

云南东川末次冰期冰川与泥石流发育的区域性特征

张 威<sup>1,2</sup>, 崔之久<sup>1</sup>, 杨建强<sup>1</sup>

(1. 北京大学环境学院, 北京 100871; 2. 辽宁工程技术大学, 阜新 123000)

摘 要: 云南高原东北部的东川是泥石流和冰川发育的典型地区, 水土流失严重。对于末次冰期不同阶段的冰川与泥石流发育的区域性特征研究表明, 二者显示良好的耦合关系和垂直地带性, 冰川主要发育在海拔 3 000 m 以上, 而泥石流则在海拔 2 500 ~ 2 000 m 以下。在季风影响下, 冰川与泥石流的交替发育分别对应于气候的冷暖期。结论对于防御高山河谷区自然灾害的产生以及水土保持均具有重要的实际意义。

关键词: 冰川; 泥石流; 末次冰期; 东川; 季风

中图分类号: P642. 23 文献标识码: A 文章编号: 1005-3409( 2003) 03-0040-05

Regional Characteristics of Glacier and Debris Flow  
Development in Dongchuan, Yunan Province

ZHANG Wei<sup>1,2</sup>, CUI Zhi-jiu<sup>1</sup>, YANG Jian-qiang<sup>1</sup>

(1. College of Environmental Sciences, Peking University, Beijing 100871, China;

2. Resource and Environmental College, Liaoning Technical University, Fuxin 123000, China)

**Abstract:** Debris flow and glacier development are the typical characteristics in Dongchuan located in the north-eastern Yunnan Plateau. The investigations of both the debris flow and glacier regional characteristics from different stages indicated that they have the good coupling relationships and vertical zone property. In research region, the ancient glaciers mainly developed above 3 000 m a. s. l., while the debris flow occurred below 2 500 ~ 3 000 m a. s. l. Under the monsoon influence, the glaciers and debris flow in the last glacial developed alternately, corresponding to the cold and warm stages respectively. The important significance of the results can help to protect the natural disaster and water-soil erosion.

**Key words:** glacier; debris flow; last glacial; Dongchuan; monsoon

1 引 言

东川地区位于云南高原东北部, 是中国东部泥石流和古冰川共同发育的典型地区, 也是水土流失非常严重的区域。自从开展中国第四纪古冰川问题研究以来, 许多学者对古冰川及其泥石流进行了深入的探讨, 发现第四纪期间古冰川与泥石流的发育与环境演化、古季风活动的关系非常密切<sup>[1]</sup>。对本区泥石流的沉积特征、发育历史与环境、分布特征等已有较系统的研究成果<sup>[2]</sup>, 最新研究结果进一步确认了第四纪泥石流活跃期与间冰期气候期存在阶段性耦合过程<sup>[3]</sup>, 对泥石流沉积亚相的组合特征划分更加丰富和完善了泥石流沉积标准相模式, 研究表明, 蒋家沟泥石流沉积虽然包含了标准沉积相模式的主体<sup>[4]</sup>, 但是在不同地貌单元的亚相组合有变异发生<sup>[5]</sup>, 从而揭示出, 由于泥石流的形成环境、发育规律、空间分布等特征, 导致了不同时期、不同区域、不同沉积过程和不同沉积地貌部位泥石流沉积亚相组合的变异。对于

本区存在过第四纪冰川作用是不存在争议的, 90 年代的研究结果显示, 冰川作用的年代属于末次冰期<sup>[6,7]</sup>, 但是冰期的划分结论是初步的。经过最近两年的野外实际考察, 结合绝对年代的结果, 对本区的冰川和泥石流发育特征有了更深刻和全面的认识。由于二者对防御高山河谷区的自然灾害的产生以及水土保持均具有重要的实际意义, 故本文对研究区末次冰期的冰川和泥石流发育的区域性特征进行阐述。

