤积交替出现,如 05-06、06-18 和 06-24 这 3 次泥石流,表现为持续淤积,淤积幅度和变幅都较小;紧接着 07-01 的一场泥石流淤高 3 m 左右,07-01、07-04 和 07-10 的 3 次泥石流连续淤积,直到当年淤积的次高位置,总淤积厚度达 6.5 m;08-09 和 08-16 的 2 次泥石流又下切了 4 m 多;08-26 一次泥石流又淤积到当年最高泥位,一次淤高 3 m。2001 年 D26 断面就累积淤高约 8 m。

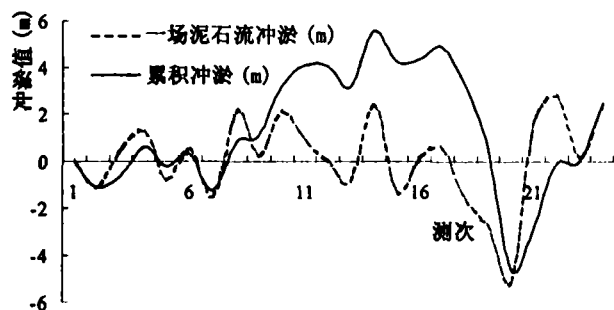


图6 D9断面泥石流冲淤变化图
(冲淤值为正表示淤积,为负表示冲刷)

Fig.6 Degradation/Aggradation at the middle Jiangjia Ravine (cross section: D9) during 1999~2002 (positive means degradation, and negative means aggradation on the y-axis)

泥石流除了在沟道垂向上剧烈的淤积与冲刷外,还表现出强烈的侧向侵蚀。图7表明,D26断面从7月以后向右侧侵蚀了10余m。侧向侵蚀的强度大于垂直冲淤量,这是泥石流下游沟床改道的又一动力因素。

依据主河与支沟的流量比,可以分为主强支弱入汇、主弱支强入汇和主支相当入汇三种方式。综合考虑泥石流流速、密度、径流持续时间以及与河道响应特征的对比等因素,依据交汇口的动力过程,可以将交汇分为掺混模式、潜入模式、推进模式和堵河模式4种。其中:

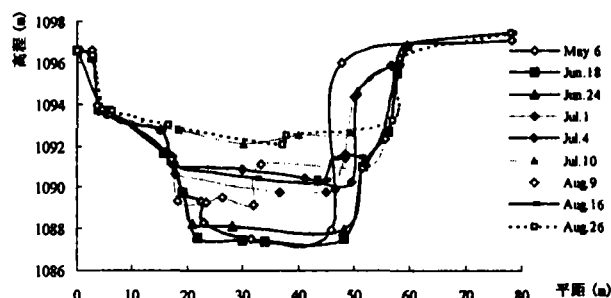


图7 D26断面2001年冲淤情况

Fig.7 Degradation/aggradation at the lower Jiangjia Ravine (cross section: D26) in 2001

1. 掺混模式 一方面泥石流的固体成分潜入主河,另一方面,泥石流的水份与主河水流发生掺混现象,大部分细颗粒被主河水分挟带。主要出现于过渡性泥石流或者稀性泥流入汇主河的情况下,具体条件是泥石流的密度不太大,主河流量较大。

2. 潜入模式 泥石流潜入主河水中,在主河水面以下成整体流动。主要出现在主河水深较大,高密度粘性泥流入汇,而主河流量远大于泥石流流量的情况下。

3. 推进模式 泥石流流体胁迫主河水流并占据河道向前推进。主要出现在泥石流流量与主河流量相当的情况下,是比较普遍的现象,可由稀性泥石流、过渡性泥石流和粘性泥流入汇形成。

4. 堵河模式 泥石流完全堵断主河。主要出现在泥石流流量远大于主河流量的情况,具体条件是主河水深与河宽不大,而泥石流流量和密度都很大。

3.2 泥流入汇主河实验

泥流入汇主河,在短时间内急剧改变主河水沙组成及局部边界条件,对主河水沙运动特性及演变规律等都带来重要的影响。对在交汇区复杂水沙与边界条件下,主河水流和泥石流这种牛顿流体与非牛顿流体相互作用机制以及交汇区水沙运动特性的研究又具有重要的理论意义。

