

# 牟托沟流域高含沙水流与泥石流相互演化特征及其机理

李俊<sup>1</sup>, 陈宁生<sup>2</sup>, 卢阳<sup>3</sup>

(1. 四川大学 水力学与山区河流开发保护国家重点实验室, 四川 成都 610065;

2. 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; 3. 中国科学院大学, 北京 100049)

**摘要:** 震后环境下单沟高含沙水流与泥石流相互演化规律是泥石流工程防治的关键问题。以茂县牟托沟泥石流为例, 探讨了牟托沟泥石流物源补给和微地貌在高含沙水流与泥石流相互演化过程中的重要性。首先分析了牟托沟地形地貌特点; 其次利用容重分析了牟托沟高含沙水流与泥石流相互演化特征; 最后采用一次泥石流固体物质总量的形态调查法和阶梯—深潭微地貌效应分析方法分析了高含沙水流与泥石流相互演化机理。研究表明: (1) 牟托沟泥石流起动模式为冲蚀→冲沟→堵塞→溃决→泥石流的模式; (2) 在弃渣和崩坡积物的影响下牟托沟易形成阶梯—深潭微地貌; (3) 高含沙水流与泥石流的相互演化和一次泥石流固体物质总量关系密切。

**关键词:** 高含沙水流; 泥石流; 阶梯—深潭效应

文献标识码: A

文章编号: 1000-288X(2013)01-0029-05

中图分类号: P642

## Transition Characters and Mechanisms of Hyper-concentrated Flow and Debris Flow in Moutuo Gully

LI Jun<sup>1</sup>, CHEN Ning-sheng<sup>2</sup>, LU Yang<sup>3</sup>

(1. State Key Laboratory of Hydraulics and Mountain River Engineering, Sichuan University,

Chengdu, Sichuan 610065, China; 2. Institute of Mountain Hazards and Environment, CAS,

Chengdu, Sichuan 610041, China; 3. University of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

**Abstract:** The transition of hyper-concentrated flow and debris flow after earthquake is the key problem involved in debris flow engineering control. Based on the analysis of debris flow in Moutuo Gully, this paper studies the importance of source supplement and micro-topography in the transition of hyper-concentrated flow and debris flow. The terrain and landform are analyzed firstly; secondly, the density is used to analyze the transition character between hyper-concentrated flow and turbulent debris flow; and finally, landscape step-pool effect method and investigation method are applied to study the transition process and mechanisms. The result shows that (1) the initiation model of debris flows in Moutuo Gully includes surface erosion, gully erosion, blocking, outburst and debris flow; (2) the formation of microtopography (step-pool) is resulted from waste slag and collapse or landslide; (3) the transition of hyper-concentrated flow and debris flow is closely related with the solid volume in one surge.

**Keywords:** hyper-concentrated flow; debris flow; step-pool effect

“5·12”汶川地震后, 龙门山区产生了丰富的松散堆积物<sup>[1]</sup>, 由于物源分布不均匀和物源补给差异大, 所以单沟容易发生高含沙水流与泥石流的相互演化。高含沙水流与泥石流的运动机理存在差异<sup>[2-3]</sup>, 鉴于同一沟道内常发生高含沙水流与泥石流的相互演化, 这种演化特征就成为单沟泥石流防治需要解决的重要问题。本文以 2011 年 7 月 3 日至 7 月 6 日茂县牟托沟发生的泥石流为例, 分析高含沙水流与泥石

流相互演化特征, 并结合其特征揭示高含沙水流与泥石流相互演化机理, 以期为研究单沟高含沙水流与泥石流相互演化规律提供帮助。

### 1 牟托沟流域概况

牟托沟流域地理坐标为 31°34'20"—31°38'29"N, 103°36'28"—103°41'29"E, 河水发源于三尖山山麓(图 1), 地势西高东低, 自北向南注入岷江, 流域面积

收稿日期: 2012-03-07

修回日期: 2012-03-26

资助项目: 中国科学院西部之光人才培养计划联合学者项目“龙门山核心景区地震次生泥石流发展趋势与监测预警”

作者简介: 李俊(1989—), 男(汉族), 四川省乐山市人, 硕士研究生, 研究方向为山地灾害形成机理及其防治技术。E-mail: lijun665@gmail.com。

