

贵州望谟里拉沟泥石流灾害特征

王治兵, 余斌, 马敏, 朱云波, 王涛

(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, 成都 610059)

摘要: 里拉沟在2011年6月6日发生大规模泥石流, 给当地村民的生命财产造成很大损失。通过对泥石流物源与地形条件的现场调查, 以及里拉沟降雨值的插值计算, 分析了该地泥石流的形成机理, 认为: 1号支沟两岸坡度较陡, 沟道纵比降大, 沟道内堆积的固体物源在较小的降雨条件下就会被冲走, 不利于残坡积物的堆积, 所以不具备滑坡产生的条件; 2号、3号支沟两侧坡度总体较为平缓, 残坡积层较厚, 易发生浅层滑坡型泥石流, 特别是两岸坡度在 $20^\circ \sim 40^\circ$ 时最易于发生浅层滑坡, 最终分析得出在相同地质地貌与降雨条件下, 里拉沟各支沟道发生浅层滑坡的判定方法。

关键词: 里拉沟; 纵比降; 坡度; 浅层滑坡; 泥石流

中图分类号: P642.23 文献标志码: A 文章编号: 1672-1683(2014)04-0165-04

Characteristics of Debris Flow in Lila Gully of Wangmo County in Guizhou Province

WANG Zhi bing, YU Bin, MA Min, ZHU Yun bo, WANG Tao

(State key Laboratory of Geohazard Prevention and Geoenvironment Protection,
Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China)

Abstract: Lila gully is a low frequency debris flow gully. On June 6, 2011, most of the northern area of Wangmo County in Guizhou Province had the biggest rainfall in a century, which led to a large scale group of debris flow. The occurrence of massive mudslides caused great loss of life and property. Local transportation, communications, and other infrastructure have been damaged seriously. Based on the in situ investigations of the material sources of debris flow and topographic conditions and interpolation of rainfall in Lila Gully, the formation mechanism of debris flow was analyzed. It suggested that the 1# tributary has steep slopes on both sides and large longitudinal gradient, which is not suitable for the accumulation of residual deposits as the deposits in the gully can be washed away easily under light rain conditions. Therefore, 1# tributary did not have the landslide conditions. Meanwhile, it found that 2# and 3# tributaries have gentle slopes on both sides and thick layer of residual deposits, which can lead to the occurrence of shallow landslide induced debris flow, especially when the slope of both sides is about 20° to 40° . Consequently, the criteria for the occurrence of shallow debris flow in each tributary of Lila Gully under the same geological, topographic, and rainfall conditions were obtained.

Key words: Lila Gully; longitudinal gradient; slope; shallow landslide; debris flow

泥石流是山区主要地质灾害之一, 其暴发往往突然且破坏性大, 对当地居民的生产生活造成很大的危害。2011年6月5日21时至6月6日10时, 贵州黔西南州望谟县普降强降雨, 部分乡镇达到特大暴雨等级。位于打易镇和新屯镇之间的里拉沟, 在这次大暴雨作用下暴发山洪泥石流, 泥石流冲毁沟内梯田及沟口民房, 淤埋沟口209省道, 致使当地交通中断。本文通过现场调查成果, 探讨里拉沟泥石流的发生条件和形成机理, 并提出在相同地质与降雨条件下各支沟发生浅层滑坡的判定条件, 为今后该地区泥石流的进一步研究

和治理提供参考。

1 研究区概况

1.1 自然环境

里拉沟位于贵州省黔西南州望谟县北部山区新屯镇北端望谟河右岸, 流域以侵蚀地貌为主, 沟谷深切, 地形起伏大。209省道和望谟主河通过沟口, 沟口处地理坐标为 $N25^\circ 18' 40''$, $E106^\circ 06' 34''$ 。沟道整体呈西北东南走向, 东南方向沟口海拔860 m, 西北部最高处1560 m, 高差达到700 m; 沟道