鉴于泥石流与主河交汇现象复杂,很难通过野外观测获得足够的资料,利用特制复式水槽,先后在

3 泥流入汇主河特征

3.1 泥流入汇主河模式

泥流入汇主河受多种因子的影响,如交汇角、主河与支沟泥石流的流量比、主河水流与支沟泥石流的密度比、主河水流与支沟泥石流的流速比、主沟与支沟的坡降比、泥石流的持续时间等。依据这些参数,可以将泥流入汇主河分为多种形式。根据入汇角度,有直角交汇、钝角交汇和锐角交汇三种形

中国水利水电科学院、中国科学院成都山地灾害与环境研究所和西南交通大学进行了一系列泥石流流入主河的水槽实验。实验模拟了不同入汇角、不同泥石流密度、不同主支槽夹角以及不同物质组成等

入汇情况。通过泥石流动态图像解析系统和流场实时测量系统获得交汇区运动参数、流场、水位变化、泥沙淤积以及泥石流龙头运动轨迹等资料(图8)。

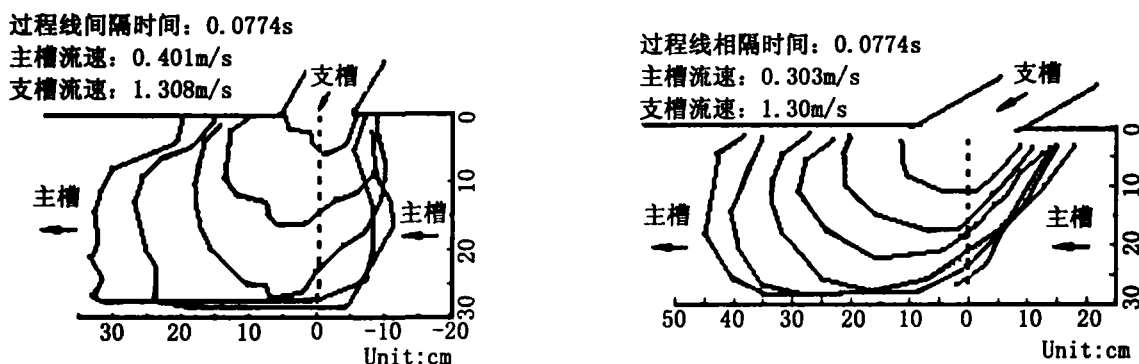


图8 交汇角为30°时交汇头部过程线(左图)和60°时交汇头部过程线(右图)

Fig. 8 Debris flow head processes at 30° junction(left) and at 60° junction(right)

3.3 汇流区水沙交汇基本特征

泥石流与主河的交汇是属于复杂的非牛顿流体与牛顿流体之间相互作用的问题,由于从力学角度很难建立起较为精确合理而又能为我们所求解的水流与泥石流相互作用方程,可以从能量角度来阐释。

当泥石流进入主河时,泥石流对水流的压力和冲击力作用就是水流所受到的两种阻力,同时,泥石流的入汇改变了水流运动的边界条件,在与泥石流交接处水流还受到剪切作用,从而造成水力学上常见的“局部阻力效应”,引起“局部水头损失”。

因为泥石流与水流的相互作用是作用与反作用,对泥石流而言,相互作用会引起“泥头损失”,同理,产生“局部泥头损失能坡”,即

$$S_d = \frac{\partial}{\partial r} \left[S_j \frac{u^2}{2g} \right] \quad (1)$$

式中 u 为泥石流流速。于是,确定“局部泥头损失系数” S_j 与“局部水头损失系数” S 成为研究重点。

在泥石流密度较大、沉积高度大于主河水深的情形下,会出现部分堵河现象(推进模式)。当泥石流进入主河时,主河水流受到泥石流的冲击力和拦截作用,流速减慢,汇流口上游水位上涨,下游水位下降。相应地,泥石流也受到水流的压力和冲击力的作用。