61.56 km<sup>2</sup>,主沟长 14.78 km,沟床平均纵比降为 158‰。支沟蚂蝗沟大致以 45°左右的交角与主沟交汇,锐角指向顺水方向。冲沟滑坡发育,地形陡峻,多悬崖峭壁。牟托沟流域内分布着 14 座海拔 2 500 m 以上的山峰,最高峰三尖山海拔 4 146 m,主沟和支沟的山口海拔 1 600~2 600 m,平均相对高差 700~1 300 m。地处牟托沟龙门山华夏系构造体系之中南段的九顶山华夏系构造带内,区域构造线以东北—南西向为主,主要有茂汶断层、三尖山断层穿过,这些新构造断层多发生地震活动,近 100 a 来有记载的大于 6 级地震且对牟托沟流域影响较大的地震共有 8 次。

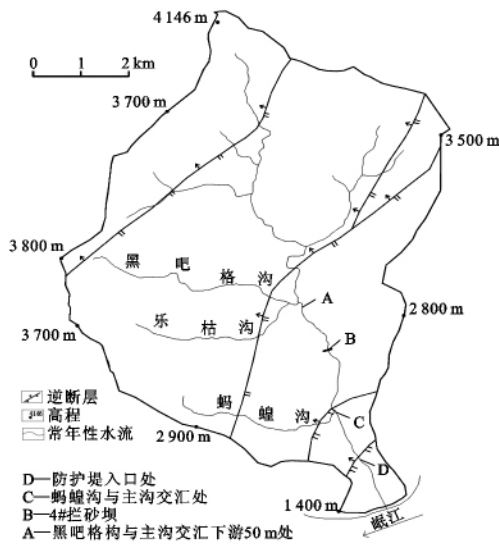


图 1 牟托沟流域水系图

牟托沟流域气候温和,冬无严寒,夏无酷暑,属高原季风气候区,多年平均降水量 492.5 mm,年最大降雨量 601 mm,年最小降雨量 388.4 mm,多年平均气温 11℃。2011 年 7 月 2,3,4,5 和 6 日 24 小时降雨量分别为 8.8,25.3,12.5,8.7 和 18.1 mm。连续降雨为泥石流的形成提供了充足的水源条件。

2009 年牟托沟流域修建小型水电站,沿沟道右侧山坡岩体开挖引水隧洞,弃渣堆积在沟道右侧。2011 年 7 月 2 日凌晨开始降雨,7 月 3 日内突发洪水,降雨一直持续到 7 月 6 日晚 9 点,牟托沟发生高含沙水流与泥石流相互演化的现象。

## 2 牟托沟流域高含沙水流与泥石流相互演化特征

### 2.1 物源特征分析

对汶川地震触发的 49 处典型滑坡进行统计分析,建立了地震滑坡面积和厚度的回归关系式<sup>[4]</sup>,计算得出牟托沟流域崩塌滑坡体积约为  $2.63 \times 10^6 \text{ m}^3$ ,

考虑到约 30% 可能转化为泥石流<sup>[5]</sup>,则泥石流崩塌积物总量约  $8 \times 10^5 \text{ m}^3$ 。根据调查结果,可能构成灾害或灾害隐患的崩塌滑坡约占总量的 1/10,则形成灾害的崩塌积物总量约为  $8.0 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。弃渣总体积约为  $1.3 \times 10^4 \text{ m}^3$ ,沿沟道右侧零散分布(图 1),连续降雨导致崩塌积物和弃渣为泥石流和高含沙水流的演化补充大量物源。另外由表 1 分析得出,牟托沟物源空间分布不均匀和物源补给差异大,说明流域容易发生高含沙水流与泥石流的相互演化。

表 1 牟托沟流域各段弃渣和崩塌积物总量

物源	三尖山 至 A 段	A 至 B 段	B 至 C 段	C 至 D 段
可能成灾的崩塌积物总量/ $\text{m}^3$	1 851	8 818	24 783	43 696
弃渣总量/ $\text{m}^3$	0	2 470	2 300	8 550
弃渣占崩塌积物总量的比例/%	0	28.01	9.28	19.57