收稿日期: 2014-09-18 修回日期: 2014-03-12 网络出版时间: 2014-06-11

网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/doi/10.13476/j.cnki.nsbdtqk.2014.03.001.html>

基金项目: 贵州省地质灾害监测预警与决策支持平台研究子项目贵州省泥石流启动机理及预警预报研究(ZG0064)

作者简介: 王治兵(1989-), 男, 宁夏中卫人, 主要从事地质灾害的评价与防治工作, E-mail: 718343683@qq.com

平均纵比降为 200‰, 呈上游陡下缓的特征; 主沟长 2 000 m, 流域面积约 2.83 km², 见图 1。流域内主要分布三条支沟: 1 号支沟长 1 000 m, 纵比降为 530‰, 沟内发育较多跌坎, 沟道狭窄陡峻且下切明显, 两岸岸坡坡度较陡, 基岩出露; 2 号支沟长 800 m, 纵比降为 410‰, 沟道平缓且顺直; 3 号支沟长 1 400 m, 平均纵比降为 280‰, 上游纵比降为 230‰, 下游流通区纵比降为 350‰, 沟道流通区基岩出露长近 300 m, 跌坎发育较少。主沟与 1 号支沟交汇处以上部分沟道较陡峭, 下切明显, 呈“V”型; 交汇处以下沟道较为平缓且呈“U”型。

里拉沟处于扬子陆块, 地质构造复杂, 主要表现为直扭型的北西向反排多字型构造及挤压型的东西向构造和南北向构造, 褶皱发育形态复杂多样, 主要有北西走向的打易向斜。流域出露地层有二叠系、三叠系, 以三叠系中统边阳组为主^[1]。出露岩石主要为砂岩、页岩, 两者比例约为 4:1, 页岩强度较低易于风化, 吸水后其力学性能降低, 进而容易引发各种地质灾害。流域内有大片区域为硬质岩和软质岩互层, 裂隙发育, 风化强烈, 易于崩塌、滑坡。

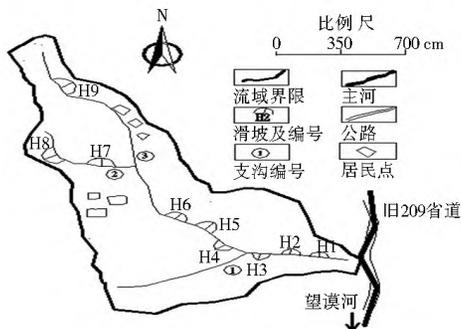


图 1 里拉沟流域

Fig. 1 Drainage map of Lila gully

研究区属于高原亚热带温凉湿润气候区, 年平均温度 15℃ 左右, 温度随季节变化较大; 多年平均降雨量为 1 265 mm, 降雨时间分布不均匀, 雨季(5 月 10 月) 雨量多强度大占年降雨量的 83%^[2]。2011 年 6 月 6 日里拉沟降雨过程持续 11 h, 过程雨量达 195.8 mm, 最大小时降雨达 70.3 mm。

1.2 泥石流活动情况

里拉沟曾在 1953 年发生过较大规模泥石流, 此后直到 2011 年 06 月 06 日暴发大规模泥石流(以下简称为 06-06 泥石流), 其间超过 50 年未暴发泥石流, 故属于低频率泥石流沟^[3]。从堆积体的弱分选性判断 06-06 泥石流为过渡性泥石流。根据当地村民的描述并结合当时降雨资料综合分析, 得出以下认识: 里拉沟先暴发洪水继而暴发泥石流; 主沟从沟口到与 1 号支沟交汇处长约 700 m, 泥石流发生前沟道两侧全是垒筑的梯田, 沟道为约 3 m 宽的季节性水沟, 此次泥石流冲毁梯田、掏蚀沟岸、启动沟床物质并最终将沟道拓宽至十几米; 1 号支沟在此次暴雨过程中并未暴发泥石流; 2 号、3 号支沟暴发了浅层滑坡型泥石流见表 1; 2 号支沟内滑坡体转化为泥石流全部汇入主沟道内, 和主沟内的泥石流一起冲向下游, 只有很少部分淤积在沟道内; 3 号支沟内仍有大量滑坡产生的松散堆积体堆积在沟道内见图 2, 是今后泥石流的潜在物源。