当泥石流密度较大,进入主河的高程小于主河水流的高程时,便可能出现潜入现象。与堵河情形相比,除了泥石流额外受到主河水流水深高出泥石流深度的水流压力以外,还受到泥石流与水流之间

的界面阻力,而其他的相互作用基本相同。此种模式的泥石流运动与异重流运动类似。

当泥石流密度较小,主河水流流量较大,主河水深又大于泥石流在主河中的沉积深度时,便可能出现泥石流与主河交汇时的掺混现象。与潜入交汇相比,在沉积过程中泥石流流体中的水分和细颗粒泥沙与主河水流在汇流口的交汇界面上产生掺混,经过掺混作用,部分细颗粒泥沙被水流挟带,泥石流流体中的粗颗粒就地沉积,形成水下堆积。

对于全部堵河情形,泥石流堆积物形成了临时堰塞堤,相当于上游水流进入水库。当堰塞堤溃决以后,则形成溃决洪水。

3.4 泥石流堵河特征及判据

根据野外实际考察,泥石流堵河的主要影响因素有主支流量比、流速比、主支宽度比、泥石流密度、入汇角、泥石流的持续时间、泥石流总量、泥石流的颗粒级配和流变特性等因素。室内模拟实验和影响因素的定量分析表明,泥石流的入汇角、密度、泥石流流体颗粒级配的标准差和峰态、主流速比、主支流量比、主支槽宽度比对堵河的影响较明显,泥石流的流变特性(屈服应力、刚度系数)和泥石流规模(持续时间、泥石流总量)等参数对堵河的规律性较差,相关性 <0.5 。

在实验基础上,我们采用主支单宽临界流量比、动量比、泥石流密度、入汇角等因素,通过多因素回归分析,得到泥石流流体密度和入汇角与主支单宽临

界流量比和动量比的回归方程

$$\ln M_R = -12.132 + 1.189(1 - \cos\theta)^2 + 3.677\gamma_B/\gamma_M \quad (2)$$

相关系数 $r=0.99$, $F=220.05$ 。(2)式中, M_R 为泥石流堵河临界状态时的为主、支槽的单宽动量比, $M_R = Q_M V_M / (Q_B V_B)$, Q_M 和 Q_B 为主支槽的单宽流量 (L/s), V_B 为支槽泥石流表面最大流速 (m/s), V_M 为主槽水流表面最大流速 (m/s), γ_B 和 γ_M 分别为支槽泥石流和主槽水流的密度, θ 为主支槽夹角 ($^\circ$)。

泥石流堵河的主支单宽临界流量比与入汇角和密度的回归方程

$$\ln F_R = -8.572 + 0.883(1 - \cos\theta)^2 + 2.587\gamma_B/\gamma_M \quad (3)$$

相关系数 $r=0.99$, $F=203.76$ 。式中, F_R 为单宽流量比, $F_R = Q_M/Q_B$, 其他符号意义同式(2)。

结合实验情况,当主河与泥石流流量比或动量比小于临界状态时的流量比或动量比时,泥石流将堵塞主河,由此泥石流堵塞主河的动量和流量判别指标 C_M 和 C_F 为

$$C_M = \ln M_R - 1.189(1 - \cos\theta)^2 - 3.677\gamma_B/\gamma_M - 12.132 \quad (4)$$

$$C_F = \ln F_R - 0.883(1 - \cos\theta)^2 - 2.587\gamma_B/\gamma_M - 8.572 \quad (5)$$

当泥石流与主河的流速、流量、入汇角和密度满足关系式(4)或(5)时,很可能发生堵河现象。

4 泥石流多发区河床演变特征

4.1 泥石流对河床平面形态的影响

泥石流流出沟口后携带大量的泥沙进入主河,由于泥石流运动得以维持的地形条件的改变,加之主河的顶托作用,大部分泥沙在交汇处淤积,淤积形态受主河水沙条件、泥石流来沙量和河道边界条件的影响,形成主强支弱、主支相当和主弱支强3种交汇模式^[16]。

