

下游集中补给型泥石流动力学特征与防治对策

——以四川省泸定县干沟泥石流为例*

徐如阁, 铁永波, 巴仁基

(中国地质调查局成都地质调查中心, 四川 成都 610081)

摘要:干沟泥石流是一条典型的下游集中补给型泥石流沟, 其物源的启动、流通与堆积在 700 m 范围内完成。以 2005 年干沟泥石流过程为例, 应用三种计算公式对该沟泥石流的动力学参数进行了计算。通过计算发现, 三种公式计算结果差别不大, 并取其平均值作为计算结果。根据干沟泥石流流量计算和形态调查对比分析, 认为 2005 年干沟泥石流的形成过程具有明显的堵溃效应, 且前期降雨对泥石流的发生影响较为明显。在对干沟泥石流动力学参数计算、物源补给特征及形成过程分析的基础上, 认为干沟在 2005 年后易形成高频泥石流, 对该沟泥石流开展监测预警尤为必要, 提出了该沟泥石流监测预警方式并予以实施, 可为干沟泥石流的防灾减灾提供科学依据。

关键词:泥石流; 物源集中补给型; 动力学特征; 监测预警; 泸定县干沟; 四川省

中图分类号: P642.23; X43 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-811X(2013)03-0204-06

按照泥石流形成的动力条件, 可以将泥石流划分为土力类泥石流和水力类泥石流^[1-2], 前者是土体液化后靠自身重力沿较陡的坡面运动, 后者是水体提供动力发生和维持运动^[3]。干沟泥石流是典型的水力类泥石流, 一般来说水力类泥石流的物源多分布在沟谷的上游和中游, 而干沟泥石流的物源却集中在沟谷下游, 沟道右岸, 沟口向上约 400 m 范围内, 其启动、流通和堆积在 700 m 范围内完成。干沟位于四川省泸定县杵坭乡金华村, 大渡河右岸, 流域面积 2.0 km², 主沟长 3.7 km, 无支沟发育。沟道两岸多基岩出露, 下游可见冰碛物台地, 并发育一处大滑坡, 为泥石流提供物源。2005 年 6 月 30 日干沟爆发中等规模的泥石流, 泥石流直接冲入大渡河, 挤压河道并抬升河床, 使得该处河水深不足 1.5 m, 冲毁沟口公路桥梁并掩埋大量农田, 与附近其他沟谷形成群发性泥石流共造成 2 000 余万元的直接经济损失; 而后每年均有小规模泥石流爆发。目前, 沟谷下游的崩滑体物源约 6.0 × 10⁴ m³, 沟道内残存物源量约 2.0 × 10⁴ m³, 该沟具备再发大规模泥石流的物源条件。目前, 干沟发育成为一条典型的下游集

中补给型高频泥石流沟, 有必要对其进行监测预警以获取泥石流动力学特征与物源启动方式, 研究该类型泥石流的形成机理提供科学依据。

1 地质环境背景概述

干沟流域最高点海拔 3 460 m, 沟口海拔 1 260 m, 相对高差 2 200 m, 沟道平均纵坡 515‰。流域呈上陡下缓的地形特征, 上段(海拔 1 500 ~ 3 460 m)沟道总体较陡, 流域源头地形陡峻, 坡降大, 岸坡坡度 50° 以上; 下段(海拔 1 500 m 以下)略缓, 可见冰碛台地, 坡降小, 岸坡 30° ~ 50°, 由于冰碛物胶结程度较好, 局部岸坡坡度达到 90°。

干沟流域内地貌格局受构造、地表侵蚀和岩性的制约, 地壳的强烈上升形成了深切的沟道, 中下游呈“U”型, 上游呈“V”型格式。下游沟道右岸分布有大量的冰碛物, 这些冰碛物为泥石流的发生提供了固体物源。

气候上, 干沟具有泸定县城区域上典型气候特征, 年平均降水量 642.9 mm, 年最大降水量 795.4 mm(1964 年), 且雨量多集中在 6、7、8 月

* 收稿日期: 2012-12-24

修回日期: 2013-01-30

基金项目: 国家自然科学基金(41101086); 国土资源大调查项目(1212011014017); 科技基础专项(2011FY110101)