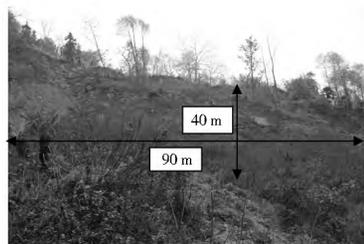


图 2 3 号支沟内的滑坡体(左侧未照全)

Fig. 2 The landslide in 3# tributary

表 1 各沟道概况及泥石流启动机理判断

Table 1 Basic information and judgment of formation mechanism of debris flow in each tributary

沟道编号	沟道特征	是否发生泥石流及形成机理
1 号支沟	沟道下切明显, 呈“V”型, 纵比降大, 两岸坡度陡, 沟内无滑坡发育	未发生泥石流
2 号支沟	沟道顺直, 少有弯道, 两侧坡度较缓, 有浅层滑坡发育	浅层滑坡型泥石流
3 号支沟	沟道上缓下陡, 下游沟道及两侧基岩出露, 少有跌坎发育	浅层滑坡型泥石流
主沟	沟道较宽且纵比降小, 两岸坡度缓, 残坡积层较厚, 发育有浅层滑坡	沟床与浅层滑坡兼有

2 泥石流形成条件分析

2.1 降雨条件

前期降雨量、雨强以及降雨历时是激发泥石流的重要因素。里拉沟位于打易镇与新屯镇之间, 2011 年 6 月 6 日暴雨中心出现在打易镇, 且雨强由北往南逐级递减, 南面比北面滞后。距里拉沟以北 8 km 处的打易镇降雨从 6 月 5 日 22 时持续到 6 月 6 日 09 时, 过程降雨量高达 299.6 mm, 最大小时降雨在 6 月 5 日 23 至 6 月 6 日 0 点, 达 105.9 mm^[4]; 以南 7 km 处的新屯镇降雨从 2011 年 6 月 5 日 22 时开始一直到 6 月 6 日 09 时基本停止, 过程雨量达到 179.2 mm, 最大 1 h 雨量出现在 6 月 6 日 02 时到 6 月 6 日 03 时为 51.6 mm^[5], 两地最大小时降雨时间先后相差 3 h。里拉沟几乎处于两地中间位置, 其最大小时降雨出现时间也应该介于这两地降雨时间之间, 降雨强度应大于新屯镇降雨而小于打易镇。

利用 ArcGIS 软件通过打易镇和新屯镇的降雨值插值得出里拉沟降雨参数为: 降雨从 6 月 5 日 22 时开始一直持续到 6 月 6 日 09 时结束, 过程雨量达 195.9 mm, 最大小时降雨出现在 6 月 6 日 01 时至 02 时, 达 70.3 mm, 见图 4。根据村民描述, 6 月 6 日 0 时至 6 月 6 日 01 时暴发洪水, 洪水将部分梯田冲毁, 大约 1 h 后暴发泥石流; 这在时间上与插值所得降雨时间较为一致。里拉沟本属于低频率泥石流沟, 此次暴发大规模泥石流, 强降雨正是主要原因之一。

