

* 泥石流沉积与环境及其在防灾减灾上的意义

崔之久

(北京大学城市与环境学系 北京 100871)

摘 要 列出了5种泥石流沉积类型或亚相。A相: 泥石流混杂层; B相: 表泥层; C相: 冲刷层; D相: 底泥层; E相: 泥层。一个沉积旋回的标准泥石流相序是始于D相, 往上是A相、C相或B相, 而C相是沉积间断的标志。泥石流沉积体随时间和空间有不同的分布和变化。在泥石流扇形地的不同部位, 泥石流沉积相的系列与标准沉积相系列相比会有一定的差异, 但保留主要因子。

关键词 泥石流 环境 防灾减灾

Debris Flow Deposit and Its Sign ification on Hazards Prevention and Reduction

Cui Zhijiu

(Department of Urban and Environmental Sciences, Beijing University Beijing 100871)

Abstract The debris flow deposit is totally divided into five varieties or facies, that is, the diamiton layer of debris flow, facies A; surface mud layer, facies B; erosional layer, facies C; bottom mud layer, facies D; mud layer, facies E. The standard facies model of debris flow deposit begins with the bottom mud layer, facies D, upward facies A and facies C or B, and the facies C is mark of depositional interface. In terms of distribution and change of debris flow deposit body in space and time, the facies sequences in different parts of debris flow fan are slightly different as compared with the standard facies model, but with some differences.

Key words debris flow environment hazards prevention and reduction

1 泥石流类型、泥石流沉积类型与亚相

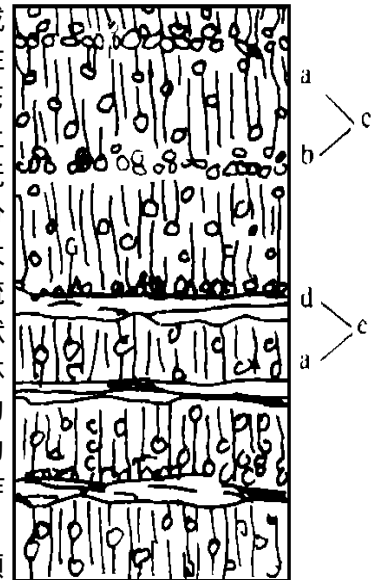
从宏观环境看, 泥石流有气下的和水下的。无论是历史时期还是现在它们都时刻发生。气下环境的泥石流是我们研究的重点, 因为它灾害频繁, 过程可以触摸。而水下泥石流, 尤其是现代海面以下的, 则以更大规模发生, 只是不易察觉。它的历史过程则体现在地层学和岩相古地理学的研究之中, 如各种重力流(包括浊流)沉积都是当前地层学中研究的热点。与气下环境类似, 水下滑塌—泥石流—浊流沉积体系也常常冲断水下缆线而造成灾害。气下崩塌—滑坡—泥石流沉积体系发生时更常常形成一种灾害链。同时, 泥石流沉积研究对正确重建古环境(古地理)也很重要, 因为它和冰川沉积一样同属混杂堆积(Diamicton), 而两者极易混淆。无论在中国、美国还是在日本等国家都存在过争论。因此, 严格地从沉积学的角度系统研究各种混杂沉积物如冰川、冰

缘、崩塌、滑坡、坡积、火山、断层角砾堆积和板块混杂岩(melange), 以确定其具有专属性的沉积特征, 对成因判别均极有理论和实践意义。实际上, 气下环境所发生的泥石流也有明显的区域分异规律。如中国西南山区以泥石流(狭义的)为主; 秦岭、太行山、燕山一线以水石流为主(华北、华东、华南, 包括台湾皆属之); 黄土地区则有黏性的泥流, 它们的沉积特征是不一样的。最常见的泥石流类型是稀性(低容重)也即水石流和黏性(高容重)也即泥石流(狭义的), 其间还有过渡类型。其基本特征见表2。

