

甘孜县四通达沟泥石流的形成特性

白永健^{1,2}, 铁永波¹, 高政^{2,3}, 李明辉¹

(1. 成都地质矿产研究所, 四川 成都 610081; 2. 成都理工大学 地质灾害防治与地质环境保护国家重点实验室, 四川 成都 610059; 3. 四川省地质工程勘察院, 四川 成都 610072)

摘要: 川西高寒地区泥石流的形成机理、运动过程、动力特性, 受高原地形地貌、地质构造、地层岩性、气候条件等影响具有独特性。以四川省甘孜县四通达沟泥石流为例, 通过对泥石流清水汇流区、物源区、堆积区的详细调查、测绘和泥石流堆积物样品分析, 研究了高寒高海拔地区泥石流的成因和特征, 综合分析了泥石流的动力特性。研究表明: (1) 流域地形高差大, 沟道坡降比高, 为泥石流形成提供了良好的地形条件; (2) 流域汇水面积大, 易形成短时暴雨的高原气候为泥石流的形成提供了水源条件; (3) 该流域发育于川西高寒地区, 处于寒温带、亚寒带、寒带等气候变化带, 立体变化显著。强日照, 大温差的气候条件使得岩石差异风化、冻融作用强烈, 以及受鲜水河断裂带的影响, 使岩体破碎, 土体结构松散, 为泥石流的形成提供了丰富的物源。

关键词: 川西高原; 高寒地区; 泥石流; 形成特性

文献标识码: A

文章编号: 1000-288X(2014)03-0323-06

中图分类号: P642.23

DOI: 10.13961/j.cnki.stbctb.2014.03.063

Formation Characteristics of Sitongda Valley Debris Flow in Ganzi County

BAI Yong-jian^{1,2}, TIE Yong-bo¹, GAO Zheng^{2,3}, LI Ming-hui¹

(1. Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Chengdu, Sichuan 610081, China;

2. Station Key Laboratory of Geo-hazard Prevention and Geo-Environment Protection, Chengdu,

Sichuan 610059, China; 3. Sichuan Institute of Geological Engineering Investigation, Chengdu, Sichuan 610059, China)

Abstract: The formation mechanisms, movement processes, and dynamic characteristics of debris flow in the Western Sichuan Plateau, a high altitude and cold climate area, are unique because of the effects of landform, geological structure, formation lithology and climate conditions. The areas of water convergence, provenance and accumulation of debris flows in the Sitongda Valley, Ganzi County, Sichuan Province are investigated by field investigation, mapping and sieving test to determine their formation mechanisms and dynamic characteristics. Results indicate that: (1) There are a big difference in elevation of basin terrain and a high ratio of channel slope, which provides terrain conditions for formatting debris flow. (2) Because drainage area of debris flows is wide, short-term rainstorm in plateau climate is able to provide adequate water supply. (3) Rivers develop in more than 3 000 m altitude areas, located in a climate change belt within cold temperate, subfrigid and frigid zones. Rock mass is fractured and soil structure is loose, caused by the climate condition of strong sunshine and large difference temperature that makes rock contrast weathering strong, as well as the influence of Xianshuihe fault zone. The fractured rock mass and loss soil structure provide rich source for the formation of debris flow.

Keywords: Western Sichuan Plateau; high cold area; debris flow; formation characteristics

川西高原位于青藏高原与四川盆地之间, 由第一台阶向第二台阶的过渡地带, 其独特的地形地貌、地质构造、地层岩性、气候条件形成了典型的川西高原季节性冻融区。受雨水侵蚀、冻融风化作用的影响, 崩塌、溜滑、泥石流、石漠化等地质灾害频发, 进一步形成泥石流^[1-3]。威胁沟口寺庙、学校、村庄、交通设施、

水利枢纽等的安全。因此, 对川西高原高寒地区泥石流的形成机理、运动过程、动力特性的调查与研究, 不仅为该类型泥石流灾害减灾防灾提供理论依据, 还能够为川西高原典型冻融区典型地质背景条件下的泥石流发育特征、成灾规律、防治设计提供参考^[4-6]。