作者简介: 徐如阁(1985-), 男, 安徽阜阳人, 硕士, 主要从事地质灾害风险评价与防治工作. E-mail: xuruge@163.com

三个月内,占全年降水量的60%左右^[4]。

流域内地层主要为第四系冲洪与泥石流堆积物(Q_h^{apl+df})、残坡积物(Q_h^{del})及冰碛物(Q_h^{gl}),元古代柞垭钾长花岗岩(γk_2)、大坪普通花岗岩(γ_2)、石英闪长岩(δO_2)。基岩大面积出露;残坡积物厚度不大,零星分布;泥石流堆积物集中在沟口堆积扇和下游沟道中;冰碛物分布在下游沟道两岸,右岸分布面积大,厚度大。

干沟流域处于中部隆起区,三大断裂带在流域附近交汇,SN向的大渡河断裂带(属川滇南北向构造带)的南段即得妥断裂通过该沟的上游,NW向的金坪断裂(属北西向构造带)从该沟的沟口通过,龙门山断裂带的尾部收敛于该沟沿大渡河向下约2 km的冷碛镇。

2 泥石流基本特征

2.1 沟谷基本特征

干沟泥石流流通区不明显,故可将其流域划分为清水区、物源区和堆积区三个区域。

清水区面积约1.1 km²,沟道高程范围约为1 410~3 460 m,该区植被覆盖较好,沟道两岸均为基岩出露,母岩以石英闪长岩和钾长花岗岩为主,可见少量岩质崩塌。清水区沟道总长约2 850 m,沟道平均比降为688‰,沟道内均为基岩出露,且沟道两岸山坡陡峻,有利于降水迅速汇流。

物源区主要分布在主沟的下游段,区域面积约0.82 km²,高程范围为1 295~1 410 m,物源区沟道长约400 m,沟道比降为288‰。形成区右岸为冰碛台地,主要为含碎块石砂土,土质较松散,并发育有一个大滑坡和多处规模不等的崩滑体,总规模约 6.0×10^4 m³。该段沟道宽度7~12 m不等,由上游至下游逐渐变宽,泥石流残存于沟道内的松散物较丰富,根据野外调查和统计,干沟物源区沟道内松散固体物质储量约为 2.0×10^4 m³。

泥石流堆积区主要介于干沟沟口公路和大渡河之间,海拔范围1 260~1 295 m,高差35 m,纵坡降为167‰。堆积区呈扇状分布,扇顶角为35°,扇体主轴方向长285 m,扇体表面纵坡9.8°,靠近大渡河的扇缘宽280 m,面积约0.04 km²。

2.2 物源补给特征

受地形地貌条件的控制,干沟流域地形地貌呈上陡下缓的特征。上游区域多为基岩出露,且

坡表植被覆盖较好,坡面侵蚀程度偏弱,可为泥石流发生所提供的物源量少。干沟泥石流物源主要来源于分布在沟道下游段右岸的冰碛物和2005年泥石流残留于沟道内的松散物堆积物。从图1可以看出,干沟右岸的冰碛物形成了三个明显的台地,由于第二级冰碛台地离沟道较远,故其对干沟泥石流物源的贡献不产生影响,而第一级冰碛阶地和第三级冰碛阶地的临空面则位于沟道内,故这两个阶地在沟道内发育有多处滑坡和崩塌体,为该沟泥石流的形成提供了主要物源。



图1 干沟泥石流物源补给特征

目前,沟道右岸冰碛体滑坡仍在活动,每年表层土体以局部失稳的形式进入沟道,而同时沟道内仍有残余较厚的泥石流堆积物,在地表径流作用下极易启动,因此2005年以后的每年雨季,干沟均会发生小规模泥石流和高含沙水流。

2005年干沟泥石流补给方式为第一级冰碛台地发生滑坡进入沟道形成物源和水流冲刷第三级冰碛台地造成沟岸坍塌形成物源;并以滑坡补给为主。

2005年以后的泥石流物源补给方式为第一级冰碛台地发生滑坡、第三级冰碛台地沟岸坍塌,以及沟道内松散堆积体在径流的冲刷作用下稳定性遭到破坏后产生的运动;并以沟道物源启动为主,滑坡补给次之。

因此,干沟泥石流的物源补给方式具有复合式和多样性的特点。

2.3 降雨特征

通过野外调查,在2005年之前,干沟除了在雨季发生过小规模洪水外,无泥石流发生;2005年泸定县遭遇强降雨过程,导致全县境内多条沟谷群发泥石流,干沟就是其中一条。