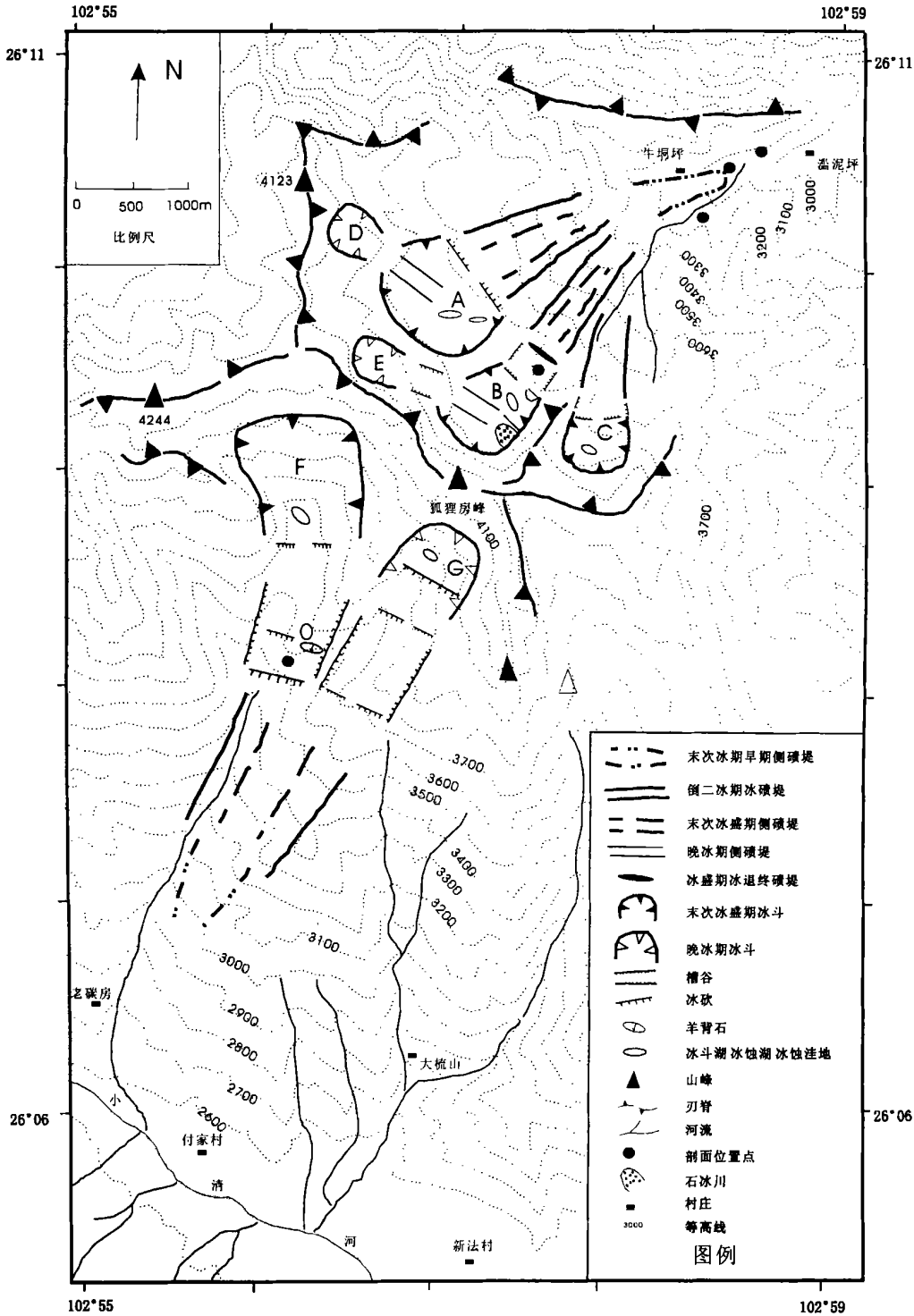
2 地质地理背景

研究区位于沿小江深大断裂发育的小江流域, 地理坐标为 25°40' ~ 26°30' N, 102°40' ~ 103°20' E, 大地构造上处于康滇地轴与扬子地台之间的交接地带, 属于高山峡谷区, 两岸地形陡峻, 地形高差悬殊, 地势反差巨大。流域内出露的地层主要为前寒武纪板岩、白云岩, 以及二叠纪灰岩等<sup>[8]</sup>, 岩体非常破碎, 沟内崩塌、滑坡现象十分显著。区域最高地面海拔 4 200 ~ 4 300 m, 相当于主夷平面的一级平面, 最高峰雪岭,

<sup>1</sup> 收稿日期: 2003-04-25  
基金项目: 国家自然科学基金资助项目( 4007015)。  
作者简介: 张威( 1969- ), 男, 讲师, 地貌与第四纪地质学专业博士研究生。

海拔 4 324 m, 在 3 000 ~ 2 500 m 和 2 000 m 左右均有平坦地形面<sup>[5]</sup>。在海拔 3 000 m 以上的高山带, 保存有古冰川作用的遗迹, 而泥石流则主要发育在海拔 2 500 ~ 2 000 m 以下的第四纪下切沟谷中。受山体走向、高原季风、海拔高度以及

深切峡谷地貌等因素的影响, 造成本区在不同的海拔高度上气候具有明显的分异特征, 垂直地带性显著, 干湿季节明显。流域内的沟谷区年降水量 600 ~ 700 mm, 而高山带降水量可高达 1 200 mm 以上, 年平均气温 7 ~ 20 。



A 妖精塘冰斗 B 双龙塘冰斗 C 贝母房冰斗 D 紧风口冰斗  
E 白石崖子冰斗 F 倒观音冰斗 G 绿荫塘冰斗

图 1 拱王山冰川地貌图

### 3 末次冰期冰川发育特征

区内末次冰期的冰川遗迹主要发育在海拔 3 000 m 以上,小江西岸拱王山东麓的烂泥坪-牛洞坪以及法者乡老炭房一带的冰川作用明显(图 1),在落雪、轿子山以及小江东侧的牯牛岭附近也有第四纪冰川作用的遗迹。