1.1 泥石流沉积类型

1.1.1 混杂砾石层(图1) 每一单层混杂砾石层系一次泥石流主体所堆积, 有时具备递变粒级层理或其它次生变化, 停积后立即固结而成。基本保存了流动时的颗粒支撑状态, 石块多呈悬浮型, 少数为支撑型。石块外围常见包裹状泥壳, 显微镜下见泥壳具多层同心结构。砾石叠瓦构造不显, 时含泥球、泥块。在武都地区所见, 每层厚度半米至数米不等, 固结后十分坚实, 是泥石流的代表性沉积类型之一。但在不同条件下有异样表现, 因而包括下列各亚类。

(1) 悬浮递变粒级混杂层。泥石流沉积中, 常可见到或厚或薄的递变粒级层。在同一层内, 碎屑粒径自下而上逐渐减少, 往上细颗粒增多。递变层的厚度有时可达10m。例如, 甘肃武都笼窗沟岩龛内残留堆积体中的递变层最为明显, 剖面分为4层, 上层总厚8.6m, 下部是各厚2m左右的小递变层。此类递变层无论厚度大小, 其上下界面都是清楚的, 一般比较平整, 呈水平分布。递变层的出现表明, 在泥石流洪流退落时浆体中的砾石因大小不同而相继沉降, 大的因沉积快而集中于底部, 反映了泥石流浆体的大小石块在浆体运动时能被高密度基质顶托变成悬浮状态, 而停积后石块下沉, 转变成支撑或叠置状态。通常分析物体在宾汉体中的平衡时, 如物体静止悬浮于宾汉体中, 则物体重力等于浮力与静摩擦力之和; 如物体在其中匀速下沉, 则物体重力等于浮力与沉降阻力之和。据计算, 受浆液屈服应力和浮力作用, 可以悬浮在浆液中不下沉的悬浮质最大粒径 $D_{00} = 2.8\text{mm}$ 。



a 混杂砾石层; b 冲刷粒级层;
c 冲刷-混杂砾石层; d 薄泥层;
e 薄层-混杂砾石层

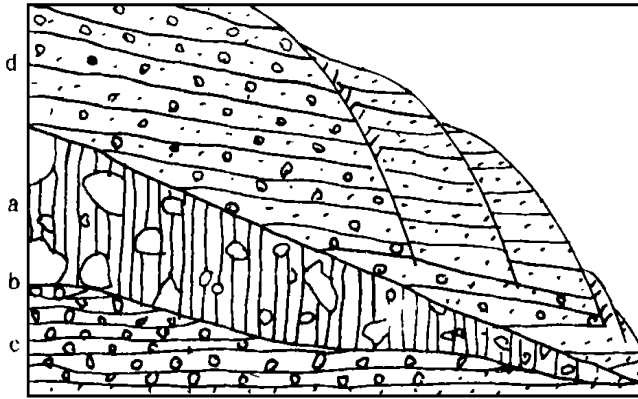
图1 组合层理(甘肃武都全家沟)

(2) 原生混杂透镜层(图2)。泥石流混杂砾石透镜层为低频率的一次性堆积体, 有原生型和改造型两类。原生透镜层规模大, 单层厚达7~8m, 长数10m以至近百米。结构情况与前述混杂砾石层相似, 只是黏性大时, 砾石叠瓦构造不发育。规模大时含巨砾(直径可达2~3m, 或者更大)。当其运动时, 前端可以推动底部冲积层而产生弯曲变形。透镜层尖灭处以较大的角度与当时的地面相交。交角大小决定于泥石流稠度, 愈稠交角愈大。

已知最大可达 40° 。下界面清晰, 往往有一底泥层铺垫。此种透镜体可以夹于冲积砾石层之间或超覆在冲积层之上, 或直接座于基岩之上。原生的巨型透镜层自山区河谷冲出后, 在扇形地上可以重复若干次, 厚度达数十米。若每次堆积的间隔时间较长则界面清晰, 宏观剖面呈鱼鳞状构造, 若界面不清则很似连续堆积。江西庐山羊角岭和黄山谭家桥扇形地也属此类堆积, 只是某些层堆积时浆体的稠度较小结构类型具水石流特征而也。