四通达沟泥石流位于川西高原甘孜县四通达乡,

收稿日期: 2013-06-27

修回日期: 2013-08-10

资助项目: 国家自然科学基金项目“冻融条件下冰碛补给型泥石流物源汇集机制研究”(41101086); 中国地质调查局项目“甘孜地区地质灾害详细调查”(1212010114020), “雅砻江流域地质灾害调查与成灾规律研究”(12120113010600)

作者简介: 白永健(1982—), 男, 汉族, 四川省巴中市人, 博士研究生, 工程师, 主要从事岩土体稳定性及区域地质灾害防治研究。E-mail: byj209@126.com。

为南水北调工程西线水源地达曲左岸支沟。地理坐标为 $31^{\circ}45'6.88''\text{N}$, $100^{\circ}12'52.09''\text{E}$ 。主沟长 12.27 km, 面积 50.64 km², 沟口海拔 3 214 m, 最高海拔 4 672 m。全流域发育于高寒冻融区内, 冻融主导作用形成的地质灾害发育, 沟道上游清水汇集区以冻融崩塌、泥流为主; 中游流通区沟道狭窄, 堵塞现象严重, 以支沟泥石流堆积为主; 下游堆积区以浅表层崩滑为主。流域内松散物源丰富, 植被覆盖率差。同时无任何防治措施, 一旦发生泥石流将对沟口古寺东谷寺、小学、塔坨村居民房屋、公路、桥梁、农田造成严重的生命财产损失, 破坏民族地区安定繁荣^[7]。

1 地质环境背景条件

地形地貌属深切切割中高山区, 山势险峻, 河谷深切, 高差悬殊大。沟道两侧斜坡陡峭, 岩石风化卸荷作用强烈。泥石流沟从北向南流经, 属雅砻江水系, 支沟发育。

流域位于青藏高原东缘, 处于甘孜—理塘构造结合部, 鲜水河断裂影响带内, 新构造运动作用强烈, 自上而下依次发育德玛弄断裂、格底村断层、德勒弄断层。受多期构造运动影响, 区内岩体风化卸荷强烈, 岩体破碎、结构松散。

气候属大陆性高原季风气候, 多年平均气温 5.6℃, 最高气温极值 31.7℃, 最低气温极值 -28.8℃, 年均气温相差达 17℃以上, 气候垂直分带显著, 海拔每升高 100 m, 气温下降 0.6℃。海拔 3 400~3 600 m 区域属寒温带; 海拔 3 600~4 200 m 区域为亚寒带; 海拔 4 200~5 200 m 区域为寒带, 海拔 5 200 m 以上为永冻带。日温差变化较大, 冻融作用强烈。

降雨量空间分布上差异明显, 分水岭或丘状高原降雨量较大, 河谷地带较少, 随着海拔高度的递升, 降雨量逐渐增大。10 min, 3 h, 24 h 最大降雨量分别为 13.2, 36.6, 49.7 mm。5—10 月降雨量可达 563.3 mm, 11 月至翌年 4 月降雨量约 71.2 mm, 分别占年降雨量的 89%, 11%(图 1)。

2 泥石流发育特征

2.1 泥石流流域特征

四通达沟发源于牟尼芒启山西南山麓, 流域面积 50.64 km², 流域海拔 3 241~4 672 m, 相对高差约 1 431 m, 主沟长 12.27 km, 主沟床弯曲系数 1.152 (主沟床实际长度与其直线长度之比), 平均沟床纵比降 148‰。沟道上游、下游切割较深呈“V”型, 两侧谷坡坡度 40°~60°, 沟谷底宽 3~8 m 不等; 中游呈拓宽“U”型, 两侧谷坡坡度 20°~40°, 沟谷底宽 10~30 m。