#### 3.1 牛洞坪-妖精塘地区

##### 3.1.1 冰蚀地貌

根据高度不同可以分为两级:第一级分布在海拔 3 700 ~ 3 800 m 位置上。此级冰蚀地貌主要有妖精塘冰斗-槽谷、贝母房冰斗-槽谷和双龙塘冰斗-槽谷,其中最典型的是妖精塘冰斗-槽谷地形,位于三组冰蚀地形的中部,冰斗呈围椅状,长度约 700 m,宽 750 m 左右,面积 0.5 km<sup>2</sup>。冰斗后壁陡峭,坡度大约 60°,斗底呈浅凹形洼地,平坦指数<sup>1</sup> 2.7。洼地内积水成湖,湖面海拔 3 730 m。冰斗岩坎之下的槽谷较短,长度 100 m 左右,谷底平坦宽阔其末端有一高度为 20 m 的垄状堆积物将槽谷围成盆形的石板塘洼地,堆积物内含有巨大砾石,为妖精塘冰斗冰川消亡前堆积的最后一道冰退终碛。取自该终碛堤基质的 T<sub>L</sub> 年代为 10.4 ± 0.83 ka B. P.,于洼地内部开挖冰碛湖相剖面,底部冰碛物 ESR 年代为 15.6 ka B. P.<sup>④</sup>,指示冰川的消退时期为末次冰期晚期。在妖精塘湖泊与石板塘洼地之间,有一高约 45 m 的基岩冰坎,冰坎的岩性为二叠系板岩,在冰坎处可以见到大片的青灰色板岩剥落堆积在石板塘洼地内。冰坎的中间由于岩性脆弱已经被来自上游妖精塘湖的流水冲刷,开口宽度 8 ~ 10 m。贝母房冰斗位于妖精塘冰斗东南面,与妖精塘冰斗之间有一道高 110 m 的刃脊相隔,冰斗呈扁圆形围椅状,长约 250 m,宽约 400 m,面积 0.1 km<sup>2</sup>,冰斗底部明显下凹,其平坦指数 2.5,斗底中有一小型湖泊-贝母房湖。湖面海拔 3 720 m,冰斗出口处分布长约 150 m 的槽谷,槽谷上宽下窄,其尾端的两侧谷坡下部堆积有侧碛堤。双龙塘冰斗位于妖精塘冰斗的东北侧,长约 750 m,宽 850 m,面积 0.6 km<sup>2</sup>。斗底中部的坚硬岩梗将下凹的冰斗底部分割成两个小型洼地,并积水成湖,双龙塘冰斗出口处之下的槽谷长约 100 m,谷底平坦,两侧有明显的谷肩。第二级分布于 3 900 ~ 4 000 m 的基岩台阶上,冰斗规模一般不大,属于寄生性冰斗,白石崖子冰斗开口朝向 NEE,发育在双龙塘冰斗的背壁,自斗底测量,后壁基岩岩坎的高度 91 m,冰斗出口处的槽谷并不明显,冰斗长约 250 m,宽约 200 m 左右,面积仅 0.06 km<sup>2</sup>,后壁的寒冻风化现象强烈,随处可见倒石堆、石冰川、石海、石河等冰缘现象,岩槛之下的槽谷仅以一道浅浅下凹的谷地向下延伸至妖精塘冰斗的后壁,并且堆积有两列侧碛堤。紧风口冰斗的朝向与白石崖子冰斗的朝向基本一致,为 NEE 向,冰斗长约 270 m,宽约 200 m,面积 0.058 km<sup>2</sup>,冰斗出口处有两列侧碛堤堆积在双龙塘冰斗内。从冰斗的方向来看,显然经历了冰斗转向。

##### 3.1.2 冰碛地貌

牛洞坪-妖精塘地区的冰碛堤共有三级,分别分布在 3 个高度带上:

第一级为形态上表现为 NE 向舌形地,高出河床 10 m,分布于黄水箐沟上游牛洞坪村附近,海拔 3 000 ~ 3 300 m 之间,舌形地山砾石遍布,大小不等,大的直径有 3 ~ 5 m,有的上面已经生长青苔,舌形地上发育较深的土壤,现在的农户在上面已经种植“大黄”等药材植物。冰碛堤末端海拔 3 055 m,舌形地南侧沟谷中揭露的岩石成分比较复杂,但是绝大多数为灰岩。从冰碛堤末端出露的剖面来看,属于比较典型的悬浮沉积结构,无层理,砾石不均匀的分散在基质之中,大的直径近半米,冰碛物质基中呈黄-褐色的砂土,黏土质沉积物较少,大多以细砂-粗砂沉积物为主,自剖面下部基质采样做 T<sub>L</sub> 年代分析,结果为 40.89 ± 3.4 ka B. P.。