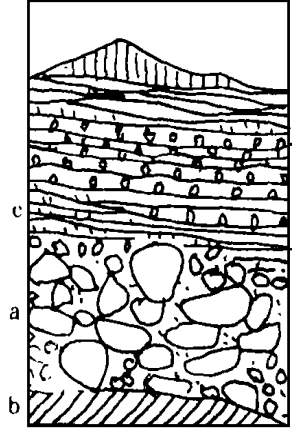
(3) 改造型混杂透镜层(图3)。巨型泥石流透镜层若直达主谷河床, 常可阻断河流而受到主河的强烈冲刷。原始细粒成分被冲刷殆尽, 仅留下巨砾并被来自主河的细粒物质填充, 与残留的巨砾组成次生透镜层。这实际上是一种特殊的河床相蚀余堆积, 有较明显的叠瓦构造。

(4) 混杂泥层。此为泥流堆积而成。主要发育在黄土区或其它以黄土为物质来源的泥石流作



a 透镜体; b 底泥层; c 冲积砾石层;
d 冲刷-混杂砾石层

图2 原生混杂透镜层(厚8m,长60m)
(甘肃武都公路113km处)



a 透镜体; b 基岩; c 冲积砾石层与砂层

图3 改造型混杂透镜层

用区。在甘肃省曾暴发过大型泥石流。其堆积层无层次,含泥、含石量有别,但含石量很小。

1.1.2 冲刷(混杂砾石)层(图1) 当前述混杂砾石层停积后,平水期的沟槽流水立即对其顶部进行冲刷,在冲走细粒填质的同时,也对砾石部分进行结构改造,成为具叠置或镶嵌结构的冲刷砾石层。这是一种缺乏细粒物质的砾石层,厚度以小股水流冲刷深度为限,其下界较平整,一般厚仅20~30cm。其中粒径小于20~30cm的砾石发育叠瓦构造,孔隙度大,松散,与冲积扇堆积中的筛积层很相似。此种经过改造的松散冲刷砾石层与其根部的原较坚实的混杂砾石层共同组成冲刷—混杂砾石层,是典型的泥石流沉积类型组合之一。在武都全家沟中游可见到累计厚达百余米的天然剖面,冲刷层和混杂砾石层在垂向上频繁交替出现,横向延展比较稳定,是历次泥石流堆积体呈片状加积的结果。主要分布在泥石流扇形地的顶部和中部,是泥石流堆积的最基本的组合类型和层理类型。

1.1.3 表泥层(或薄泥-混杂砾石层)(图1) 上述混杂砾石层堆积后,在冲刷层发育的同时,在紧接其下游的漫滩上便堆积漫滩相亚黏土层。这实际上是一些分布广泛但个体之间距离不大的细粒薄层透镜体,厚仅20~30cm,不含或极少含砾石,有水平薄层理。它们与下伏的混杂砾石层组成表泥—混杂砾石层组合。主要分布在扇形地的中部,也是典型的泥石流沉积组合类型之一。一般黏性泥石流由于稠度大,停积后水分不易外泄,故表泥层发育欠佳。但若以细粒成分为主,在扇缘部分也能形成展布较宽的平整地面,较大碎屑停积底部,黏粒成分也可上浮成表泥层。大部分表泥层发育在稀性泥石流或水石流堆积体表面,即水石流停积后,水与泥浆以漫流形式逐渐消失,细粒物在扇边缘平整地铺垫成表泥层,顶面平滑,地面不平整,厚10m左右。

1.1.4 板状(砂粒)交错层或透镜体 在多层混杂砾石层或原生透镜层之间,尤其是在上述正粒级层之间,常可见零星分布的小型透镜状即板状砂砾交错层。这是在平水期时砂砾充填在原先的凹坑或巨砾之间而成,是泥石流层面标志之一,在甘肃武都徐家湾泥石流剖面及江西庐山羊角岭和裁缝岭水石流剖面中均可见到。对于正确测量每次泥石流堆积厚度十分重要。如果误把数层泥石流堆积当成一次堆积,会在评估泥石流作用强度和频率时造成错误。