1. 主弱支强 小江流域为我国典型的泥石流发育区,支沟泥石流活动强烈,对主河的影响主要表现为以下两种形式:当支沟泥石流流量大于主河流量时,一般发育为顺支沟方向的堆积扇,扇面宽度可占河道宽度的90%(图9a);在泥石流强烈活动年份可能发生堵河现象。据陈循谦资料^[15],小江流域曾引起堵河的泥石流沟有:蒋家沟、小白泥沟、铜厂箐沟、太平村沟、老姆多河、拖沓沟、大白泥沟等,其中堵河次数最多的是蒋家沟,堵江10 d以上的事件就发生7次。

2. 主支相当 当主河流量和支沟泥石流流量处于同一数量级时,泥石流可以在沟口形成相对较完整的堆积扇,扇轴线偏向主河下游方向,堆积扇前沿形成浅滩,主河受到一定程度的挤压。如雅砻江上游就表现为这种情形(图9b)。

3. 主强支弱 在主河流量远大于泥石流流量的情况下,泥石流对主河的影响只局限在交汇口附近的一定范围内。泥石流入汇主河后的泥沙输移表现为^[17]:泥石流流出沟口后大量细颗粒泥沙在入汇后以悬移质形式被主河带走;中等颗粒的泥沙在主河强大水流作用下改变流向后向下游运动一段距离淤落,改变河床形态,形成急流和险滩;粗颗粒在汇口以近于垂直主河方向形成潜坝,迫使主流改道,产生河岸侧蚀和冲刷。在泥石流活跃期,汇口处形成形态不完整的堆积扇,扇面坡度大,轴线指向下游,对主河过流断面有一定的压缩作用,顶托主流,造成河岸侵蚀(图10a),同时压缩航道,影响航运(图10b)。在泥石流活动能力相对较弱情况下,泥石流流出沟口后充分与主河水流掺混,大部分泥沙直接被主河水流带走,个别巨石颗粒停留在沟口,对主河河床平面形态影响较小。

综上所述,泥石流入汇主河后,在很大程度上改变了河床的平面形态。在泥石流作用强于主河的河段,单个泥石流会堵塞主河并压迫主流、压缩河床,使顺直河床变为受迫的弯曲河床;在多条泥石流沟的协同作用下,主河河床彻底改变,形成环绕泥石流堆积扇的弯曲河道,这种情形以小江流域为典型。在泥石流作用弱于主河时,单个泥石流堆积形成水下潜坝,迫使主流改道,导致河岸冲蚀,多条泥石流共同作用,虽不能改变主流河床的走向,但会形成串珠状急流和险滩,成为泥石流地区特有的河床形态(见图9b),严重影响通航和行洪能力。这种类型以金沙江下游干流的为代表。

4.2 泥石流对河床横断面形态的影响

以小江为例,分析泥石流对河床横断面变化的影响。受泥石流输沙的影响,小江中下游干流河床横断面形态主要有四种类型:

1. 单向倾斜河床 当主河一侧有泥石流活动,泥沙在沟口堆积,抬高河床,将主流线推向对岸,冲刷河岸,导致河床向对岸迁移并在横断面上形成一岸高而另一岸低的倾斜河床。

2. 中间低两侧高的下凹曲线 当主河两侧都有泥石流活动,泥沙在河道两侧淤积,导致河床断面呈

中间低两侧高的下凹曲线,下凹形态和平面位置受两岸泥石流活动强度控制。这种现象常在两岸相对出现的泥石流扇的交接部位和过渡地带出现。另外,当泥石流作用减弱时,主河持续下切河床,也可形成这种断面形态。