第二级侧碛堤分布在海拔 3 300 ~ 3 700 m 地带,从妖精塘冰斗、贝母房冰斗、双龙塘冰斗伸出的多列冰舌,将侧碛堤呈辐射状堆积在山坡上。根据侧碛堤的组合关系,可以进一步区分为内、外侧碛堤,外侧碛堤的高度相对高于内侧碛堤,而且延伸较长,典型的是从妖精塘冰斗冰川堆积的高大侧碛堤,末端延伸至海拔 3 300 m 处,与沟内下段前述的舌形地沉积物顶部相连,侧碛堤末端的前坡坡度角为 35°,垂直高差达 100 m 上下,较缓和外侧坡面坡度为 25°左右。在侧碛堤表面的土壤剥落处,暴露出的冰碛层中的砾石大小混杂,砾石一般为 5 ~ 30 cm,大的可以达到 1 m 以上。砾石成分比较复杂,多数是玄武岩、灰岩和泥质板岩。砾石形状以次棱角状和次圆状为主,其中可以见到鬃斗状砾石,冰碛层内无层理结构,砾石与基质的粒径均没有垂向上的变化,冰碛物风化现象比较明显,基质已经呈现褐红色,基质的 T<sub>L</sub> 年代为 101.1 ± 7.78 ka B. P. 和 104.0 ± 8.3 ka B. P.,时代应为末次冰期早期或“倒二”冰期。内侧碛堤的高度相对较小而且短,末端高度结束于海拔 3 500 m,在内侧碛堤上开挖剖面显示冰碛物的风化现象不如外侧碛堤,推断其形成年代与外侧堤相隔较长的一段时间。T<sub>L</sub> 年代为 18.23 ± 1.42 ka B. P. 和 25.42 ± 2.11 ka B. P.,时代应属于末次冰盛期。

第三级侧碛堤分布在海拔 3 700 ~ 3 800 m 上的妖精塘和双龙塘冰斗内。侧碛堤细长低矮,长度约 100 m,高仅 25 m 左右,侧碛堤内部冰碛物颜色新鲜,其中的砾石成分单一,主要为灰岩和少量板岩,砾石大小混杂,呈棱角形状,砾径一般 5 ~ 25 cm。无明显的定向排列和层理,呈支撑结构,其间充填着以黄色细砂和粉砂为要成分的基质。在妖精塘冰斗后壁的东南方有一大型的石冰川,覆盖在侧碛堤之上。对该石冰川下部土层采样做 <sup>14</sup>C 测年,年代为 3 280 ± 50 a B. P.,为新冰期的产物。说明第二级冰斗及其冰斗冰川堆积的侧碛堤是在新冰期前形成的,根据现代理论雪线与用冰斗法野外实际测量该期雪线的比较来看,二者分别为 4 750 m 和 3 950 m,其雪线降低值也与晚冰期相当,其时代属于末次冰期的晚冰

<sup>1</sup> 平坦指数根据 Derbyshire(1976) 的计算方法,即 F = a/2c。  
<sup>④</sup>文中 ESR 和 <sup>14</sup>C 年代结果引自况明生博士论文,1995。

期。

### 3.2 老炭房地区

与近东西向山脊北坡的烂泥坪–妖精塘相比,南坡老炭房地区的冰川地貌特征也非常明显,但坡度比较和缓。自老炭房河沟向山上爬越的过程中,其地貌特征给人的感觉就是南坡的冰川地貌几乎就是北坡的“翻版”。

#### 3.2.1 冰蚀地貌

依据高度的不同,可以分为两级:

(1) 绿荫塘冰斗。第一级冰斗位于海拔 3 900 m 左右的高度上,冰蚀地貌明显,绿荫塘冰斗湖面海拔高程 3 900 m,冰斗的形状大致为半围椅状,开口方向为西南,长 800 m,宽 700 m,面积大约 0.54 km<sup>2</sup>。斗底平坦指数为 3.6。冰斗后壁陡峭,坡度大约 60°;山坡上寒冻风化强烈,冰斗出口处横亘一高约 110 m 高的冰坎,特征明显,迎冰坡比较和缓,背冰坡陡峭,坡度大约直立,锯齿状的微地貌指示着冰川强烈的拔蚀作用,其上可见到指示冰川流向的擦痕。冰坎下部的槽谷相对于北坡较长,大约 1 100 m,在槽谷内的纵剖面上可以明显的见到岩坎与洼地交互出现。由于后期的流水作用,槽谷内的基岩岩坎大多被流水所切开,上游来水通过谷底流入下游的沟床之中。