1.1.5 底泥层与枝叶夹层(图2) 底泥层是黏性泥石流堆积体特有的标志之一,一般厚约10m,随下伏界面起伏,成分为亚黏土,干涸后十分坚实。在剖面上,底泥层与混杂砾石层为半胶

结状。底泥层的存在说明, 泥石流发生前先期降水的初始阶段有一个铺床过程。并经常有树叶和枝干被卷入, 这有利于泥石流主体的输送。Eros(1977)也提到泥石流堆积物中夹有泥球、树叶等易碎物, 并认为是层流流态的标志之一。川西贡嘎山磨西面新兴公社泥石流堆积剖面中即见到乌木和树叶断续成层(厚 1~2 cm), 其中乌木层的 ^{14}C 测年为 $7200 \pm 250\text{a B. P.}$, 另一树叶层为 $5200 \pm 150\text{a B. P.}$, 平均沉积速率为 $1\text{cm}/\text{s}$ 。上述各种沉积类型更完美地发育在黏性泥石流堆积体中。

1.2 泥石流沉积亚相

为了建立泥石流沉积相模式, 以客观规律地认识以往和指导未来, 必须选择好野外剖面。这些剖面的特点是: (1) 均发育在现代泥石流活动区域, 对其成因无争议。(2) 厚度大, 一般均在 15m 以上, 最厚 30m; 层数多, 大多可分出数十层。(3) 剖面清晰, 剖面中各层间的接触关系清楚(图 4、5、6)。值得指出的是, 划分沉积亚相是整个工作中最重要的一环。在野外必须详细地划分各种亚相, 充分对比这些亚相的特征, 了解他们在泥石流流体中的空间位置以及沉积时间的先后, 才可得到反映环境的最重要的信息, 以建立可靠的模式。这里必须掌握一个原则, 即这些相必须要有明确的地质意义, 同时要符合马尔科夫链的计算要求(崔之久等, 1996)。通过对剖面结构、构造、粒度、层间关系的分析, 可以将剖面中的各种相划分为 5 种不同的亚相, 它们在空间上不同的排列组合则构成了泥石流沉积相序列。结合甘肃武都地区全家沟泥石流剖面, 现将各亚相特征分析如下: A 相混杂(泥石流)层: 这种层在剖面中的厚度最大, 是泥石流暴发后沉积的主体, 如前所述, 它具有不同的表现形式。它具有连续的粒度组成, 以砾石为主, 分选极差。含有各种反映泥石流流动特征和沉积特征的结构与构造, 如载荷构造、石线构造、叠瓦构造、袋状构造、环状构造、悬浮结构、支撑结构、叠置结构等。砾石的扁平面多倾向上游。B 相表泥层: 描述同前。C 相冲刷层: 在泥石流沉积以后较长时间内, 其顶部受流水冲刷改造而成, 一般厚 20~30 cm。它在剖面中具有沉积间断的意义, 表示一个沉积旋回的结束。是泥石流活动过程中有较长时间停歇的代表层。D 相底泥层: 它是泥石流初始阶段铺床过程所形成的。一般厚约 10 cm。D 相一般呈波状起伏, 当 A 相堆积而受挤压时常发生变形, 迫使 D 相减薄、增厚或缺失。这种变形有时是与基底(如冲积层)表层变形同时发生的。E 相泥层: 在黄土区较发育。它是泥流堆积主体, 与泥石流流体在含泥、含石量上有很大差别。笔者综合、概括统计出的 9 个地方性的相模式, 并结合 25 个总层数较少、厚度较小实测剖面的相变规律, 得出了标准的泥石流沉积相模式, 它由 C、D、A、B 4 个相组成。代表一次包含泥石流沉积及后期各个阶段动力过程的沉积物。这一模式是笔者解释环境及其沉积过程的基础。根据笔者对多处泥石流扇的详细研究, 将不同的相序与不同的空间位置、地貌单元和时间变化结合起来, 并