按照流域沟段的纵坡特征及泥石流在形成运动堆积过程中的侵蚀与堆积作用, 将整个流域分为清水汇流区、物源区、堆积区。

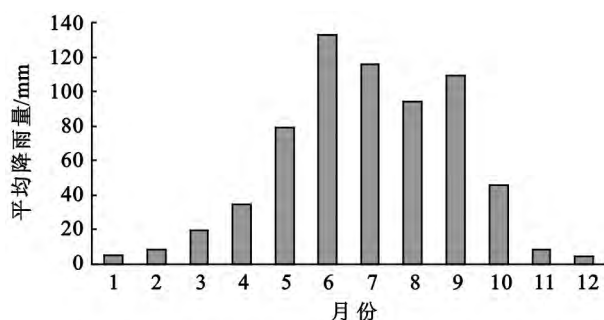


图1 甘孜县历年各月份平均降水量

清水汇流区分布于不稳定斜坡以上的区域, 面积 12.84 km², 沟道高程范围约为 4 300~4 672 m, 该区山顶常年被冰雪覆盖, 其余大部分为季节性冻融区, 植被覆盖率约 20%, 以灌木丛、草地为主。沟道两岸坡度较陡, 基岩出露, 岩体冻融破坏作用强烈。物源区主要分布在主沟的中下游, 面积 37.63 km², 高程范围为 4 300~3 283 m, 物源区沟道长为 9.67 km, 沟道比降为 162‰, 区内沟道狭窄, 平均宽 8 m, 最窄处沟道宽仅 2 m, 区内沟岸植被覆盖率低, 以草地为主, 覆盖率约 20%~30%。堆积区主要介于沟口和达曲之间, 面积 0.17 km², 海拔范围 3 241~3 283 m, 高差 42 m, 纵坡 128‰。堆积区呈扇状分布, 扇顶角为 42°, 扇体主轴方向长 482 m, 扇体表面纵坡 6.7°, 靠近达曲的扇缘宽 318 m。扇形地挤压达曲主河道, 沟口与达曲呈正交汇流, 正对方向为四通达乡政府和居民房屋。

2.2 泥石流物源特征

研究区内新构造、冻融风化作用强烈, 顺沟修建的甘孜至壤塘公路开挖形成大量的未支护或简支护的陡峭斜坡, 致使崩塌、滑坡、泥流等地质灾害发育(图 2—3), 为四通达泥石流的形成提供了丰富的物源。



图2 冻融作用下四通达沟斜坡失稳形成的泥石流物源



图 3 四通达沟支沟泥石流形成的松散物源

流域内出露地层复杂,自沟口至最高高程处依次

为三叠系上统侏倭组(T_3zw)、杂谷脑组(T_3z^2)、如年各组(T_3r)、两河口组(T_3lh^2),与流域直交呈带状分布,石英砂岩、粉砂岩、灰岩、板岩形成的崩坡积物块石、碎石。以及第四系冰水堆积、崩坡积、冲洪积、泥石流堆积形成的松散物源,主要分布于斜坡、斜坡坡脚、沟道两侧呈带状、三角形锥状展布(表 1)。

据调查,流域内共发育不稳定斜坡 6 处、泥石流 9 处、崩塌 2 处,除中型泥石流 2 处外,其余规模均为小型。集中分布在流域中下游沟谷两岸斜坡地带。总的固体物源静储量约 $5.01 \times 10^5 \text{ m}^3$,动储量约 $2.40 \times 10^5 \text{ m}^3$ (表 2)