3. 中间高两侧低的上凸曲线 上游泥石流活动

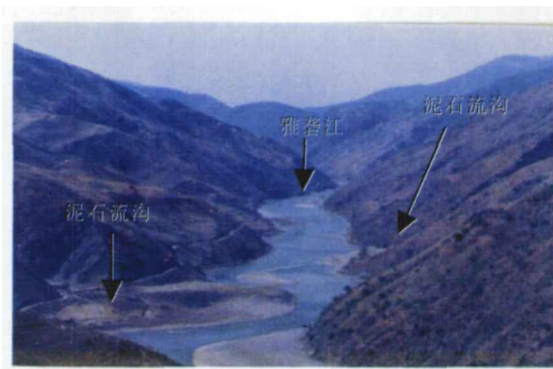


图9 (a)泥石流作用强于主河时的河床形态 (b)泥石流作用弱于主河时的河床形态

Fig.9 Channel morphology as mass wasting process (debris flow) is greater than (a) or equal to (b) fluvial process



图10 (a)泥石流顶托主流导致河床侵蚀 (b)泥石流扇压缩航道,影响航运

Fig.10 (a) Debris fan punctuated main stream channel and caused the channel erosion and incision
(b) Debris flow compresses mainstream channel and affects river navigation

4.3 泥石流对河床纵断面形态的影响

在主强支弱的金沙江下游地区,主河水流湍急,泥石流对河床纵断面形态的影响在整体上表现不明显,在泥石流集中分布的局部地段,其纵断面在泥石流沟口下游表现为小的跌坎。而在支强主弱的小江流域,泥石流活动将明显改变主河纵断面形态。

小江河床纵剖面在功山和蒋家沟汇口处存在两个节点(图11),其中,功山是小江流域从高原湖盆区转入高山峡谷区的地貌分界点,故在该处出现明显的转折。而在蒋家沟汇口处出现节点是由于蒋家沟泥石流长期活动,多次堵江,且上游约11 km左右河段没有强烈的泥石流入汇所致。近100年来,蒋家沟泥石流活动特别活跃,泥石流将大量的泥沙带

入小江,抬高河床,甚至堵塞主河,使小江上游带来的泥沙在蒋家沟上游处淤积,减小上游河床纵比降,长期以来,形成这种特殊的河床断面形态。

经计算,小江流域从河源到沟口段下凹度为1.22,从拖查沟口至河口段下凹度平均为1.13(1957~2000年),从整体上表现为下凹曲线。而黄河从河源到海口段下凹度为1.73,下游多年平均下凹度为1.35^[18]。一般山区河流因强烈的溯源侵蚀和下游的持续淤积,具有比平原河流大的下凹度。小江流域因泥石流作用,改变了河流的冲淤格局,导致其下凹现象不明显,具平原河流的某些特性^[14]。

4.4 泥石流对河型的影响

金沙江下游为山区弯曲型河道,在泥石流多发

段受到两岸泥石流的钳制作用,主河水流弯曲,迂回于两岸的堆积扇之间,如金沙江的丽江巨甸至白粉墙河段。

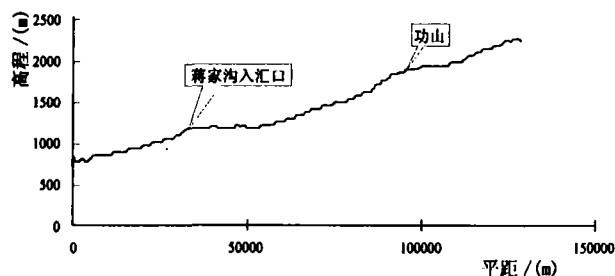


图 11 小江流域河床纵比降图

Fig. 11 Measured convexities of the longitudinal bed profile of the Xiaojiang Valley

小江流域在 300 a 前是人烟稀少的地区,森林茂密,古木参天,气候湿热,小江河宽约 15 m。受气候变化、断裂构造和 1733 年以东川为中心的大地震的影响,加之近代采矿炼铜砍伐林木,使得生态环境退化,导致泥石流活动和水土流失现象日益加剧,输沙量急剧增加,小江中下游河床迅速淤高展宽,逐步发育成宽达 400~1 000 m 的游荡性河床^[19,20]。