### 2.2 容重和一次泥石流固体物总量

2011 年 7 月 3 日至 6 日牟托沟流域泥石流浓度较稀,呈米汤状,流体状态为连续流动状态流体携带有大量的块石,本文采用泥石流浆体液—固比例来计算各段容重(表 2),计算公式<sup>[6]</sup>为:

$$\gamma_c = \frac{G_m f + 1}{f + 1} \quad (1)$$

式中: $\gamma_c$ ——泥石流容重; $G_m$ ——固体物质的容重; $f$ ——固体物质与水的体积比。取牟托沟沟口的原状堆积物来配置容重,配样容器为直径 30 cm,高 30.1 cm 的圆形铁桶,然后请 6 位目击者进行浓度确认,通过 3 次配置确定牟托沟沟口的泥石流容重为  $1.32 \text{ g/cm}^3$ 。沟口配置容重与表 2 的 D 处容重值相近。

表 2 各断面的容重

断面	实测堆积 扇干容重/ ( $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ )	固体物质 与水的 体积比	容重/ ( $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ )
A 断面	2.10	0.63	1.43
B 处拦砂坝	2.30	0.63	1.50
B 处拦砂坝下游 100 m	1.72	0.63	1.28
C 断面	1.67	0.63	1.26
蚂蝗沟沟口	2.00	0.63	1.39
D 断面	1.81	0.63	1.31

由于牟托沟沟床平均比降大,采用单位体积的两项混合物向下运动单位距离中固体颗粒提供的能量<sup>[2]</sup>划分牟托沟各段的泥石流类型都是黏性泥石流,这与牟托沟实际调查的结果不一致。Frank Lavigne<sup>[7]</sup>研究,Mount Semeru 地区的火山泥石流得出控制该地区泥石流与高含沙水流相互演化的边界

条件为冲出泥石流固体物质含量,并且给出了 Carah Lengkong 河依据平均每次发生泥石流输砂量来区别该地区的泥石流和高含沙水流的界限值<sup>[7]</sup>,但是含沙量因为沟道侵蚀而难以估计<sup>[8]</sup>,因此该方法并不适用于震后环境下的牟托沟泥石流。但受其启发,利用形态调查法确定牟托沟沟道 A,B,C 和 D 断面处的一次泥石流固体物质总量解释牟托沟的高含沙水流和泥石流相互演化过程及揭示其机理。

### 2.3 一次泥石流固体物质总量

采用西南地区现行公式<sup>[9]</sup>计算此次降雨条件下(大雨)的断面 A,B,C 和 D 处的泥石流峰值流量。在形态调查法计算泥石流峰值流量的基础上,计算一次泥石流固体物质总量公式<sup>[10]</sup>,计算结果如表 3 所示。

$$Q=KTQ_c \quad (2)$$

$$W_s=C_vQ \quad (3)$$

式中:  $Q$ ——一次泥石流总量;  $T$ ——泥石流持续时间;  $K$ ——系数,  $K$  的取值与流域面积有关;  $W_s$ ——一次泥石流固体物质总量;  $C_v$ ——泥石流的体积浓度。

由表 3 可以看出,一次泥石流固体物质总量最大为  $26\,250\text{ m}^3$  和最小为  $3\,542\text{ m}^3$ 。利用牟托沟一次泥石流固体物质总量解释了高含沙水流与泥石流相互演化过程:断面 A 到断面 B(泥石流未过拦砂坝之前)的一次泥石流固体物质总量有所增加,原因是泥石流运动过程中不断侵蚀沟床和沟道两侧坡积物,由 A 到 B 的一次泥石流固体物质总量由  $6\,696\text{ m}^3$  增加至  $8\,542\text{ m}^3$ ,泥石流规模有所增大。但泥石流通过 B 处拦砂坝以后运动到 C 处,过坝后的泥石流固体物质总量增加了  $5\,384\text{ m}^3$ ,由于沟床比降为  $146\%$ ,判断 B 至 C 段的流体为高含沙水流。断面 C 至断面 D 受到蚂蝗沟支沟泥石流的汇入的影响,泥石流的总量由  $8\,929\text{ m}^3$  增加为  $26\,250\text{ m}^3$ ,支沟蚂蝗沟水体携带大量的松散固体物质汇入主沟,主沟的洪峰流量突然增大,沟道下游泥石流受阶梯—深潭影响较小,C 至 D 段高含沙水流逐渐演变为稀性泥石流。另外沟口泥石流容重值为  $1.32\text{ g/cm}^3$ ,也说明 C 至 D 段为稀性泥石流。通过以上分析,认为一次泥石流固体物质总量和高含沙水流与泥石流相互演化存在一定的关系。