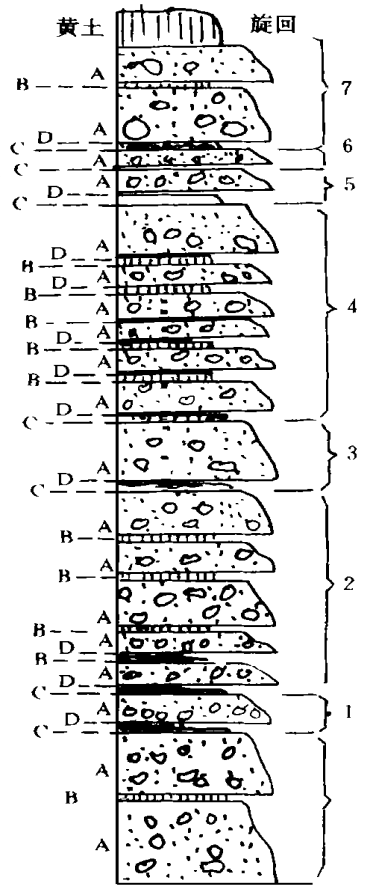


图4 甘肃武都全家沟叉口突测剖面(比例 1:5)

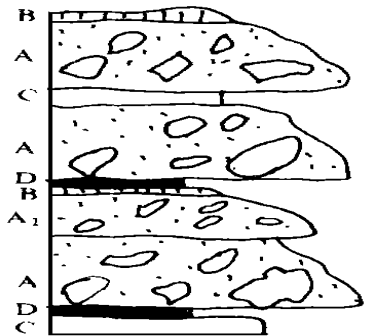


图5 优选的相序图(全家沟左岸)

在不同部位进行了组构量测, 得出了泥石流扇综合相模式(表1)。

1.3 泥石流沉积的区域分异

此处主要讨论狭义的泥石流与水石流沉积特征之异同。其主要控制因素土石和水分别占主导, 因此有土力型和水力型之分。从实践看, 云南东川蒋家沟为代表的是土力型泥石流典型区, 也即黏性泥石流或狭义的泥石流; 而以北京山区为代表的则是水力型泥石流即水石流。这两者的分异主要受不同的区域自然地理因素控制。前者年降水量大(超过1 000 mm), 山地相对高度大(1 000~1 500 m), 故土石供给区面积大, 量大。以蒋家沟为例, 主、支沟两侧为千枚岩、片岩, 有成群的滑坡体和大面积泻溜坡, 植被稀少, 沟旁两侧坡麓终年堆积大量碎屑。7~8月期间, 只要20 mm/h的降水就会发生泥石流。因而每年夏季泥石流发生次数少则7~8次, 多则20次以上。故频率高而强度相对较小, 每次泥石流堆积厚度很少超过半米, 多数为30 cm左右。相反, 后者年降水量700 mm左右, 山地相对高度小(小于500 m), 故土石供给区面积小, 量小。以北京怀柔县小西天为例, 主沟两侧山坡为花岗岩和灰岩, 岩体坚固, 少碎屑, 植被覆盖率大(70%以上), 沟谷坡麓基本上无固体碎屑聚集。必须是50~100 a一遇的大暴雨, 小时降水达60 mm, 以集中的水力冲刷沟床, 有时也有小规模山坡“龙爬”(即滑坡)配合, 产生沟床“揭底”现象, 才能形成沟谷型水石流。因而此类水石流频率小, 基本上每条沟约50 a一次, 但强度相对较大, 每次泥石流堆积厚度均在1 m以上, 多为2~3 m。差不多是前者的5~10倍。但发生频率若按蒋家沟每年平均以10次计, 则比北京山区要高数百倍。

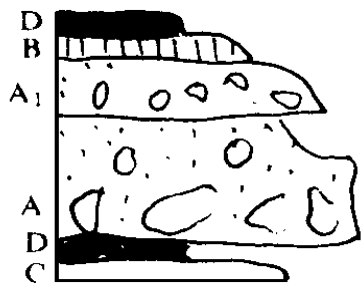


图6 全家沟左岸泥石流沉积相模式

表1 标准的泥石流沉积相模式

厚度/ cm	剖面	符号	沉积 类型	特 征	解 释
10~20		B	表泥层	砂、粉砂、黏土组成与下伏层逐渐过渡	后期泥浆铺盖或黏粒上浮沉积
30~200		A ₁	细砾 泥石流层	与A同层, 但粒度小, 含细粒物质明显比A多	高流态快速沉积, 并有粒度分异作用
5~1 000		A	粗砾 泥石流层	泥石流沉积主体, 分选差, 含各种泥石流运动及沉积结构、构造	高流态的快速沉积
			底泥层	砂黏土组成, 块状层理, 与下伏层截然过渡, 一些层卷裹有树枝、叶及草	初期铺床过程沉积
5~20		D	冲刷层	主要由砾石组成, 类似河床相	经流水冲刷而再沉积
10~50		C			