2.2 物源条件

此次泥石流的物源补给主要分为以下两类。

一类是沟道内长期积累的固体物源和沟道中上游的浅层滑坡补给, 沟道两侧山坡上有大量第四系残坡积物, 其结构疏松, 强度较低, 在强降雨作用以及沟内汇水侵蚀坡脚的

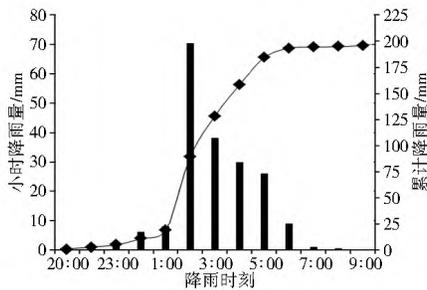


图4 里拉沟雨量

Fig. 4 Rainfall data of Lila gully

作用下,松散堆积体形成滑坡滑入沟道内成为泥石流物源。

另一类是沟道内下游大量的人工梯田及垒筑物。主沟沟口到1号支沟口全是垒筑的梯田,降雨渗入土体将梯田中泥土浸泡冲蚀,洪水泥石流将原流水沟左侧的梯田侵蚀,使

表2 拉沟流域坡度分级

Table 2 Slope classification of Lila gully

(%)

沟道编号	坡度								
	0°-20°	20°-25°	25°-30°	30°-35°	35°-40°	40°-45°	> 45°	20°-40°	25°-40°
1号支沟	16.4	10.2	8.6	9.3	10.6	13.8	31.1	38.7	28.5
2号支沟	11.5	15.2	21.5	18.7	16.8	8.5	7.8	72.2	57
3号支沟	17.8	13.1	16.3	15.1	12.8	14.5	10.4	57.3	44.2
主沟道	13.2	15.3	20.2	14.5	15	10.7	11.1	65	49.7
整个流域	13.7	15.1	16	18.6	12.5	10.3	13.8	62.2	47.1

里拉沟总共有9处滑坡,其中有6处分布于主沟道,2处分布于2号支沟,1处分布于3号支沟,1号支沟没有浅层滑坡发生,从表2、表3中可以看出坡度与浅层滑坡之间的关系,即浅层滑坡多发生在20°-40°之间。主沟与2号支沟发生浅层滑坡与两侧山坡总体上较缓有很大关系,而1号支沟没有滑坡发生则与两侧山坡较陡(表2)有关。3号支沟平均纵比降为280%,流通区纵比降为350%,流通区沟段内有约300m长的沟道基岩出露其表面光滑且弯道较少,并无跌坎发育,利于泥石流流体的储能和加速。

表3 各滑坡体特征

Table 3 Characteristics of each landslide

滑坡体编号	滑坡方量/m ³	平均坡度(°)	后缘以上(°)	所属沟道
H1	450	30	32	主沟
H2	1 200	32	31	主沟
H3	70	30	32	主沟
H4	84	34	33	主沟
H5	1 300	43	41	主沟
H6	2 500	38	36	主沟
H7	2 000	26	27	2号
H8	1 200	32	30	2号
H9	12 000	34	30	3号

3 泥石流运动特征研究

3.1 容重

黏性泥石流容重计算公式^[7]为

$$Y_D = P_{05}^{0.35} P_{2Y} + Y_0 \quad (1)$$

式中: P_{05} 为 < 0.05 mm 的细颗粒的百分含量, (小数表示);

沟道从两三米拓宽到十几米宽;这种侵蚀拓宽一直延续到主沟口,产生了大量物源。

另外,泥石流在前进过程中将沿途两岸的坡脚掏蚀,产生的一系列垮塌也是06-06泥石流的物源组成之一。

2.3 地形条件

适当的地形是泥石流发生的必要条件,泥石流的形成与沟道长度、积水区面积、沟床纵比降、两岸坡度等有关。沟床纵比降是影响泥石流固体物源积累的重要因素,也是泥石流物质将势能转化为动能的基本条件,并最终影响泥石流的动力特性。沟道两侧坡度对泥石流的影响主要表现在两方面:第一,沟道两侧坡度的陡缓直接影响到泥石流的规模和固体物质的补给方式与数量^[6];第二,沟道两岸坡度越大 坡面流速和沟道汇流速度越快降雨形成洪峰所需的时间越短,从而使泥石流具备成灾的水源条件^[6]。