通过统计分析小江干流拖沓沟沟口至小江口段的宽深比,发现河床宽深比在分布上具有明显的突变特征,主要集中在两个部分: < 8.35 和 > 18 (图 12),河床宽深比 < 8.35 的河段为弯曲型河型; > 18 的河段为游荡型河型。根据该判别标准,小江干流拖沓沟汇口至小江口段 50% 的河段属于游荡性河型,这反映出高强度支沟泥石流输沙对主河河床演变影响的综合效应。

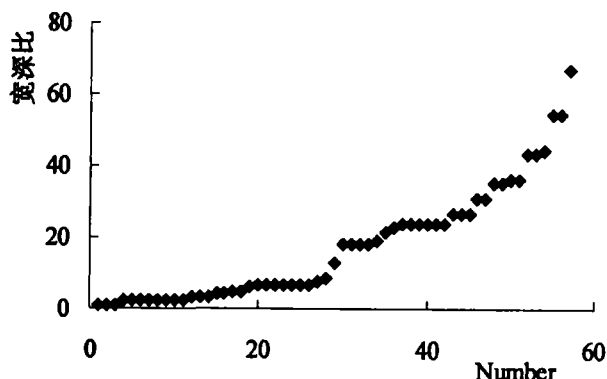


图 12 小江中下游河床宽深比(\sqrt{B}/H)统计分布图

Fig. 12 Statistic distribution of width-height ratio (\sqrt{B}/H) of the middle and lower Xiaojiang River

5 结论与讨论

根据上述分析,泥石流的输沙具有高强度、宽级配以及时间和空间上的集中性和差异性。

泥石流在沟道中的冲淤幅度受到泥石流活动规模和局部沟道条件的影响。坡降和降雨量与泥石流在沟道的冲淤特征具有较好的相关性。在沟道的上中下游,泥石流的冲淤变化有明显的差异。

泥石流入汇主河的模式可概括为掺混模式、潜入模式、推进模式和堵河模式。对泥石流与主河交汇机理开展了专门的水槽实验研究,并从能量角度阐释了汇流区的水沙交汇特征,提出了泥石流堵江的判据。

泥石流多发区主河在平面形态、横断面形态、纵断面形态和河型等方面受到入汇泥石流的显著影响。根据主流和支流的不同能量对比关系,这些影响也表现不同。当主弱支强时,泥石流对主河河床演变的影响表现为:泥石流堆积扇挤压河道,改变入汇区河床平面形态;河床横断面表现为单斜式、下凹式、上凸式、平整式等 4 种类型;河床纵剖面出现拐点,下凹度减小,呈现平原淤积河道的特点;河型从弯曲型、微弯型向游荡型转变。当主强支弱时,泥石流对主河的影响主要表现为:在沟口下游一定距离内形成急流和险滩,在入汇口可能形成潜坝和单斜河床,河床纵剖面整体上影响不明显,仅泥石流沟口地段形成小的跌坎,河型仍以山区弯曲型为主。

本研究在现场观测资料和室内实验数据的基础上,以泥石流活跃的小江流域及其入汇的金沙江下游为例,对泥石流输沙、泥石流入汇主河及其对山区河床演变的影响做了初步探索。由于时间和实验条件所限,还有很多问题有待于进一步的研究。本文抛砖引玉,不当之处切盼指教。

致谢:本研究得到了国家杰出青年科学基金(批准号:40025103)和国家自然科学基金重点项目(批准号:49831010)资助,论文是集体研究的成果,中国科学院东川泥石流观测研究站提供研究条件和部分资料。特向为本文做出贡献的同仁致以谢意。

参考文献 (References)

- [1] Wang Y. Y., Li C. Z., Hong Y. Study on the cyclic property of the interannual sediment discharge variability of storm debris flow at Jiangjia Ravine, Yunnan, China [J]. *Journal of Natural Disasters*, 2000, 9 (4): 99~104 [王裕宜, 李昌志, 洪勇. 暴雨泥石流输沙年