(2) 倒观音冰斗。倒观音冰斗位于绿荫塘冰斗的西侧,冰斗底部海拔高度为 3 700 m 左右,二者之间被一个高 120 m 的刃脊隔开,从绿荫塘冰斗出口处的冰坎处向上翻越刃脊即到了倒观音冰斗处。从刃脊上向下望,可以清晰的看到道观音和绿荫塘冰斗、后壁、冰坎以及槽谷的轮廓。倒观音冰斗的规模大于绿荫塘,呈典型的围椅状,长 1 050 m,宽 800 m,面积 0.85 km<sup>2</sup>,斗底呈凹陷型,平坦指数为 3.5。后壁陡峭,坡度 56 左右。斗底海拔 3 690 m,周围被岩屑堆覆盖。冰斗开口方向为近南北向。在冰斗前方的冰坎处与后方的岩坎之间,发育一个近东西向的狭长洼地,当地人称之为老塘,在洼地的西北侧,发育着一个灰岩溶蚀坑,长 10 m,宽 5 m 的规模。洼地内侧排列着一连串的有集水痕迹的小型下凹洼地,直接通向东南侧的被切开的冰坎处而成为流水通道。在冰斗的前方,发育一个小型的湖泊——倒观音,经实地测量,长 40 m,宽 20 m。发育在玄武岩之上,水量较少,面积非常小,但据当地人讲,这里的水常年不断。老塘与干砂坝之间为一坚硬的基岩岩坎,将冰斗底部分为两个部分,后面是老塘,前面是干砂坝。自干砂坝再向下游,为一大型的高 40 m 左右的冰坎,冰坎近东西向,岩性为玄武岩。该冰坎的迎冰一侧坡度比较和缓,背冰侧不规则的锯齿状痕迹,指示着冰川的拔蚀作用强烈,在冰坎的主体部分,呈暴露状态,即为比较典型的羊背石,其上可以见到大型的磨光面和擦痕。冰坎的西侧被流水切开,也可能是玄武岩发育的柱状节理劈开剥落的结果,在切开处可以见到大块片状的巨石停留在原地。再向下为一短暂的冰川槽谷,长约 300 m。纵剖面上呈典型的陡坎与洼地相互出现的形态,指示冰川作用所留下的证据。在倒观音冰坎之下的冰川槽谷的源头,呈现明显的槽谷肩,横剖面上呈典型的抛物线型。在冰川槽谷的上游,从冰坎到下游大约 200 m 范围内,末端为一基岩陡坎,陡坎的高度大约 80

m。基岩陡坎与冰坎之间,为一冰蚀湖,湖面现在已经干涸,不见流水,底部为流水通道,上游的流水以地下暗河的形式排入下游。在该冰蚀湖内,可以见到 4~5 个近南北向的洼地,洼地湿润,但不见积水,在该洼地内开挖冰蚀湖相剖面,底部冰碛物质基质的 TL 年代为 10.89±0.85 ka B. P.,指示冰蚀湖形成于末次冰期的晚期。成群的洼地呈串珠状。指示着冰蚀湖底部存在着流水通道或者是连通的裂隙。这一点在陡峭的基岩岩坎的下方洼地前缘处可以得到充分验证,在那里,即老炭房村头的一条来水沟(老炭房河)的上游处,从基岩和松散堆积物的裂隙中,有源源不断的流水汇聚于此并流向下流。从流水切开的河床两侧暴露剖面看,为混杂堆积,砾石大小不等,证明流水恰好通过冰碛物质之上。

#### 3.2.2 堆积地貌

老炭房地区的冰川堆积地貌分布高程范围为 2 950~3 550 m,而在高于 3 550 m 以上的高度上,没有发现冰川堆积地貌,与北坡烂泥坪–妖精塘相比,堆积地貌的高度明显下降。在此高度范围内,又可以根据高度的不同,划分为二级。

第一级冰碛物分布在老炭房村后面海拔 2 950~3 250 m 的范围内,形态上表现为 SW 向的舌形地,高出河床 25 m,其上遍布砾石,大小不一,基质呈黄–褐红色,发育较深的土壤,已经被村民开垦为可以耕作的土地,上面已经种植燕麦、地瓜等农作物。冰碛堤末端海拔 2 950 m,舌形地西侧地沟谷中暴露的天然剖面显示为混杂堆积,无明显的层理结构。以北坡作为对照,此范围内的冰碛堤形成时代应为 4~5 万年左右。对应于末次冰期中期的 MIS 3b 冷期。