P_2 为 > 2 mm 的粗颗粒的百分含量, (小数表示); V 为黏性泥石流的最小容重, 为 2.0 g/cm^3 ; γ_0 为泥石流的最小容重, 为 1.5 g/cm^3 。

对从堆积区和流通堆积区所取的样品进行颗分实验, 所得结果见图3。根据颗分结果, 采用公式(2) 计算得出, 此次泥石流体容重为 1.94 g/cm^3 , 属于过渡性泥石流体的容重范围内, 与现场调查所得结果一致。

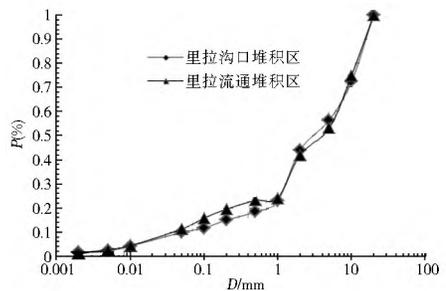


图3 样品颗分图

Fig. 3 Sample particle classification

3.2 流速

黏性泥石流流速计算公式^[8]为

$$U = 1.1(gR)^{1/2} S^{1/3} \left(\frac{D_{50}}{D_{10}}\right)^{1/4} \quad (2)$$

式中: U 为黏性泥石流运动平均速度(m/s); g 为重力加速度 (m/s^2); R 为黏性泥石流运动水力半径(m); D_{50} 为泥沙颗粒中百分比小于50%的颗粒粒径(mm), 也称为中值粒径; D_{10} 为泥沙颗粒中百分比小于10%的颗粒粒径(mm); S 为黏性泥石流运动纵比降(小数表示)。

通过实测泥石流断面可知, 此次泥石流流体大部分冲至沟

口呈扇形堆积,前缘冲入望谟河并被带走,少部分则沿程淤积在沟道内;堆积体中块石的最大粒径达 $2.8 \times 1.8 \times 1.2 \text{ m}$ 。利用公式 (1) 计算得出,此次泥石流平均运动速度为 6.6 m/s 。结合泥石流持续时间,得出冲出量为 $40\,000 \text{ m}^3$,这与实地调查结果较为吻合。

4 浅层滑坡型泥石流的判定方法

由上文分析可知,里拉沟是低频率泥石流沟,泥石流的暴发主要是由强降雨引发浅层滑坡形成的。

从各沟道坡度分级见表 2,形状参数见表 4,1 号、2 号支沟纵比降大且两岸坡度陡峻,3 号支沟纵比降小且岸坡坡度较缓。根据现场调查 1 号、2 号支沟都较为陡峭,但仅有 2 号支沟发生了泥石流,然而比 1 号沟缓的 3 号支沟却发生了泥石流。

表 4 各沟道形状参数

Table 4 The channel shape parameters

沟道编号	沟长/m	面积/ k m^2	平均纵比降	是否发生泥石流
1 号	1 000	0.385	0.53	否
2 号	800	0.271	0.41	是
3 号	1 400	0.594	0.28	是
主沟	2 000	1.58	1.17	是

1 号支沟没发生泥石流,经调查分析主要有以下几方面的原因:第一,两岸山坡陡峻不易于残坡积物的积累,从而不具备发生滑坡的条件见表 2。第二,由于 1 号支沟沟床平均纵比降达到 530‰,在这样较陡的坡度条件下沟道内固体物源在较小的降雨条件下就会被冲走,不利于物源的长期积累。第三,斜坡的倾角接近坡面残坡积体的内摩擦角,土粒之间的摩擦力减小,残坡堆积体的整体稳定性较低,容易发生崩塌而不利于浅层滑坡发生。实地调查 1 号支沟没有浅层滑坡发生,这也与浅层滑坡易发生在 $20^\circ - 40^\circ$ 的结论^[9]相吻合。