表 3 一次泥石流总量和一次泥石流固体物质总量

编号	一次泥石流总量/ $\text{m}^3$	一次泥石流固体物质总量/ $\text{m}^3$	拦砂坝拦截或汇入影响/ $\text{m}^3$	修正后一次泥石流固体物质总量/ $\text{m}^3$	特征
A	34 528	6 696	0	6 763	A 至 B 段为稀性泥石流
B	44 043	8 542	5 000	3 542	
C	46 041	8 929	蚂蝗沟汇入 C 处的一次泥石流固体物质总量为 17 321	26 250	B 至 C 段为高含沙洪水
D	5 896	1 144	0	1 144	C 至 D 段为稀性泥石流

## 3 牟托沟流域高含沙水流与泥石流相互演化机理

### 3.1 阶梯—深潭效应

通常一般的山区沟道不容易形成阶梯—深潭<sup>[11]</sup>或者形成的时间太长。Anne Chin<sup>[12]</sup>对 Sanna Mounica Mountains 自然形成阶梯—深潭微地貌的研究,发现形成这种微地貌需要的条件是颗粒尺寸、水流流量、2 个深潭之间的距离和沟床比降。徐江的进一步研究出判断阶梯—深潭微地貌发育拟合公式为<sup>[13]</sup>:

$$S_p=1+4.4 \times 10^{-1} J \left( \frac{D_{\max}}{D_{50}} - 4 \right)^{4.7} \left( 1 - \frac{g_{bin}}{g_b} \right) \quad (4)$$

式中:  $S_p$ ——阶梯—深潭发育程度系数;  $J$ ——河床水力坡降;  $D_{\max}$ ——河床泥沙颗粒的最大粒径;  $D_{50}$ ——床砂的中值粒径;  $g_{bin}$ ——河段上游单宽来沙率;  $g_b$ ——水流单宽输沙率,根据牟托沟沟道特点取  $g_{bin}/g_b$  为 0.6。

牟托沟各段的阶梯—深潭发育程度系数  $S_p$  均大于 1.1,沟内高含沙水流与泥石流中携带的岩块粒径一般在  $5\sim 40\text{ cm}$ 。通过对弃渣的大颗粒粒径分析和弃渣土样颗粒粒径级配分析,以千枚岩为主的弃渣,颗粒松散无联结,大小混杂,弃渣中粒径  $>40\text{ cm}$  的占  $8\%$ ,  $20\sim 40\text{ cm}$  占  $20\%$ ,  $5\sim 20\text{ cm}$  占  $65\%$ ,弃渣体颗粒粒径相对均匀,主要集中在  $5\sim 20\text{ cm}$  的范围内,细颗粒含量较低为  $1.17\%$ ;典型崩积物土样细颗粒含量(粒径小于  $0.075\text{ mm}$ )为  $3.98\%$ 。说明牟托沟沟道堆积物颗粒粒径跨度广,泥沙级配不连续。所以弃渣和崩坡积的影响下牟托沟沟道容易形成阶梯—深潭微地貌(图 2)。

### 3.2 牟托沟流域高含沙水流与泥石流相互演化机理分析

从三尖山至 A 处,由于沿沟道两侧少有崩塌滑坡堆积体,没有弃渣且沟床为基岩,沟床比降不大,所以这一段主要是一般洪水。



图 2 A 至 B 段阶梯—深潭和 B 至 C 段阶梯—深潭

A 处附近沟道右侧的弃渣堆(图 3), 体积  $2\ 470\ \text{m}^3$ , 沟道宽度  $8\ \text{m}$ , 堰塞体上存在明显地侵蚀冲沟, 坡度  $31.2^\circ$ , 冲沟侵蚀深度  $0.6\ \text{m}$ 。在连续性降雨条件下, 冲出弃渣  $750\ \text{m}^3$ , 由于 A 处弃渣和崩塌积物形成的堰塞体, 其堰塞体溃决过程属于溢流侵蚀型。匡尚富认为, 对于坡面不长的坝体, 有的泥石流是从