表 1 四通达沟流域内地层发育特征及分布

地层时代	地层岩组	地层代号	流域内发育区域	岩性描述
三叠系上统	侏倭组	T_3zw	沟口及两侧斜坡	灰色薄层、中厚层状变质岩屑石英砂岩
	杂谷脑组	T_3z^2	中下游	灰色薄层、块状岩屑长石石英砂岩
	如年各组	T_3r	中上游	深灰色薄层、极薄层状粉砂岩,灰岩
	两河口组	T_3lh^2	上游	灰黑色绢云板岩,岩质较软,冻融风化卸荷作用强烈,剥坠堆积于沟道内
第四系	冰水堆积	Q_f^{gl}	上游沟两侧斜坡坡脚	块石、角砾充填砂土、亚黏土架空结构明显,弱—中等程度胶结,分选差,碎块石粒径多介于 5~10 cm,最大可达 2 m
	崩坡积	Q_{f+dl}^{col+dl}	斜坡坡脚常呈带状、三角形、扇裙分布	碎石、角砾和少量块石充填砂土、亚黏土厚度 0.1~3 m。分选性差,厚度变化大
	冲洪积	Q_{f+pl}^{al+pl}	中下游沟道及两侧台地成带状分布	漂石粒径一般 20~30 cm,最大 0.8~1.2 m,约占 50%~60%,卵石约占 20%~30%,砂约占 20%,磨圆度较好,多呈圆—亚圆状,结构稍密—中密,分选性差
	泥石流堆积	Q_{f+pl}^{sel}	主沟下游沟床及沟口扇体	碎石土、含砾砂土夹黏土,碎石较多,含量介于 10%~25%,碎石多中—微风化,磨圆差,分选差,具一定成层性,结构松散

2.3 泥石流水源特征

流域内支沟发育呈树枝状分布,多为季节性流水沟。主沟为常年流水性河流,水源主要由高原融雪补给。冬季水流较小,现场实测资料表明,一般流量为 $2.84 \sim 3.75 \text{ m}^3/\text{s}$,平均为 $3.22 \text{ m}^3/\text{s}$,冬季水流较小。根据甘孜县气象资料,该地区近 40 a 来 24 h 最大降雨量,1 h 最大降雨量,10 min 最大降雨量。通过对该流域近几十年降雨数据进行分析,获得该流域降雨特征和发生泥石流所需的临界降雨条件。

流域的暴雨强度指标 R 采用下面公式计算:

$$R=K[H_{24}/H_{24(D)}+H_1/H_{1/6}+H_1/H_{1/6(D)}] \quad (1)$$

式中: K ——前期降雨修正系数,无前期降雨时: $K=1$;有前期降雨时: $K>1$;但目前尚无可行的成果可供应用;现阶段可暂时假定: $K=1.1 \sim 1.2$ 。 H_{24} ——24 h 最大降雨量(mm); H_1 ——1 h 最大降雨量(mm); $H_{1/6}$ ——10 min 最大降雨量(mm);四通达乡

暴雨十分集中,一日最大降雨量 49.7 mm;1 h 最大雨强和 10 min 最大雨强分别为 36.6,11.5 mm。 $H_{24(D)}$ ——该地区可能发生泥石流的 24 h 界限,取值 30; $H_{1(D)}$ ——该地区可能发生泥石流 1 h 界限,取值 15; $H_{1/6(D)}$ ——该地区可能发生泥石流 10 min 界限,取值 6。

由于流域无前期降雨记录,故 K 按平均值 1.0 计算,代入式(1)计算流域的暴雨强度指标:

$$R=1.0 \times (49.7/30+36.6/15+11.5/6)=6.0 \quad (2)$$

根据同地区类比统计综合分析取值, $R<3.1$ 安全雨情; $R \geq 3.1$ 可能发生泥石流的雨情; $R=3.1 \sim 4.2$ 发生几率小于 0.2; $R=4.2 \sim 10$ 发生几率 0.2~0.8; $R>10$ 发生几率 >0.8 。