2 号支沟类型为浅层滑坡型泥石流,其上游两岸各有一个浅层滑坡发生,2 个滑坡坡度都处于 $25^\circ - 35^\circ$ 之间见表 3,正好在滑坡易发生的坡度范围内,并且坡脚有被村民开挖平整为农田的痕迹,这类坡脚开挖更降低了坡体的完整性,在强降雨作用下失稳形成滑坡,继而成为泥石流物源。

3 号支沟的纵比降与岸坡坡度都较 1 号支沟更缓见表 2、表 4,本不利于泥石流的暴发,但却发生了浅层滑坡型泥石流;现场调查左岸有一方量为 $12\,000 \text{ m}^3$ 的滑坡体,此滑坡体中上部和后缘以上有村民修筑的两排土质灌溉引水渠,两条引水渠汇聚了部分坡面雨水,强化了下渗,使残坡堆积体吸水松弛导致强度降低稳定性下降。另外此滑坡发生处具有明显的上缓下陡特征见表 2,这种地形也利于坡面径流下渗,使土体附加孔隙水压力增加,在孔隙水压力的托浮下整体抗滑力变小,从而失稳发生滑坡。

里拉沟流域面积较小,各沟地质条件和降雨条件可视为一致。通过图 5 可以看到未发生浅层滑坡的 1 号支沟与其他发生浅层滑坡的沟道间的界限。可见在相同地质条件和降雨条件下,浅层滑坡的发生与否主要受两岸坡度或沟道面积的影响。通过数值拟合得出,当里拉各沟道满足 $0.109 >$

$A \times S^{1.460}$ 时,就会有浅层滑坡发生。其中 A 表示各沟道的面积, S 表示两侧山坡 $20^\circ - 40^\circ$ 或 $25^\circ - 40^\circ$ 所占的比例。

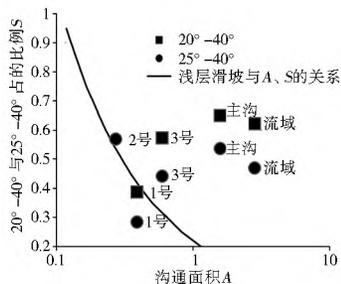


图 5 沟道面积与两岸坡度对浅层滑坡型泥石流的影

Fig. 5 Effects of channel area and slope on shallow landslide induced debris flow

5 结论

本文通过对里拉沟泥石流的调查研究,得出以下结论:

(1) 里拉沟近 60 年不曾暴发泥石流,本属于低频率泥石流沟,而此次在稀遇大暴雨作用下暴发泥石流,可见强降雨对泥石流的发生起关键作用。

(2) 在里拉沟内相同的地质和降雨条件下,浅层滑坡的发生与否主要受两侧坡度与沟道面积的控制;当各沟道满足 $0.109 > A \times S^{1.460}$ 时,便会发生浅层滑坡。1 号支沟两岸坡度陡峻,不易于滑坡的发育,沟道纵比降大,固体物源不易积累;而 2 号、3 号支沟两岸坡度较缓,则暴发了泥石流。

需要指出的是,此次泥石流已将大部分物源冲出,沟道被拓宽,今后雨水对沟道的冲蚀作用会有所减弱,新的物源堆积需要较长时间,同等雨强下爆发泥石流的规模会减小。但是,沟道两岸坡度易于浅层滑坡的发育,并且还有部分滑坡体堆积在沟道内,成为潜在的泥石流物源,在大暴雨作用下还可能产生较大规模泥石流,因此仍需对其重点监测。

参考文献(References):

[1] 贵州省地质环境监测院. 贵州省望谟县 6·06 特大山洪灾区地质灾害防治工程可行性研究报告[R]. 2011. (Guizhou College of Geological Environment Monitoring. Project Feasibility Study Report of 6·06 Major Mountain Torrent Disaster and Geological Disaster Prevention in Wangmo County, Guizhou province[R]. 2011. (in Chinese))