第二级分布在海拔 3 250~3 550 m 的范围内,发育着内、外对称的两对侧碛堤,外侧的侧碛堤相对矮小,自沟底至侧碛堤顶部高度大约 50 m,顺沟发育,其上遍布大小不等的砾石,较陡底内侧坡度为 35°;而和缓的外侧坡度则仅有 7°;可能是受地形的影响,因为此侧碛堤的外侧是与山麓相连接,覆盖在山脚处,所以外侧的坡度明显的缓和;内侧碛堤高大,至沟底的高度大约 70 m。比外侧的侧碛堤高 20 m,其上发育大小不一的砾石,砾石的直径大者可以达到 5~6 m,从内、外侧碛末端处暴露的天然剖面看,显示经历了不同阶段的风化作用,这与北坡所见的现象基本一致。推断南坡侧碛堤的形成年代应该与北坡相同或者相近。即内、外侧碛堤的形成时代分别对应 18 000~25 000 年和 10 万年左右。

## 4 泥石流发育特征

泥石流主要发育在海拔 2 500 m 以下的沟谷中,泥石流的活动历史可以追溯到早更新世,复杂的地质构造、频繁的地震活动、特殊的地形以及集中的暴雨等因素是泥石流发育的主要原因。末次间冰期时,小江流域的河谷及山麓地带泥石流活动加强,堆积了厚层的泥石流台地,代表性剖面为蒋家沟沟口的泥得坪台地,台地顶部的山地红壤年龄为 0.121 Ma B. P.,底部 ESR 测年结果为 0.137 Ma B. P.<sup>[10]</sup>,证明堆积的时代为末次冰期初期,泥石流的性质为黏性,单层厚度大,一般为 4~6 m,含有大量的巨砾。李家箐舌形地顶部,也

发育这一时期的泥石流沉积物,与下伏的早期泥石流呈明显的角度不整合接触关系,底部的热释光(TL)年代为  $82\,270 \pm 6\,630\text{ a B. P.}$ 。蒋家沟口老田梁子也保存有该期的泥石流沉积物,厚度大于  $100\text{ m}$ ,剖面底部石英砂的 ESR 年代为  $98\,300\text{ a B. P.}$ ,至末次冰期时,小江蒋家沟附近的多照沟台地可见一套松散疏松泥砾沉基层,中间夹有多层泥炭层透镜体,层厚度为  $50\text{ m}$  左右。泥石流强度高、黏度大。底部的 $^{14}\text{C}$ 测年结果大于  $24\,000\text{ a B. P.}$ ,大凹子沟口也有一套泥石流堆积体,底部 ESR 年代为  $23\,000$  和  $20\,000\text{ a B. P.}$ 。此外,在蒋家沟对面的小江西岸的达朵台地上,发育着区域内晚更新世以来沉积厚度大,几乎跨越了整个晚更新世,底部和顶部的 ESR 年代分别为  $92\,000\text{ a B. P.}$  和  $13\,000\text{ a B. P.}$ <sup>[10]</sup>,属于典型的半干旱地区的洪积扇沉积。全新世中期,本区较大支沟发育有大规模的泥石流堆积扇,性质以黏性为主,与末次冰期时的泥石流沉积物有清楚的分界线。在小江沿岸的何家堡( $1\,020\text{ m}$ )周围的泥石流堆积扇之下的褐红色黏土层的 ESR 年代为  $7\,300\text{ a B. P.}$ 。

5 泥石流与冰川发育的垂直地带性特征与气候变化

5.1 时间上的耦合

由以上可见,泥石流堆积与冰川发育及冰川堆积有良好的对应关系,特别是在小江西岸与滥泥坪冰川区。前述  $12\sim 13$  万年和  $8.2\sim 9.2\sim 9.8$  万年一期泥石流堆积应该是  $10$

表 1 东川地区泥石流堆积主要地点和海拔高程

地点	多照台地	大凹子台地	泥得坪台地	何家堡	达朵台地	李家箐	渔场台地	大营盘台地
海拔/ $\text{m}$	$1950\sim 2160$	$1410$	$1350$	$1020$	$1240$		$1230$	$1300$

5.3 与气候变化的响应关系

除构造因素之外,冰川和泥石流发育均受到气候条件的控制,冰川沉积物,指示着寒冷的气候条件;泥石流堆积物,则是与温暖期相对应<sup>[1,3]</sup>,本区为典型的季风气候,降水充沛而且比较集中,它们与夏季风的活动关系密切,受气候波动的影响,夏季风活动呈现一定的波动性,暖期时,夏季风活动强度大,因而带来的雨水多,泥石流活动增强;冷期时,夏季风活动减弱,泥石流活动也随之减弱,而冰川作用则得到加强。本区冰川与泥石流发育与气候变化具有良好的对应关系。末次间冰期时,区域内气候温暖、降水较多,这可以从泥得坪台地的化学分析结果可以看出来,台地基质中的 $\text{CaCO}_3$ 含量在  $26\%\sim 12.42\%$  之间,有机质含量在  $0.14\%\sim 0.15\%$  之间,易溶盐的含量明显低于后期沉积的达朵台地泥石流体