2 泥石流沉积旋回

泥石流的历史, 根据沉积地层已可追溯到中生代。如美国西部的白垩纪和中国东北部的侏罗纪。更古老的历史则发生在水下泥石流中。从侏罗纪到前震旦纪都有。泥石流和浊流沉积再加上滑塌堆积, 常常是同一沉积体系而同时出现。陕西西安昭陵唐王陵砾岩及其一系列含砾页岩、泥岩和灰岩等沉积系列即属其中之一。新生代以来, 气下泥石流似乎发育更趋广泛, 这与上新世

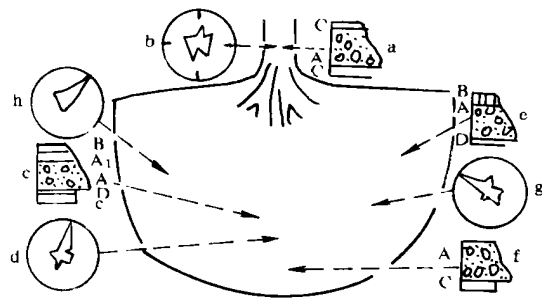
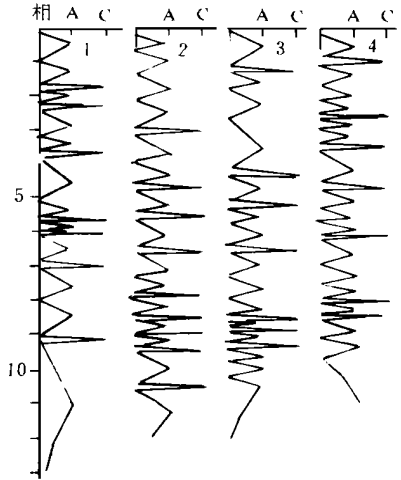



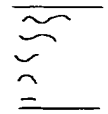

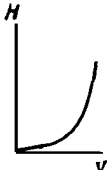





图 7 泥石流扇的环境模式
(圆形为砾石结构的玫瑰图, 长条形为相序)