坝体坡面进入河道后形成的泥石流, 其泥沙运动状态从颗粒单独运动转化为推移质集合流动逐渐转化为泥石流<sup>[14]</sup>。A 处泥石流的起动属于这种情况。泥石流起动之后, A 至 B 段泥石流规模逐渐加大和破坏力逐渐增强。综上分析, 牟托沟泥石流起动模式为冲蚀→冲沟→堵塞→溃决→泥石流的模式<sup>[15]</sup>。



图 3 A 处的 2 个弃渣堆

B 至 C 过程, B 处有一拦砂坝, 泥石流通过拦砂坝后(图 4), 一次泥石流固体物质总量大为减少, 泥石流动能损耗较大。同时 B 至 C 段河床发育程度系数 SP 为 2.98, 沟道内产生了阶梯—深潭。人为阶梯—深潭效应能造成消散泥石流总能量比例的  $62\% \sim 67\%$ <sup>[11]</sup>。

自然阶梯—深潭也能够保持较高的耗能形态<sup>[16]</sup>, B 至 C 过程中阶梯—深潭能够保持较高的人为阶梯—深潭消散泥石流总能量比例, 泥石流通过拦砂坝和阶梯—深潭后泥石流动能消散较高, 泥石流可能转化成高含沙水流, 说明 B 至 C 段泥石流可能逐渐演化成高含沙水流。



图 4 支沟蚂蝗沟沟口和 B 处拦砂坝

C 至 D 过程,支沟蚂蝗沟 E 处(图 4),有一弃渣堆积体  $3\ 500\ \text{m}^3$ ,比降为  $151\%$ ,蚂蝗沟沟口处一次泥石流固体总量与 A 处接近,说明蚂蝗沟发生稀性泥石流可能性较大。C 处的泥石流洪峰流量  $135\ \text{m}^3/\text{s}$  比 B 处大,说明蚂蝗沟洪水的汇入对主沟泥石流影响较大,冲出泥石流固体物质总量和泥石流洪峰流量关系密切,沟道侵蚀作用和泥石流体积和洪峰流量成比例<sup>[17]</sup>,泥石流流量增大引起沟道侵蚀作用增强<sup>[7]</sup>。支

沟蚂蝗沟洪水的汇入,直接使主沟泥石流洪峰流量增大,蚂蝗沟高含沙洪水汇入主沟使主沟泥石流洪峰流量增大,沟道侵蚀作用增强,高含沙洪水可能演化为稀性泥石流,由此 C 至 D 段发生了稀性泥石流(表 4)。但是由形态调查法确定 C 处流量  $135\ \text{m}^3/\text{s}$  和 D 处流量  $20\ \text{m}^3/\text{s}$ ,C 至 D 段的距离为  $2\ \text{km}$ ,泥石流动量消耗较大,泥石流运动规模变小导致 D 处泥石流流量减小。

表 4 牟托沟流域高含沙水流与泥石流的划分

断面编号	容重/ ( $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ )	比降/ %	洪痕/ m	断面面积/ $\text{m}^2$	流速/ ( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )	洪峰流量/ ( $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ )	高含沙水流与泥石流运动过程
A	1.43	215	1.5	15	5.24	79	三尖山至 A 段为一般性洪水
B	1.5	143	1.2	30	3.61	108	A 至 B 段,由于弃渣堆堵塞河道,形成堰塞体,稀性泥石流起动,随着稀性泥石流侵蚀沟道物源和泥石流规模不断扩大。
C	1.26	104	2.5	25	5.40	135	B 至 C 段,由于拦砂坝和阶梯—深潭消能作用,泥石流动能大幅减小,稀性泥石流逐渐演变为高含沙水流。
D	1.32	104	1	7	2.88	20	C 至 D 段,由于支沟蚂蝗沟洪水汇入主沟,导致主沟泥石流洪峰流量增加,主沟侵蚀作用明显,高含沙水流携带颗粒变多,颗粒之间振动能量增加。