计算结果表明,四通达沟发生泥石流几率为 0.2~0.8,在中等频率范围。四通达沟流域降雨满足泥石流形成的临界降雨强度,并且超出区域的临界降雨值。

表 2 四通达沟流域内主要物源统计

编号	灾害类型	岸别	主沟分区	距沟口 距离/km	主要动力因素	松散物源补给类型	松散物源量/ 10 ⁴ m ³
X ₁	不稳定斜坡	右岸	清水汇流区	10.42	修建公路开挖	人工开挖弃土	1.44
B ₁	崩塌	右岸	清水汇流区	9.26	冻融作用	崩塌失稳破坏堆积物	1.92
X ₂	不稳定斜坡	右岸	清水汇流区	7.78	修建公路开挖	斜坡局部失稳碎石土	1.78
N ₁	坡面泥石流	右岸	物源区	7.24	暴雨	坡面泥流	0.84
N ₂	坡面泥石流	右岸	物源区	6.94	暴雨	坡面泥流	0.62
X ₃	不稳定斜坡	左岸	物源区	6.69	冻融作用	浅表层滑坡失稳	0.59
X ₄	不稳定斜坡	左岸	物源区	6.38	冻融作用	浅表层滑坡失稳	0.75
N ₃	泥石流	左岸	物源区	5.27	暴雨	岸坡失稳、沟底二次搬运	2.47
X ₅	不稳定斜坡	右岸	物源区	5.16	冻融作用	岸坡失稳	1.68
X ₆	塌岸	左岸	物源区	4.38	冻融作用	岸坡失稳	1.84
N ₅	坡面泥石流	左岸	物源区	3.86	冻融作用	岸坡失稳、沟底二次搬运	0.88
N ₆	泥石流	左岸	物源区	3.13	暴雨	岸坡失稳、沟底二次搬运	1.62
N ₄	泥石流	右岸	物源区	3.04	暴雨	岸坡失稳、沟底二次搬运	1.37
N ₇	泥石流	右岸	堆积区	2.44	暴雨	岸坡失稳、沟底二次搬运	2.08
B ₂	崩塌	右岸	堆积区	2.25	冻融作用	崩塌失稳破坏堆积物	1.64
N ₈	坡面泥石流	右岸	堆积区	1.98	暴雨	坡面泥流	0.86
N ₉	泥石流	右岸	堆积区	0.87	暴雨	岸坡失稳、沟底二次搬运	1.61
合 计							23.99

3 泥石流形成机理分析

3.1 泥石流形成因素分析

四通达沟每年雨季 5—10 月降雨量可达 563.3 mm, 占全年降雨量的 89%, 特别是 6、7 月的降雨量 249 mm, 占全年降雨量的 39%。集中降雨达到泥石流的启动激发雨量值。

流域内沟谷纵坡降大, 为泥石流的形成提供较大的能量, 促使上游清水汇流区过境水流能迅速携带物源区沟道大量固体物质, 将其转化为泥石流中的固体物质成分, 为泥石流的形成创造了较好的集雨、汇流条件, 有利于泥石流的形成。

流域内地层发育呈带状, 并与主沟流向近直交。砂岩、板岩、绢云母片岩的层理、节理倾坡内与坡面呈大角度相交, 难以形成大规模的崩滑体; 支沟为与岩层走向近于平行的纵谷, 岩体内层面、节理等结构面倾坡外发育, 与坡面呈小角度相交。沟谷中容易形成岩层倾向与坡面倾向一致的顺向坡, 各类结构面的相互切割, 造成坡体结构的破坏而形成崩、滑体, 从而产生大量的固体物源。

流域上游新构造运动活跃, 地质构造走向与沟谷两岸斜坡呈小角度斜交, 切割岩体形成大量的潜在失稳块体。稳定性差, 形成大量的块石、碎块石, 为泥石流形成提供固体物源。

整个流域发育于 3 000 m 以上高寒地区, 强日照, 大温差的气候条件使得岩石差异风化、冻融作用

强烈、岩体破碎及土体结构松散。特别是在植被较少, 基岩裸露的沟床和山崖, 这种物理风化作用更为明显^[8-10]。

流域内植被发育差, 尤其沟源区过渡放牧、顺沟道岸坡修建公路, 导致草场退化, 产生沙化、石漠化, 水土流失加剧。

3.2 泥石流形成机理分析

根据四通达泥石流发生历史及现状条件分析结果表明, 四通达泥石流属于暴雨激发性型, 一般发生在 6—7 月雨季, 即丰富的松散固体物质在暴雨水动力作用下沿着低洼区域形成径流, 大量固体物质和水流汇集到主沟中, 快速运动的块石、碎石流不断侵蚀沟道两侧的松散物质, 被侵蚀的固体物质不断补给到沟道内, 流量不断增加, 在势能的作用下沿着沟道向下游运移, 雨水及固体物质在运动过程中不断碰撞及搅拌并形成一定稠状的泥石流流体。