- 际变率的旋回性研究——以云南东川蒋家沟泥石流为例[J]. 自然灾害学报, 2000, 9(4): 99~104]
- [2] Zhang J., Xiong G., et al. The Data Collection of Debris Flow Motion at Jiangjia Ravine, Yunnan, China [M]. Beijing, China: Science Press, 1998. 1~150 [张军, 熊刚, 等. 云南蒋家沟泥石流运动资料集[M]. 北京: 科学出版社, 1998. 1~150]
- [3] Wang W. J., Zhang S. C., Wang J. Y., et al. Characteristics of glacial debris flow at Guxiang Ravine, Tibet Autonomous Region [A]. In: Memoirs of Lanzhou Institute of Glaciology and Cryopedology, Chinese Academy of Sciences (4) [C]. Beijing: Science Press, 1984. 19~35 [王文清, 章书成, 王家义, 等. 西藏古乡沟冰川泥石流特征[A]. 见: 中国科学院兰州冰川冻土研究所. 中国科学院兰州冰川冻土研究所集刊第4号(泥石流专辑) [C]. 1984, 19~35]
- [4] Yang Z. N. Viscous debris flow in Wudu Prefecture and estimation of its basic parameters [A]. In Memoirs of Lanzhou Institute of Glaciology and Cryopedology, Chinese Academy of Sciences (4) [C]. Beijing: Science Press, 1984. 207~217 [杨针娘. 甘肃武都粘性泥石流及其基本参数的估算[A]. 中国科学院兰州冰川冻土研究所集刊(4) [C]. 北京: 科学出版社, 1984, 207~217]
- [5] Zhang X. B., Liu, J. Debris Flow in Dayingjiang Basin, Yunnan Province [M]. Chengdu, China: Chengdu Maps Press, 1989. 103~107 [张信宝, 刘江. 云南大盈江流域泥石流[M]. 成都地图出版社, 1989, 103~107]
- [6] Deng X. G., Huang C. Y. Analysis on sediment transportation characteristics and influences of human activities on Jinsha River [J]. *Journal of Sediment Research*. 1997, (4): 37~41 [邓贤贵, 黄川友. 金沙江泥沙输移特性及人类活动影响分析[J]. 泥沙研究, 1997, (4): 37~41]
- [7] Zhang X. B., Wen A. B. Variation and cause of sediment in the upstream of Yangtze River and its tributary [J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2002, (4): 56~59 [张信宝, 文安邦. 长江上游干流和支流河流泥沙近期变化及其原因[J]. 水利学报, 2002, (4): 56~59]
- [8] Cui P., He Y. P., Chen J., et al. Debris flow transportation and its effects on fluvial process [A]. In Proceedings of the Ninth International Symposium on River Sedimentation, October 18~21, 2004, Yichang, China [C]. Beijing: Tsinghua University Press, 2004. 440~452
- [9] Xiang Z. A., Yu X. S., Liu Z. S., et al. Characteristic analysis of sediment source, transportation and sedimentation in Yangtze River [J]. *Journal of Yangtze River Scientific Research Institute*, 1990, (3): 9~20 [向治安, 喻学山, 刘载生, 等. 长江泥沙的来源、输移和沉积特性分析[J]. 长江科学院院报, 1990, (3): 9~20]
- [10] Xie H., Zhong D. L., Li Y., et al. Characteristics of debris flows in the upper reaches of Yangtze River [J]. *Resources and Environment in the Yangtze Basin*. 2004, 13(1): 94~99 [谢洪, 钟敦伦, 李泳, 等. 长江上游泥石流灾害的特征[J]. 长江流域资源与环境, 2004, 13(1): 94~99]
- [11] [Cui P., Wei F. Q., Li Y. Sediment transported by debris flow to the lower Jinsha River [J]. *International Journal of Sediment Research*, 1999, 14(4): 67~71]
- [12] [He Y. P., Xie H., Zhong D. L., et al. GIS-based hazard mapping and zonation of debris flow in Xiaojiang Basin, Southwestern China [J]. *Environmental Geology*. 2003, 45(2): 286~293]
- [13] Guo T. F. Water and soil conservation is the leading part of system construction of flood prevention or control [J]. *Water and Soil Conservation in China*. 1998, (11): 1~4 [郭庭辅. 水土保持是江河防洪体系建设的重要组成部分[J]. 中国水土保持, 1998, (11): 1~4]
- [14] He Y. P. Influence of Debris Flow on River Channel Change of Mountains [D]. PhD. Dissertation, Graduate Institute of Chinese Academy of Science. Chengdu: Institute of Mountain Hazards and Environment, CAS, 2003. [何易平. 泥石流对山区河流河床演变的影响[D]. 博士学位论文. 成都: 中国科学院水利部成都山地灾害与环境研究所, 2003.]
- [15] Chen, X. Q. Debris-flow disasters along Xiaojiang River in Yunnan [J]. *Journal of Catastrophology*, 1990, 5(2): 53~57 [陈循谦. 云南小江流域的泥石流灾害[J]. 灾害学, 1990, 5(2), 53~57]
- [16] Cui P. Impact of debris flow on the river channel in the upper reaches of the Yangtze River. *International Journal of Sediment Research*, 1999, 14(2), 201~203
- [17] Liang Z. Y., Liu, X., Xu Y. N., et al. Effects of convergence of debris flow on riverbed evolution [J]. *Journal of Natural Disasters*, 2001, 10(1): 45~50 [梁志勇, 刘峡, 徐永年, 等. 泥石流入汇对河流河床演变的影响[J]. 自然灾害学报, 2001, 10(1), 45~50]
- [18] Lu Z. C., Jia S. F., Huang K. X., et al. Drainage Area Geomorphic System [M]. Dalian: Dalian Press, 1991. 92~106 [陆中臣, 贾绍凤, 黄克新, 等. 流域地貌系统[M]. 大连: 大连出版社, 1991. 92, 106]
- [19] Cheng Z. L., Wu J. S., Zhang J. F., et al. Research on Flood Land Exploitation and Conservation Layout——A Case of Xiaojiang Ravine in Dongchuan District of Kunming, Yunnan Province [M]. Beijing: Science Press, 2002. 12, 62~63 [程尊兰, 吴积善, 张家福, 等. 西部山区河滩地开发与保护规划研究——以昆明市东川区小江河谷为例[M]. 北京: 科学出版社, 2002. 12, 62~63]
- [20] Science and Technology Committee of Dongchuan, Yunnan Province; Office of Xiaojiang administration in Dongchuan, Yunnan Province. Memoirs of Debris Flows in Xiaojiang Watershed [C]. 1980. 13 [云南省东川市科学技术委员会, 云南省东川市小江整治办公室编. 小江泥石流论文集[C]. 1980. 13]