## 4 结论

通过容重和一次泥石流固体物质总量初步确定了牟托沟各段的运动类型,并采用阶梯—深潭微地貌效应的分析方法和一次泥石流固体物质总量的形态调查法分析了牟托沟流域高含沙水流和泥石流相互演化机理。研究表明,由于计算一次泥石流固体物质总量只需洪痕断面和容重值资料比含沙量更易获得,应当考虑一次泥石流固体物质总量作为泥石流工程防治中高含沙水流与泥石流相互演化的边界条件之一;B 处拦砂坝和各段形成的阶梯—深潭微地貌控制着牟托沟流域高含沙水流和泥石流的相互演化。对于牟托沟流域高含沙水流与泥石流相互演化特征和机理的研究也有不足之处,调查中缺乏历史上牟托沟发生泥石流的洪痕断面和容重值资料,没有进一步说明一次泥石流固体物质总量和高含沙水流与泥石流相互演化的关系。另外需要进一步理论分析拦砂坝和阶梯—深潭效应控制高含沙水流与泥石流相互演化机理,以期在泥石流防治工程中利用拦砂坝和阶梯—深潭微地貌控制泥石流演化成含沙水流,减轻泥石流灾害。

### [ 参 考 文 献 ]

[1] 谢洪,钟敦伦,矫震,等. 2008 年汶川地震重灾区的泥石流[J]. 山地学报,2009,27(4):501-509.  
[2] 钱宁,王兆印. 泥石流运动机理的初步探讨[J]. 地理学

报,1984,39(1):33-43.

- [3] 钱宁,万兆惠. 高含沙水流运动研究述评[J]. 水利学报,1985(5):27-34.  
[4] Tang Chuang, Zhu Jing, Chang Ming, et al. An empirical-statistical model for predicting debris-flow runout zones in the wenchuan earthquake area[J]. Quaternary International, 2012,250:63-73.  
[5] 黄润秋. 汶川地震地质灾害后效应分析[J]. 工程地质学报,2011,19(2):145-151.  
[6] 沈强. 金华市婺城区大坞头泥石流特征与形成条件[J]. 西部探矿工程,2009(11):6-8.  
[7] Lavigne F, Suwa H. Contrasts between debris flows, hyperconcentrated flows and stream flows at a channel of Mount Semeru, East Java, Indonesia[J]. Geomorphology, 2004,61(1/2):41-58.  
[8] Bovis M J, Jakob M. The role of debris supply conditions in predicting debris flow activity[J]. Earth Surface Processes and Landforms, 1999,24(11):1039-1054.  
[9] 周必凡,李德基,罗德富,等. 泥石流防治指南[M]. 北京:科学出版社,1991:84-86.  
[10] 陈宁生,杨成林,周伟,等. 泥石流勘查技术[M]. 北京:科学出版社,2011:124-185.  
[11] Wang Zhaoyin, Qi Lijian, Wang Xuzhao. A prototype experiment of debris flow control with energy dissipation structures[J]. Natural Hazards, 2012,60(3):971-989.  
[12] Chin A. The morphologic structure of step-pools in mountain streams[J]. Geomorphology, 1999, 27(3):191-204.

(下转第 156 页)

区域联合下的旅游环线。

(1) 沙漠黄河观光游。中卫(沙坡头)—吴忠(青铜峡 108 塔)—银川(黄沙古渡)—石嘴山(沙湖)—乌海(胡杨岛)—巴彦淖尔(河套灌区、乌梁素海)—鄂尔多斯(七星湖、响沙湾、恩格贝)—包头(昭君岛、五当召)。

(2) 沙漠遗址遗迹游。鄂尔多斯(成吉思汗陵、萨拉乌苏遗址、河套人)—灵武(水洞沟遗址)—榆林(统万城)—银川(西夏王陵)—武威(凉州古城)—嘉峪关(嘉峪关关城、悬壁长城)—敦煌(莫高窟、玉门关)—额济纳旗(黑水城、居延古城)。

(3) 沙漠科考探险游。鄂尔多斯(成吉思汗陵、响沙湾、恩格贝)—石嘴山(沙湖)—中卫(沙坡头)—阿拉善盟(通湖草原、腾格里达来月亮湖、巴丹吉林沙漠、额济纳胡杨林)—敦煌(雅丹魔鬼城)。