4 泥石流流体力学特性

4.1 泥石流流量

泥石流流量的计算采用雨洪法, 假设泥石流与暴雨同频率、同步发生, 计算断面的暴雨洪水设计流量全部转变为泥石流的流量^[11-13], 计算公式如下:

$$Q_c = (1 + \varphi_c) Q_p \cdot D_c \quad (3)$$

式中: Q_c ——频率为 p 的泥石流洪峰值流量 (m^3/s); φ_c ——泥石流泥沙修正系数; Q_p ——频率为 p 下的洪水流量 (m^3/s); D_c ——泥石流堵塞系数。下同。

$$Q_p = 0.278 \cdot \left(\frac{S_p}{\tau^n} - \mu \right) f \quad (4)$$

式中: S_p ——频率为 P 时的雨力 (mm/h); n ——暴雨参数; τ ——汇流时间 (h); μ ——损失参数 (mm/h); f ——汇水面积 (km²)。

$$\varphi_c = \frac{\gamma_c - \gamma_w}{\gamma_H - \gamma_c} \quad (5)$$

式中: γ_c ——泥石流重度 (N/m³); γ_w ——清水重度 (N/m³); γ_H ——泥石流中固体物质重度 (N/m³)。

$$\mu = K_2 S_p^{\beta_2} \cdot f^{-\lambda_1} \quad (6)$$

式中: K_2 ——频率为 2% 暴雨损失参数; β_2 ——频率为 2% 暴雨损失系数; λ_1 ——暴雨损失系数。

$$\tau = K_4 \left(\frac{L}{\sqrt{I_z}} \right)^{\beta_4} \cdot S_2^{-\lambda_2} \quad (7)$$

式中: K_4 ——汇流时间分区; L ——主沟长度 (km); I_z ——主沟纵坡降 (%); S_2 ——频率为 2% 时的雨力 (mm/h); λ_2 ——暴雨损失系数; β_4 ——暴雨损失指数。

综合四通达沟泥石流发生频率和研究区降雨资料,按 50 a ($p=2\%$) 一遇计算。四通达沟流域面积 $f=50.64$ km²,查损失参数和系数表得: $S_{2\%}=16.8$ mm, $K_2=14.3$, $\beta_2=0.3$, $\lambda_1=0.33$,带入式(6)得: $\mu=8.019$ mm/h,主沟长 $L=13.37$ km,主沟纵坡降: $I_z=148\%$,查表汇流时间分区和系数指数表得 $K_4=3.29$, $\beta_4=0.35$, $\lambda_2=0.239$,带入式(7)得 $\tau=0.86$ h。由于计算出 τ 小于 1 h,取 $n=n_1$ (1 h 暴雨参数取值 0.73); $f=50.64$ km²,再将 μ, τ 等参数带入式(4)得: $Q_{2\%}=37.46$ m³/s。

通过堆积区实验得出: $\gamma_H=2.68 \times 10^4$ N/m³, $\gamma_c=1.63 \times 10^4$ N/m³,取 $\gamma_w=1 \times 10^4$ N/m³,可得出: $\varphi_c=0.6$ 。四通达沟谷堵塞程度一般,查堵塞系数表,取 $D_c=2.0$,最终带入式(3)可得 $Q_c=122.16$ m³/s。

通过以上计算可以看出四通达沟泥石流频率为 2% 的洪峰流量为 122.16 m³/s,而堆积区的通道狭窄,很难在极短的时内排出此洪峰流量下的泥石流,必然会造成较大的损失。

4.2 泥石流流速

经过对四通达沟泥石流堆积区、物源区松散物质的分析,认为该泥石流为过渡性泥石流,因此流速计算采用式(8)计算:

$$V_c = \frac{1}{n_c} H_c^{2/3} \times I_c^{1/2} \quad (8)$$

式中: V_c ——泥石流汇流速度 (m/s); n_c ——泥石流沟床的糙率系数; H_c ——平均泥深; I_c ——泥石流水力坡度。

取计算断面的平均泥深 $H_c=1.85$; 泥石流水力坡度 $I_c=0.148$; 泥石流沟床的糙率系数 $n_c=0.08$ 。将各参数代入式(8),得 $V_c=6.41$ m/s。