据泸定县气象站观测,在泥石流暴发前1 d和

当日的降雨量都不是很大,分别为 19.4 mm 和 17.1 mm;但是泥石流爆发前 30 d,流域内 17 d 有降雨,累计雨量达到 126.5 mm,其中前 3 d 和前 5 d 累计雨量分别达到 19.7 mm 和 44.3 mm(图 2)^[5]。前期充沛的降雨使沟道右岸的冰碛体含水量增大,土体粘滞力和内摩擦角减小,稳定性降低,再加上当日中等强度的降雨从而诱发滑坡,滑体堵塞沟道成为堰塞体,而后溃决形成泥石流。

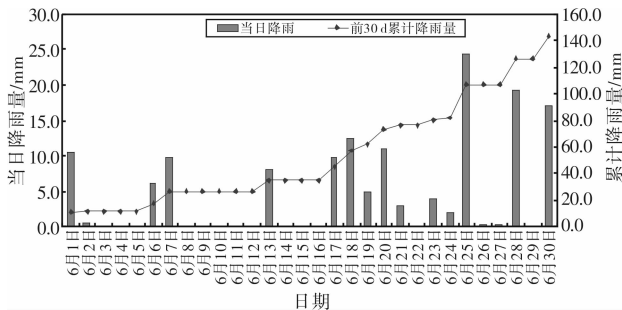


图 2 2005 年 6 月 30 日泥石流发生前期降雨量^[5]

3 泥石流动力学特征

泥石流的动力学特征主要表现以下 4 个主要的参数,分别为流速、流量、撞击力、输沙量。该动力学参数值直接反映了泥石流发育规模、破坏强度、灾害规模与范围^[6]。

3.1 流速

通过对干沟泥石流的堆积体特征调查和当地居民对泥石流发生时的描述进行判别,干沟泥石流爆发时,呈整体运动,无垂直交换,浆体浓稠,浮托力大,具备粘性泥石流的特征。

粘性泥石流流速的计算公式主要有三种^[7]:

东川泥石流改进公式:

$$V_c = K \cdot H_c^{\frac{2}{3}} \cdot I_c^{\frac{1}{5}} \quad (1)$$

甘肃武都地区公式:

$$V_c = M_c \cdot H_c^{\frac{2}{3}} \cdot I_c^{\frac{1}{5}} \quad (2)$$

通用公式:

$$V_c = \frac{1}{n_c} \cdot H_c^{\frac{2}{3}} \cdot I_c^{\frac{1}{5}} \quad (3)$$

根据干沟下游沟道的实测泥石流过流断面,取泥位 H_c 为 3 m,主沟坡度为 11.7°,则水力坡度 I_c 为 0.21。粘性泥石流流速系数 K 为 9.0, $V_c = 13.7$ m/s;泥石流沟床糙率系数 M_c 为 9.0, $V_c = 8.5$ m/s,粘性泥石流的河床糙率 $1/n_c$ 为 8.5, $V_c = 8.0$ m/s。

$K, M_c, 1/n_c$ 皆为查规范^[7]中相关图表所得,三种公式计算结果略有不同,但差别不大,因此取其

平均值,即 $V_c = 10$ m/s^[8]。

3.2 流量

泥石流流量计算,目前主要有两种方法。

(1) 雨洪法

假设泥石流与暴雨同频率,且同步发生,先按水文方法计算出断面不同频率下的小流域暴雨洪峰流量 Q_p ,然后选用堵塞系数和泥砂修正系数,按下式计算泥石流流量 Q_c :

$$Q_c = (1 + \Phi) Q_p \cdot D_c \quad (4)$$

首先,计算干沟流域内泥石流沟洪水流量 Q_p 。取暴雨时的最大洪峰流量,按推理公式:

$$Q_p = 0.278 \left(\frac{S_p}{\tau^n} - \mu \right) F \quad (5)$$

计算所得的泥石流最大流量如表 1 所示。

表 1 雨洪法计算泥石流流量

项目	结果			
流域面积 F/km^2	2.0			
沟长 L/km	2.8			
平均坡降 $J/\%$	515			
泥沙修正系数 Φ	0.24			
设计频率 $p/\%$	10	5	2	1
暴雨洪峰流量 $Q_p/(\text{m}^3/\text{s})$	16	20	22	27
泥石流峰值流量 $Q_c/(\text{m}^3/\text{s})$	45	57	63	77