万年前后左右冰川堆积物的相应产物,而  $20\,000\sim 24\,000$  年,甚至是  $13\,000$  年一次泥石流发育也应是末次冰盛期大量冰碛物的后续相应产物。我们以前常说泥石流堆积是间冰期的产物,但从未获得在本研究区冰碛和泥石流堆积之间如此紧密的年代上的相互验证。这种时间上的相互联系与空间上的相互验证也是耦合的。

5.2 垂直地带性

从东川地区末次冰期有泥石流发育的多个地点的情况看,泥石流主要集中在海拔  $2\,500\sim 2\,000\text{ m}$  以下(表 1)。而冰川发育在海拔  $3\,000\text{ m}$  以上,从构造的角度而言,晚新生代以来,本区经历了多次强烈的抬升与沉降,上升幅度大约  $3\,000\sim 4\,000\text{ m}^{[3]}$ ,中更新世末、晚更新世初之间,小江流域发生一次抬升运动,研究区内的雪岭已经上升到海拔  $3\,300\text{ m}$  以上,在雪岭和狐狸房峰等地,出现海洋性山岳冰川活动,在抬升过程中,小江下切,形成发育泥石流的台地,同时断裂作用增强,晚更新世以来,山体高度进一步加大,东川盆地西缘的垂直位移量为  $176.5\text{ m}$ ,位移速率为  $1.18\sim 1.77\text{ mm/a}^{[10]}$ ,末次冰期冰川活动范围有所扩大,在海拔  $3\,000\text{ m}$  以上形成以侧碛堤和冰斗为主的多种冰川地貌。由此可见,上升的高大山体进入冰冻圈,从而产生了有利于冰川作用的地貌背景,同时使流域强烈切割,地形反差加大,深切割的谷地为泥石流的堆积提供了有利的场所。冰川与泥石流分布显示良好的垂直地带性。这是造成二者发育的主要内因。

中的含量,表明沉积物中的可溶盐遭到了强烈的淋溶。该期堆积了泥石流发育。末次冰期早期,泥石流的发育减弱,冰川发育,在老炭房和牛垌坪—妖精塘一带该期的冰川规模较大,冰川末端下降到海拔  $3\,300\text{ m}$  左右;末次冰期中期(MIS3b $\sim 5\,444\text{ ka B. P.}$ )冷期时,在烂泥坪牛垌坪和老炭房地区,发育着冰期冷阶段的沉积物,此期的冰川发育规模也比较大,沿着早期侧碛堤内沿着沟谷向下流动,冰川末端延伸到海拔更低的位置( $3\,055\text{ m}$ )。之后的暖阶段(MIS3c, $44\sim 25\text{ ka B. P.}$ ),又为泥石流发育的时期,而后的末次冰盛期(LGM, $25\sim 15\text{ ka B. P.}$ )和晚冰期,为冰川作用阶段,本区的冰川规模较小,泥石流发育受到抑制,至全新世中期,泥石流则再度大规模发育。

参考文献:

[1] 崔之久,等. 泥石流沉积与环境[M]. 北京: 海洋出版社,1996.  
[2] 崔之久. 浅论中国第四纪泥石流历史与沉积环境[A]. 中国西部第四纪冰川与环境[M]. 北京: 科学出版社,1991. 254- 262.  
[3] 李永化,等. 第四纪泥石流活动期与气候期的阶段性耦合过程[J]. 第四纪研究,2002,22(4): 340- 348.  
[4] 崔之久,熊黑刚. 泥石流沉积相模式[J]. 沉积学报,1990,3(2): 69- 79.  
[5] 崔之久,冯金良. 东川蒋家沟泥石流亚相组合特征[J]. 水土保持研究,2001,8(2): 1- 6.

在小江扭性断裂带上, 历史强震集中, 1973 年炉霍 7. 9 级地震和 1974 年昭通 7. 2 级地震就发生于该构造带内活动断裂带上, 造成了极为严重的水土流失。

### 2. 4 新华夏系

这是我国东部主要的巨型扭动构造体系, 是由一系列走向北北东的中、新生代的隆起、拗陷以及沿该方向大断裂带构成。近期活动强烈, 历史上临沂、邢台、渤海、海城及唐山等强震均与北北东向活动断裂密切相关。

### 2. 5 青藏、滇缅、印尼歹字型构造

包括西南部的超巨型旋扭构造体系, 是由于印度板块向北和阿拉伯板块向北东东推挤, 大陆中部相对向南推移, 而东南与南海广大地区向西推移所形成。由于强烈的扭动挤压作用, 产生了世界最高的青藏高原、川滇至缅甸、印尼的巨大褶皱山系。同时, 形成一系列巨大弧形断裂。它们与云南山字型构造、川滇南北向构造带及一些新华夏系断裂带发生广泛复合交接。它展布的地区也是世界上地震活动最强烈的地区之一。地表岩石破碎, 水土流失相当严重。