4.3 泥石流冲击力

泥石流冲击力计算包括泥石流流体冲击应力和单块最大冲击力计算。泥石流流体冲击应力按下式计算:

$$\delta = \lambda \frac{\gamma_c}{g} V_c^2 \times \sin \alpha \quad (9)$$

式中: δ ——作用在与流速方向呈 α 角度的单位面积; g ——重力加速度 (9.8 m/s²); α ——受力面与泥石流撞击面撞击角; λ ——受力体形状系数,方形为 1.47,矩形为 1.33,圆形、尖端、圆端形为 1.00; V_c ——泥石流汇流速度 (m/s)。

对该沟按较不利情况取值,受力面与泥石流冲击力方向的夹角取 $\alpha=85^\circ$, $\lambda=1.33$ 。按式(9)计算得 $\delta=9.54 \times 10^4$ Pa。

4.4 一次泥石流冲出总量及固体物质总量

一次泥石流总量按下式计算:

$$Q = 0.264 \times T \times Q_c \quad (10)$$

式中: Q ——一次泥石流总量; T ——泥石流持续时间; Q_c ——频率为 p 的泥石流洪峰值流量 (m³/s)。

一次泥石流冲出的固体物质总量计算公式:

$$Q_H = Q \times (\gamma_c - \gamma_w) / (\gamma_H - \gamma_w) \quad (11)$$

式中: Q_H ——一次泥石流冲出的固体物质总量; Q ——一次泥石流总量; γ_c ——泥石流重度 (N/m³); γ_w ——清水重度 (N/m³); γ_H ——泥石流中固体物质重度 (N/m³)。

由于不具备测量条件,将泥石流过程概化为五角形,并认为洪水流量达到峰值时,泥石流流量亦达到峰值。假定泥石流持续时间为 40 min,从上面计算可以看出四通达沟发生一次泥石流总量在约为 7.72×10^4 m³,一次泥石流冲出的固体物质总量为 2.89×10^4 m³,说明规模应以中小型为主。

5 结论

(1) 四通达沟泥石流地质背景条件具备川西高原高寒地区典型特点,高寒多带性的气候,陡峭的地形地貌、丰富的活动性物源、流域特征、形成机理及运动过程都具有代表性。

(2) 流域地层复杂,多种岩型自沟口至最高高程处依次呈带状分布,与主沟流向近直交,岩体内层理、节理倾坡内呈大角度相交,难以形成大规模的崩滑体。但与支沟流向呈小角度相交,容易形成顺向坡。各类结构面相互切割,而形成大量的崩塌、滑坡、坡面泥流等地质灾害,从而产生大量的固体物源。

(3) 流域发育于高寒高海拔地区,处于寒温带、亚寒带、寒带等气候变化带内,立体变化显著。强日照、大温差的气候条件使得岩石差异风化、冻融作用强烈、岩体节理裂隙发育、岩体破碎及土体结构松散。

(4) 通过综合分析计算后认为四通达沟流域内可提供的动物源储量 $2.40 \times 10^5 \text{ m}^3$;泥石流频率为 2% 情况下,流速约 6.41 m/s 峰值流量为 $122.16 \text{ m}^3/\text{s}$;泥石流流体冲击应力高达 $9.54 \times 10^4 \text{ Pa}$;一次泥石流流总量约为 $7.73 \times 10^4 \text{ m}^3$,一次泥石流冲出的固体物质总量为 $2.89 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。

(5) 综合考虑四通达沟泥石流高海拔地质背景、流域特征、动力特性和泥石流的危险性和被保护对象的重要程度,建议采用拦沙坝配合截流排水沟,并辅以生物防治的综合防治方案。除了应在泥石流物源区修建谷坊坝以控制物源、稳定沟床以外,还应在沟口采用排导措施,以规范泥石流流向,减小泥石流沟与主沟的入汇角,避免堵塞达曲河。

[参 考 文 献]

- [1] 张信宝,吴积善,汪阳春. 川西北高原地貌垂直地带性及山地灾害对南水北调西线工程的影响[J]. 地理研究, 2006,25(4):634-640.
- [2] 倪化勇,陈绪钰,周维. 高寒高海拔山原区沟谷型泥石流成因与特征:以四川省雅江县祝桑景区为例[J]. 水土保持

通报,2012,33(1):211-215.