(2) 形态调查法

在泥石流沟道中选择测流断面,查找泥位、测量泥石流的流面比降 I_c 、泥位高度 H_c ,计算出泥石流流速 V_c ,再与泥石流过流断面结合,按下式求泥石流断面峰值流量 Q_c :

$$Q_c = W_c \cdot V_c \quad (6)$$

用上式计算的泥石流断面峰值流量 $Q_c = 169$ m^3/s 。通过对雨洪法计算出泥石流流量做比较,2005 年干沟泥石流暴发的频率应大于 100 年一遇。

根据气象资料,当日降雨量仅为中等强度降雨,据巴仁基等人^[9]计算,降雨强度不到 30 年一遇,而该沟爆发泥石流规模却超过百年一遇,分析其主要原为冰碛物滑坡堵塞沟道形成堰塞体,而后溃决产生了溃决效应,从而加大了泥石流的规模^[10-11]。

3.3 撞击力

泥石流撞击力是泥石流防治工程设计的重要参数。

(1) 泥石流整体冲压力

泥石流整体冲压力计算公式:

$$\delta = \lambda \gamma_c V_c^2 \frac{\sin \alpha}{g} \quad (7)$$

通过计算,干沟泥石流的整体冲压力 δ 约为 $16.0 \times 10^4 \text{ Pa}$ 。

(2) 泥石流中石块冲击力

泥石流中石块的冲击力的计算参照以下公式:

$$P_d = \gamma V_c \sin \alpha \sqrt{\frac{Q}{C_1 + C_2}} \quad (8)$$

根据公式计算,干沟泥石流中石块的冲击力 P_d 为 21.1 kN 。

3.4 一次泥石流总量及输砂量

一次泥石流总量 Q 可通过计算法和实测法确定。实测法精度高,但因往往不具备测量条件,只是一个粗略的概算^[12]。计算法根据泥石流历时 $T(\text{s})$ 和最大流量 $Q_c(\text{m}^3/\text{s})$,按泥石流暴涨暴落的特点,将其过程线概化成三角形计算。按下式计算一次泥石流总量 $Q(\text{m}^3)$ 。

$$Q = 0.264 T Q_c = K T Q_c, \quad (9)$$

当 $F < 5 \text{ km}^2$, $K = 0.202$ 。

一次泥石流冲出的固体物质总量 $Q_H(\text{m}^3)$:

$$Q_H = \frac{Q(\gamma_c - \gamma_w)}{(\gamma_H - \gamma_w)} \quad (10)$$

干沟泥石流流域面积 F 为 2.0 km^2 ,取 $K = 0.202$ 。根据计算,得到形态调查与不同频率下的一次泥石流过程总量与冲出固体物质总量(表2)。

表2 一次泥石流过程与固体物质总量表

不同状态流量	Q_c / m^3/s	$Q/10^4$ m^3/s	$Q_H/10^4$ m^3/s
形态调查法	169	2.18	0.90
10年一遇峰值流量	45	1.3	0.57
20年一遇峰值流量	57	1.6	0.61
50年一遇峰值流量	63	1.8	0.74
100年一遇峰值流量	77	2.2	0.95

由表2可知,2005干沟泥石流一次泥石流总量及输砂量皆与该沟百年一遇泥石流规模相当,而泥

石流流量却远大于该沟百年一遇泥石流流速,十分符合溃决型泥石流的特征,从而再次证明了2005年干沟泥石流发生堵塞而后溃决的推断。

4 泥石流防治对策

通过实地调查,干沟泥石流危险区内无居民居住,泥石流仅对公路有威胁,在爆发泥石流后及时清淤便可保证交通畅通,因此可以不进行工程治理或者修建涵洞以保证交通。由于干沟是典型的下游集中补给型泥石流沟谷,在该区域具有代表性,而且近年泥石流频发,因此,2011年在中国地质调查局项目的依托下对该沟进行监测预警并研究其形成机理,为该类型泥石流的防灾减灾提供科学依据。

通过对干沟泥石流动力学特征和物源补给特征的研究,该沟具有物源集中,补给方式明确,沟道狭窄,泥石流流速大和易堵溃等特征。在开展干沟泥石流预报的同时,结合其形成机理开展研究。因此,干沟泥石流的监测方案为雨量监测、泥位监测、滑坡土体含水率监测和视频监测相结合的综合监测方案(图3),并于2011年底完成设备安装(图4)。



图3 干沟泥石流监测方案布置图



图4 监测仪器安装后照片

雨量监测主要是为干沟发生泥石流进行预报,用确定的降雨临界值指标(阈值雨量),预报特定降雨强度下可能会发生泥石流灾害^[13]。雨量计安置于沟沟口附近的建筑物顶部,与物源区处于同一暴雨带,其降雨数据可对干沟泥石流活动进行预报并且可以为冰碛物的变形失稳与降雨之间关系提供研究数据。