(4) 沙漠民俗风情游。鄂尔多斯(成吉思汗陵、鄂尔多斯婚礼)—银川(黄沙古渡、中华回乡文化园)—吴忠(回乡民俗)—阿拉善盟(通湖草原、巴丹吉林庙和库乃头庙)。

(5) 沙漠生态保护游。库布其沙漠(响沙湾、恩格贝生态农业、杭锦旗穿沙公路风景带)—沙坡头(包兰铁路、治沙奇迹)—武威(沙漠公园)—民勤(抢救绿洲生态警示游)—敦煌(“鸣沙山—月牙泉”沙漠奇观、莫高窟风沙防护)。

## 4 结论

沙漠生态旅游是一个投资较大的工程,任何单一的项目和行动都很难取得成功。沙漠生态旅游在我国又是新兴的旅游形式,伴随而来的景区开发必然有个发展完善的过程。从目前来看,中国西北荒漠地区旅游“链条”已经在沙漠中延伸,取得了不少的研究成果和实践经验,但还存在旅游资源禀赋没有充分合理

利用,沙漠生态旅游的相关理念还没充分挖掘,沙漠生态旅游的宣传教育还没深入人心等不足。因此,今后要进行沙漠生态旅游功能的深度研究,寻求适宜的沙漠生态旅游发展模式,注重沙漠生态旅游产品的品质开发与管理,使中国沙漠生态旅游走可持续发展之路。

### [参 考 文 献]

- [1] 李先锋,石培基,马晟坤.我国沙漠旅游发展特点及对策[J].地域研究与开发,2007,26(4):54-57.
- [2] 郑坚强,李森,黄耀丽.我国沙漠旅游资源及其开发利用的研究[J].商业研究:上半月,2002(17):138-140.
- [3] 杨秀春.中国沙漠化地区生态旅游开发研究[J].中国沙漠,2003,23(6):691-696.
- [4] 赵军,刘喆,赵媛.生态脆弱区生态旅游开发中的生态保护[J].甘肃科技,2011,27(4):8-10.
- [5] 黄耀丽,魏兴琥,李凡.我国北方沙漠旅游资源开发问题探讨[J].中国沙漠,2006,26(5):739-744.
- [6] 董光荣,李森,李保生,等.中国沙漠形成演化的初步研究[J].中国沙漠,1991,11(4):21-32.
- [7] 郑坚强,李森,黄耀丽.沙漠旅游资源利用在西部开发中的意义及策略研究[J].地域研究与开发,2003,22(1):77-79.
- [8] 王文瑞,伍光和.中国北方沙漠旅游地开发适宜性研究[J].干旱区资源与环境,2010,24(1):184-188.
- [9] 保继刚,楚义芳.旅游地理学[M].北京:高等教育出版社,2001:192-199.
- [10] 尹郑刚.我国沙漠旅游景区开发的现状和前景[J].干旱区资源与环境,2011,25(11):221-225.
- [11] 黄耀丽,李凡,郑坚强.“旅游体验”视角下的特色旅游开发与管理问题探讨:以我国北方沙漠旅游为例[J].人文地理,2006,26(4):94-97.
- [12] 陈忠祥.宁夏特色旅游发展研究[J].干旱区地理,2002,25(4):360-363.
- [13] 徐江,王兆印.阶梯—深潭的形成及作用机理[J].水利学报,2004(10):48-55.
- [14] 匡尚富.天然坝溃决的泥石流形成机理及其数学模型[J].泥沙研究,1993(4):42-57.
- [15] 庄建琦,崔鹏,胡凯衡,等.沟道松散物质起动形成泥石流实验研究[J].四川大学学报:工程科学版,2010,42(5):230-236.
- [16] Gordan E G. Critical flow constrains flow hydraulics in mobile-bed streams; a new hypothesis[J]. Water Resources Research, 1997, 33(2):349-357.
- [17] Rickenmann D, Weber D, Stepanov B. Erosion by debris flows in field and laboratory experiments[C]// Rickenmann & Chen(eds). Proceedings of the 3rd International Conference on Debris-flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment. Rotterdam: Millpress, 2003:883-894.

(上接第 33 页)