- [3] 铁永波,徐如阁,巴仁基. 典型冰碛补给型泥石流物源补给过程与机制研究:以泸定县干沟为例[J]. 水土保持通报,2013,33(1):77-88.
- [4] 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.
- [5] 中国科学院水利部成都山地灾害与环境研究所. 川藏公路典型山地灾害研究[M]. 成都:成都科技大学出版社,1999.
- [6] 黄勇,杨三强,周雁. 高寒高海拔山区公路坡面泥石流防治研究[J]. 资源环境与工程,2009,23(专刊):107-110.
- [7] 中国地质调查局成都地质调查中心. 甘孜县地质灾害详细调查报告[R]. 成都:中国地质调查局成都地质调查中心,2012.
- [8] 陈宗基,康文法. 岩石的封闭应力,蠕变和扩容及本构方程[J]. 岩石力学与工程学报,1991,10(4):299-312.
- [9] 田连权,吴积善,康志成,等. 泥石流侵蚀搬运与堆积[M]. 成都:成都地图出版社,1993.
- [10] 谭炳炎. 泥石流活动评估与防治[M]. 北京:国土资源部地质环境司,2004.
- [11] 中华人民共和国国土资源部. DZPT 022-2006 泥石流灾害防治工程勘察规范[S]. 北京:地质出版社,2006.
- [12] 李德基. 泥石流灾害理论与实践[M]. 北京:科学出版社,1997.
- [13] 周必凡,李德基,吕儒仁,等. 泥石流防治指南[M]. 北京:科学出版社,1993.

(上接第 315 页)

- [8] 李代琼,梁一民,侯喜禄,等. 黄土高原沙棘建造植被的生态功能及效益试验研究[J]. 沙棘,2003,16(3):16-21.
- [9] 阮成江,李代琼. 黄土丘陵区沙棘群落特性及林地水分分析[J]. 应用生态学报,2002,22(9):1061-1064.
- [10] 刘增文,李雅素. 生态系统稳定性研究的历史与现状[J]. 生态学杂志,1997,16(2):58-61.
- [11] Wang Youmin. Study on comprehensive Management of Gully Region of Loess Plateau and Benefit[M]. Beijing: China Forestry Press, 1990:63-70.
- [12] 张伟华,张昊,李文忠. 青海大通中国沙棘人工林对土壤有机质和含氮量的影响[J]. 干旱区资源与环境, 2005(1):154-158.
- [13] 卢建利,陈云明,张亚莉. 黄土丘陵半干旱区沙棘生长对土壤水分及养分影响[J]. 水土保持研究,2008,15(3):137-140.

- [14] 鲁如坤. 土壤农业化学分析[M]. 北京:中国农业科学技术出版社,2000.
- [15] 陈伟,姜中武,胡艳丽. 苹果园土壤微生物生态特征研究[J]. 水土保持学报,2008,22(3):168-171.
- [16] 杨涛,徐慧,放德华. 樟子松林下土壤、微生物及酶活性的研究[J]. 土壤通报,2006,37(2):253-257.
- [17] 张飞,陈云明,王耀凤,等. 黄土丘陵半干旱区柠条林对土壤物理性质及有机质的影响[J]. 水土保持研究, 2010,17(3):105-109.
- [18] 陈云明. 黄土丘陵半干旱区人工沙棘林水文作用研究[D]. 陕西 杨凌:西北农林科技大学,2010.
- [19] 李玉新. 沙棘人工林衰败机理的研究[D]. 陕西 杨凌:西北农林科技大学,2010.
- [20] 赵护兵,刘国彬,侯喜禄. 黄土丘陵区流域主要植被类型养分循环特征[J]. 草业科学,2006,15(3):63-69.