泥位监测主要通过架于沟道上方的监测探头对沟道的水位变化情况进行监测,若沟道的水位上涨到设定的阈值,则会发出警报。另外,可利用泥位与监测点位置的沟道断面得出泥石流的流量^[14]。

视频监控主要是通过泥石流发生时获取泥石流的运动视频,了解泥石流在发生过程中的运动特征,并用以分析泥石流形成的动力学特征,为泥石流的预测预报及防灾减灾提供科学依据。

泥石流物源区土体含水率监测主要获取泥石流物源启动前的含水量变化情况,通过分析含水量与降雨强度或降雨历时之间的关系,探索泥石流形成的机理和物源启动的临界值。干沟土体含水量监测仪安置于第一级冰碛台地形成的滑坡处。

经监测,2012年7月3日0时至8时有较大的连续降雨,累计降雨量24.5 mm,最大小时雨强(7时)为6.5 mm,地表以下0.7 m处土体含水率19.44%,比平时增加约3%,1.1 m处含水率增加不足1%,1.5 m处含水率无明显变化,干沟发生小规模泥石流,视频显示,仅沟道物源发生启动,泥位计检测泥位约0.5 m。监测发现,此次泥石流前期降雨量不大,前3 d降雨量为9 mm,前5 d降雨量为17.5 mm,主要为短时强降雨;由此可见前期降雨对干沟泥石流冰碛物源的启动影响较大。

5 结论

(1)干沟泥石流是典型的下游集中补给型泥石流,物源集中分布在沟道下游至沟口400 m范围内,研究其物源启动条件、动力学参数等对该类泥石流形成机理研究和防灾减灾均具有重要的科学意义。

(2)2005年干沟泥石流具有明显的堵溃效应。在不足30年一遇的降雨下爆发了百年一遇规模的泥石流,且泥石流流速快,冲击力强,冲出距离远。2005年以后爆发的干沟泥石流规模均不大,物源补给主要为沟道残留泥石流松散物在水流作用下产生运动,同时冰碛台地临沟岸坡仍有局部

失稳。

(3)2005年干沟泥石流的形成主要是前期降雨和当日降雨综合的结果,前期累计降雨量较大,使冰碛坡体饱水变形,在当日降雨的诱发下失稳并堵塞沟道,从而形成泥石流。

(4)由于干沟泥石流仅威胁公路,因此可以不进行工程治理而在泥石流爆发后及时清淤,或者修建涵洞以保护公路。

(5)目前,在干沟开展雨量和泥位监测预警手段,对干沟泥石流的物源区开展土体含水率监测和泥石流视频监控,拟获取该沟泥石流形成时的土力学关键参数,并结合视频获取的数据分析泥石流的运动特征,为开展干沟泥石流形成机理的研究提供科学依据。

参考文献:

- [1] Takahashi T. Debris Flow. International association for hydraulic research [M]. Balkema, Rotterdam, 1991.
- [2] 李德基. 泥石流减灾理论与实践[M]. 北京: 科学出版社, 1997.
- [3] 唐川, 章书成. 水力类泥石流启动机理与预报研究进展与方向[J]. 地球科学进展, 2008, 23(8): 787-791.
- [4] 中国地质调查局成都地质调查中心. 四川泸定县地质灾害详细调查报告[R]. 成都: 成都地质矿产研究所, 2008.
- [5] 刘希林, 赵源, 倪化勇, 等. 四川泸定县“2005·6·30”群发性泥石流灾害调查与评价[J]. 灾害学, 2006, 21(4): 58-65.
- [6] 谭炳炎. 泥石流活动评估与防治[R]. 北京: 国土资源部地质环境司, 2004.
- [7] 国土资源部. 泥石流灾害防治工程勘查规范[S]. 北京: 中国标准出版社, 2006.
- [8] Yongbo Tie. Prediction of the run-out distance of the debris flow based on the velocity attenuation coefficient[J]. Natural Hazards, 2012, DOI10. 1007/s11069-012-0430-z.
- [9] 巴仁基, 王丽, 宋志, 等. 泸定县牧场沟泥石流动力特性预测[J]. 水文地质与工程地质, 2008, 35(6): 75-78.
- [10] 游勇, 陈兴长, 柳金峰. 汶川地震后四川安县甘沟堵溃泥石流及其对策[J]. 山地学报, 2011, 29(3): 320-327.
- [11] 文联勇, 洪钢, 谢宇, 等. 文家沟“8·13”特大泥石流典型特征及成因分析[J]. 人民长江, 2011, 42(15): 32-35.
- [12] 宋志, 巴仁基, 刘宇杰. 磨西河特大型泥石流堵塞大渡河分析[J]. 灾害学, 2010, 25(2): 73-75.
- [13] 高速, 周平根, 董颖, 等. 泥石流预测、预报技术方法的研究现状浅析[J]. 工程地质学报, 2002, 10(3): 279-283.
- [14] 钟敦伦, 张金山, 谢洪, 等. 泥石流警报技术探索[J]. 山地学报, 2011, 29(2): 234-242.