[2] 贵州省地质环境监测总站. 贵州省望谟县地质灾害调查与区划报告[R]. 2006. (Guizhou Geological Environment Monitoring Station. The Report of Investigation and Regionalization of Geological Disasters in Wangmo County, Guizhou Province[R]. 2011) (in Chinese))

[3] 王春山, 巴仁基, 刘宇杰, 等. 低频泥石流特征及其危险性的模糊综合评判[J]. 人民长江, 2012, 43(5): 42-46. (WANG Chunshan, BA Renji, LIU Yurjie, et al. Characteristics of Low-frequency Debris Flow and Its Risk Assessment Based on Fuzzy Comprehensive Evaluation[J]. Yangzi River, 2012, 43(5): 42-46. (in Chinese))

[4] 朱渊, 余斌, 陈源井, 等. 贵州望谟打蒿沟 6·06 泥石流特征[J]. 山地学报, 2012, 5(30): 599-606. (ZHU Yuan, YU Bin,

(下转第 176 页)

通过对以上优化调度图的分析,可以得出以下结论。

(1) 对调节能力大、装机容量大的水库,加大出力区空间相对较大,而保证出力区与降低出力区空间相对有所压缩,从而提高了发电效益和发电保证率。

(2) 对调节能力大、装机容量小的水库,各分区均匀分布,从而提高了发电效益和发电保证率。

(3) 对调节能力小、装机容量大的水库,加大出力区空间较大,而极大地压缩了保证出力区与降低出力区空间,从而能够减少弃水,充分利用装机容量大的优势加大发电。

(4) 对调节能力小、装机容量小的水库,保证出力区与降低出力区空间较大,而极大地压缩了加大出力区的空间,从而能够维持较高水头发电,在提高出力保证率的同时也增加了发电效益。

3 结语

随着我国大批水库群相继建设并完工,这些大型水利工程逐渐由建设期转入管理期,因此对流域梯级水库群开展调度研究具有重要意义。本文以梯级水库群系统整体效益最大为目标函数,建立梯级水库群联合发电调度模型。在模型求解过程中,为了减少对不可行解浪费过多时间,有针对性地对可行解进行优化,进而提高优化效率,本文采用可行空间搜索遗传算法对调度模型进行求解,并以汉江流域梯级水库群为例,进行了实例研究。

参考文献(References):

[1] JAY R L. Derived Power Production and Energy Drawdown Rules for Reservoirs[J]. Journal of Water Resources Planning and Management, 2000, 126(2): 108-114.

[2] 黄永皓,张勇传.微分动态规划及回归分析在水库群优化调度中的应用[J].水电能源科学,1986,4(4):315-322. HUANG Yonghao, ZHANG Yongchuan. Application of Differential Dynamic Programming and Regression Analysis in Reservoir Optimization Dispatching[J]. International Journal Hydroelectric Energy, 1986, 4(4): 315-322.

[3] 陈洋波,陈惠源.水电站库群隐随机优化调度函数初探[J].水电能源科学,1990,8(3):216-223. CHEN Yangbo, CHEN

Huiyuan. The Preliminary Approach of Implicit Stochastic Optimal Dispatching Function for the Hydro Power Station. [J] International Journal Hydroelectric energy, 1990, 8(3): 216-223.

[4] Tu M Y, Hsu N S, Yeh W W G. Optimization of Reservoir Management and Operation with Hedging Rule[J]. Journal of Water Resource sPlanning and Management, 2003, 129(2): 86-97.

[5] 张双虎,黄强,黄文政,等.基于模拟遗传混合算法的梯级水库优化调度图制定[J].西安理工大学学报,2006,22(3):229-233. ZHANG Shuanghu, HUANG Qiang, HUANG Weizheng, et al. Linking Simulation with Genetic Algorithm to Establish Optimal Operation Chart of Cascade Reservoirs[J]. Journal of Xi'an University of Technology, 2006, 22(3): 229-233.