Debris Flow Sediment Transportation and Its Effects on Rivers in Mountain Area

CUI Peng¹, HE Yipin², CHEN Jie³

(1. *Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Sciences & Ministry of Water Conservancy, Chengdu 610041, China*; 2. *College of Engineering, San Diego State University, San Diego, CA 92182, USA*; 3. *College of Geography Science, Southwest University, Chongqing 400715, China*)

Abstract: Debris flow, mixing big solid matter with small ones, may transport large quantity of sediment into river in very short time, which consequently affect riverbed evolution and cause disasters. Firstly, the characteristics of debris-flow sediment transportation such as intensity, granule gradation and space-time variation were discussed on the base of continuous observation data. Then, the scouring and silting characteristics of debris flow and their affecting factors including debris flow scale and local channel condition were explored by analyzing field survey data. In addition, through flume experiments, the mechanism of debris flow interacting on main river was studied. And patterns of debris flow interjecting in the main river were generalized as debris flow mixing up with water in main river, debris flow diving in the water of main river, debris flow advancing straightly with the approximate same flow level of the main river, and debris flow blocking up main channel. Moreover, the movement characteristics of debris flow and sediment in confluence were expounded in terms of energy, and the criterion of debris flow clogging river was put forward. At last, the evolution of riverbed in planar shape, transect, longitudinal section and river pattern influenced by debris flow were discussed.

Key words: debris flow; sediment transportation; scouring and silting; confluence; channel evolution