## 3 我国主要活动断裂

在我国中部贺兰山、六盘山和青藏高原东缘这一重要地形分界线存在一条近南北向的构造带。

沿此带发育一系列近南北、北北西和北北东向的断裂及规模不等的新生代盆地, 也是一条著名地震带。此南北构造带从新生代构造特征、地球物理场、地质结构、地震活动、构造演变及动力学特征等方可分成迥然不同的东西两大区<sup>[1]</sup>。

西部地区主要受印度板块向北推挤和欧亚板块阻挡的夹击作用, 以及内部断块相对侧向滑动而形成一条近东西、北西西至北西和北东至北东向逆冲、逆掩或逆- 平移性质、规模巨大的断裂带。

东部地区新生代时期处于太平洋西侧弧后扩张影响和

深部地幔物质上隆导致地壳拉张裂陷的构造环境。因此, 正断层、平移- 正断层及拉张断陷盆地发育<sup>[1,3]</sup>。

## 4 水土流失与地质构造的关系

影响水土流失的环境因素条件众多, 其中地质构造是最重要的。如大型和特大型泥石流、滑坡集中分布于不同的构造体系的结合部位、构造体系急剧作弧形转弯的部位、互相穿插交汇及复合的部位、背斜倾没端、向斜翘起端、深大断裂两侧以及新构造活动与地震强烈区<sup>[5]</sup>。

在秦岭以南、北起岷江上游, 向南经平武、康定、西昌、东川等, 南北长 1 200 km、东西宽 400 km。这一带包括川滇经向构造体系、青藏滇缅歹字型构造体系的中部与北东向新华夏系构造体系、云南山字型构造体系以及部分纬向构造体系相互穿插交汇及复合的部位, 区域性活动断裂 30 余条。如云南小江断裂带、红河断裂带、怒江断裂、澜沧江断裂、大盈江断裂; 四川境内的金沙江断裂、安宁河断裂带、鲜水河断裂带、岷江断裂、甘肃省白龙江断裂等, 这些都是滑坡、泥石流非常发育集中的地带<sup>[5]</sup>。

例如雅砻江断裂带, 有泥石流 460 余条; 金沙江流域, 特别是四川巴塘以下江段沿岸, 泥石流发育千余条; 金沙江断裂带(巴曲河口- 奔子栏段) 有泥石流沟 300 余条。鲜水河断裂带仅炉霍- 鲜水河谷地就有泥石流沟 300 余条; 安宁河断裂带发育有泥石流沟 260 余条; 元谋绿汁江断裂带上的龙川江分布泥石流沟 100 余条; 小江断裂带有泥石流沟 107 余条。

我国因地质构造、活动断裂均十分发育, 一些深大断裂活动强烈, 地震多发区岩石被挤压破碎, 岩体稳定性极弱, 易于发生崩塌、滑坡、泥石流, 同时因地震诱发滑坡、泥石流实例很多<sup>[6,7]</sup>。

### 参考文献:

[ 1 ] 马宗晋. 活动构造基础与工程地震[ M ]. 北京: 地震出版社, 1992.

[ 2 ] 李树德. 工程地质环境与可持续发展 活动断裂与发震的关系[ J ]. 北京大学学报( 自然科学版), 1996, 32( 6 ): 721- 723.

[ 3 ] 李树德. 中国东部山西地堑系形成机制及其构造地貌、地震探讨[ J ]. 北京大学学报( 自然科学版), 1997, 33( 4 ): 467- 474.

[ 4 ] 黄汲清. 中国大陆构造及其演化[ M ]. 北京: 科学出版社, 1980.

[ 5 ] 中国科学院- 水利部成都山地灾害与环境研究所. 中国泥石流[ M ]. 北京: 商务印书馆, 2000.

[ 6 ] 李树德. 地震滑坡研究[ J ]. 水土保持研究, 2001, 8( 2 ): 24- 25.

[ 7 ] 李树德. 地震与泥石流活动[ J ]. 水土保持研究, 2001, 8( 2 ): 26- 27.

( 上接第 44 页 )

[ 6 ] 易朝路, 明庆忠. 云南省东川市雪岭第四纪冰川遗迹[ J ]. 冰川冻土, 1991, 13( 2 ): 185- 187.

[ 7 ] 况明生, 等. 云南省东北部拱王山第四纪冰川遗迹研究[ J ]. 冰川冻土, 1997, 19( 4 ): 366- 372.

[ 8 ] 杜榕桓, 等. 云南小江流域泥石流综合考察与防治规划研究[ M ]. 重庆: 科学技术文献出版社重庆分社, 1987. 249- 254 .

[ 9 ] 李吉均, 况明生. 小江流域第四纪沉积物的 ESR 年代、山原红壤发育年龄与地层划分的研究[ M ]. 兰州: 兰州大学出版社, 1995. 64- 78.

[ 10 ] 宋方敏, 等. 小江活动断裂带[ M ]. 北京: 地震出版社, 1998. 106- 113.