[6] 黄强,张洪波,原文林,等.基于模拟差分演化算法的梯级水库优化调度图研究[J].水力发电学报,2008,27(6):13-17. HUANG Qiang, ZHANG Hongbo, YUAN Weilin, et al. Study of Optimal Operation Chart of Cascade Reservoirs Based on Linking Simulation with Differential Evolution Algorithm [J]. Journal of Hydroelectric Engineering, 2008, 27(6): 13-17.

[7] 刘心愿,郭生练,刘攀,等.基于总出力调度图与出力分配模型的梯级水电站优化调度规则研究[J].水力发电学报,2009,6(3):26-31. LIU Xiruan, GUO Shenglian, LIU Pan, et al. Study on the Optimal Operating Rules for Cascade Hydropower Stations Based on Output Allocation Model [J]. Journal of Hydroelectric Engineering, 2009, 6(3): 26-31.

[8] 邵琳,王丽萍,黄海涛,等.梯级水电站调度图优化的混合模拟退火遗传算法[J].人民长江,2010,41(3):34-37. SHAO Lin WANG Liping, HUANG Haitao, et al. Optimization of Operation Chart of Cascade Hydropower Stations Based on Hybrid Genetic Algorithm and Simulated Annealing[J]. Yangtze River, 2010, 41(3): 34-37.

[9] 王旭,雷晓辉,蒋云钟,等.基于可行空间搜索遗传算法的水库调度图优化[J].水利学报,2013,44(1):26-34. WANG Xu, LEI Xiaohui, JIANG Yunzhong, et al. Reservoir Operation Chart Optimization Searching in Feasible Region Based on Genetic Algorithms[J]. Journal of Hydraulic engineering, 2013, 44(1): 26-34.

(上接第 168 页)

CHEN Yuanjin, et al. The "6·06" Disaster Characteristics and Forming Mechanism of Debris Flow in Wangmo, Guizhou[J]. Journal of Mountain Science, 2012, 5(30): 599-606. (in Chinese)

[5] 王涛,余斌,元星,等.贵州望谟县田坝沟泥石流灾害特征及防治建议[J].中国地质灾害与防治学报,2012,1(23):6-11. (WANG Tao, YU Bin, QI Xing, et al. Characteristics and Prevention of Debris Flow in Tianba Gully of Wangmo County in Guizhou[J]. The Chinese Journal of Geological Hazard and Control, 2012, 1(23): 6-11. (in Chinese))

[6] 伦国星,周斌.地形地貌对兰州市泥石流灾害形成影响分析[J].甘肃地质,2011,4(20):65-70. (LUN Guoxing, ZHOU Bin. Analysis of the Influence of Topography on the Formation of Debris Flow Disaster in Lanzhou City[J]. Gansu Journal of

Geology, 2011, 4(20): 65-70. (in Chinese))

[7] 余斌.根据泥石流沉积物计算泥石流容重的方法研究[J].沉积学报,2008,26(5):789-796. (YU Bin. Research On The Calculating Density By The Deposit Of Debris Flows[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2008, 26(5): 789-796. (in Chinese))

[8] 余斌.黏性泥石流的平均运动速度研究[J].地球科学进展,2008,23(5):524-532. (YU Bin. Study on The Mean Velocity of Viscous Debris Flows[J]. Advances in Earth Science, 2008, 23(5): 524-532. (in Chinese))

[9] 王士革.山坡型泥石流的危害与防治[J].中国地质灾害与防治学报,1999,10(3):45-48. (WANG Shirge. Hazard of Debris Flow on Slope and its Control[J]. The Chinese Journal of Geological Hazard and Control, 1999, 10(3): 45-48. (in Chinese))