Dynamics Characteristics and Mitigation Measures of Debris Flow with Concentrated Supply Source in Downstream

——Taking Gangou Debris Flow in Luding County in Sichuan Province as an Example

Xu Ruge, Tie Yongbo, Ba Renji

(Chengdu Center of China Geological Survey, Chengdu 610081, China)

Abstract: Gangou is a typical debris flow gully of concentrated supply source in downstream, whose source initiation, transport and deposit are all finished in the range of 700 m length. Taking the Gangou debris flow in 2005 for example, the dynamics parameters of debris flow are calculated with three types of formulas. Results of the 3 ways are not quite different, and the average value is taken. According to flow calculation and morphological investigation and comparison, the formation of the 2005 event is of obvious dam-breaking effect, and the antecedent rainfall had a significant effect on it. Based on analysis on dynamic parameter calculation, source supply characteristics and formation of Gangou debris flow, Gangou gully is believed to be a high-frequency debris flow gully since 2005, and carrying out the monitoring and early warning of debris flows in this gully is therefore become particularly necessary. Corresponding methods on the monitoring and early warning are put forward to provide scientific basis for disaster prevention and reduction.

Key words: debris flow; concentrated supply source; dynamics characteristic; monitoring and early warning; Gangou in Luding County; Sichuan Province

(上接第 175 页)

参考文献:

- [1] 孙嘉卿, 金盛华, 曹慎慎. 灾难后谣言传播心理的定性分析——以“5·12 汶川地震”谣言为例[J]. 心理科学进展, 2009, 17(3): 603.
- [2] 李强. 地震谣言与地震误传的社会心理学分析[D]. 天津: 南开大学, 1998: 8.
- [3] 孙振凯, 苗崇刚, 顾建华, 等. 近年来我国地震谣言的起因及对策[J]. 国际地震动态, 2001(1): 12-17.
- [4] 李三练. 地震预报的发布与地震谣言的鉴别[J]. 城市与减灾, 2010(2): 2-4.
- [5] 董亮. 试论政府公共危机信息传播机制的构建与完善[D]. 北京: 首都经贸大学, 2006.
- [6] 邹文卫, 洪银屏, 谭阳, 等. 地震灾害应急知识读本[M]. 北京: 科学普及出版社, 2010: 11-12.
- [7] 王芳. 危机传播经典案例透析[M]. 北京: 中国社会科学出版社, 2010.
- [8] 王凤, 袁志祥. 从山西地震谣传事件看地方政府的公关危机[J]. 高原地震, 2011, 23(2): 60-62.

Analysis on Public Cognitive Status of Earthquake Rumor in New Period

Hong Yinping¹, Jing Yan²

(1. Earthquake Administration of Beijing Municipality, Beijing 100080, China;

2. Key Laboratory of Crustal Dynamics, Institute of Crustal Dynamics, CEA, Beijing 100085, China)

Abstract: By quantitative analysis on investigation data on understanding, demands and popularization form for scientific knowledge of earthquake disaster mitigation and reduction, and analysis on 2 earthquake rumor events, as the successful response of the government to the rumor during 2008 Wenchuan Earthquake and the earthquake rumor incidents in parts of Shanxi in 2010, two points are explained: the social foundation of generation and dissemination of earthquake rumors and problems existed in responses and measures of the government in case of earthquake rumors. The identification ability of the public on earthquake rumors is lowered for lack of scientific knowledge of earthquake disaster prevention and misunderstanding of the internal work of the earthquake administrations. That the media's confusion of the concept of earthquake knowledge made it possible for the senior intellectual group to misunderstand seismic prediction of the domestic; It is inefficient for the government to refute earthquake rumor only through a single media.

Key words: earthquake rumor; crisis communication strategy; cognition