1 甘川公路 426km; 2 陕西眉县鹦鹞嘴
3 全家沟左岸; 4 全家沟右岸
图 8 泥石流沉积旋回曲线

以来季风的出现, 第四纪中期季风的成熟(也可能与台风史有关)有成因上的联系。如中国西南青藏高原南缘和东南缘(东川), 最先出现泥石流沉积(大于 1M aB. P.), 高原东北缘有 0.7M aB. P. 泥石流沉积(武都), 然后逐渐向秦岭、太行山、大青山推移, 表明中国的西南季风活动历史要早于东南季风。可以说夏季风的最大特色之一是带来暴雨, 而暴雨引发了泥石流, 因而泥石流沉积就成为季风存在的标志。整个沉积体是由作用时间长短完全不同的许多沉积单元组成的。无论是泥石流暴发时沉积的DAB 组合, 还是泥流暴发时形成的 E 相, 虽然经常是很复杂的, 在整个地层序列中厚度占很大的比例, 但从地层上讲, 它们是同时形成的岩性旋回。这种沉积代表了很短的沉积时间, 而 C 相虽然很简单, 厚度很小, 却代表了较长时间, 后者同前者的组合序列则是较长时期环境变化的结果。因此, 他们是地质环境变化的记录。如武都全家沟三叉口泥石流示意图 4, 可以分为 7 个沉积旋回。其中第二个旋回相组合为DAB—DAB—AB—AB—A, 此间有 5 次泥石流堆积。第 4 个旋回的相组合为DAB—DAB—DAB—AB—DAB—DA, 此堆积期有 6 次泥石流堆积。很明确, 它们属于第一类相组合。在此两个时期泥石流暴发频繁, 沉积连续, 后期流水未将泥石流体改造成冲刷层。其各层之间的界线往往是利用不同的粒度、颜色、表泥层或底泥层等来鉴别。而第 1、3、5、6 这 4 个旋回都仅有一层泥石流堆积, 其上均发育了很好的 C 相。表明这些时期泥石流活动不频繁, 沉积间断长。为了使沉积剖面所反映的环境更为合理、更具普遍性、更为可靠, 笔者实测时选择了不同地区纵、横剖面, 实测剖面中泥石流层和泥流层代表泥石流暴发期, 以冲刷层代表泥石流不活动期, 绘出了泥石流沉积旋回曲线图(图 8)。同时将 9 个厚度大于 15 m, 相数超过 30 的剖面的特征反映各个泥石流整体剖面的动态环境特点, 尽管各剖面冲刷层数不完全相同(变化在 7~ 13 之间)。换言之, 这些剖面反映泥石流活动与不活动的小旋回变化在 7~ 13 之间。而仔细研究各剖面可发现, 它们均由 3 个较大的旋回组成, 只是这 3 个旋回在每个剖面中表现略有差异。他们反映了整个泥石流沉积的大时间尺度(大旋回)中还有 3 个次一级泥石流活动的变化(中旋回), 这些变化是同碎屑的供给量以及降水量等气候变化密切相关的。

表 2 泥石流流的类型与运动、堆积特征

类型	容重范围/ $\gamma \cdot \text{m}^{-3}$	流态	流 体 结 构	泥石流流的 内部结构	速度剖面	流体中颗粒 运动状态	流体内颗粒 分布状态	注 释
低容重 (稀性)	1.3~1.7	紊动 扰动	二相,水和黏粒 构成浆体,搬运固相 碎屑	水和黏粒构成松散 的网格(链状)浆体				水和黏土构成 浆体搬运固体 碎屑,碎屑搬运 靠流体紊动、扰 动产生的上举 力和前进方向 的摩擦力,碎屑 的含量和大小 向上减小
中容量 (亚黏性)	1.7~1.9	扰动 层流	似一相和 水部分屑 整体搬运,粗 大碎屑被搬 运	水和黏粒构成较紧 密的网格浆体,再与 砂构成悬着型(过 渡)网粒浆体,再与 砾石构成悬格架结 构				泥石流做整体 搬运,层流流态 为主,底部剪切 作用形成反粒 级现象,顶部的 重力沉降出现 正粒级
高容重 (黏性)	1.9~2.3	层流 塞流 滑动	一相水屑 组成整体 搬运	水和黏粒构成严密 网格(蜂窝状)和极 紧密网格(叠置状) 浆体,再和砂构成 充填和镶入粗粒网 粒浆体,再与砾石 构成支撑、叠置和 镶嵌格架结构				泥石流具有很 高的容重和浆 体浓度,以塞流 流态为主,底部 展流剪切会形 成反粒级或底 泥层。

3 泥石流沉积与周期研究的防灾减灾意义

80 年代以前,在西南地区为道路工程勘测、设计需要,曾对沿线所经之泥石流沟作出判断和统计,内容限于沟道数目和规模方面。相当程度上只是提醒人们注意“这里有泥石流沟!”,若需进一步的资料均需再作专门调查,但也仅限于现代泥石流情况。80 年代以后,由于泥石流沉积学的兴起,人们看到可以借沉积与环境这一楔入点把现代泥石流活动的历史大大向前延伸,以扩大相关学科资料收集的时空范围。特别是查明在可延伸的时段内,泥石流发生的规模(尤其是“最大”)和周期,对泥石流治理有参考意义。70 年代后期日本同行出于同样目的曾对滑坡的发育历史作过相似的考察就很有启发,这与现时国际上在全球变化研究中专列一项“过去气候变化(PAGES)”的研究是完全同样的。因为全球变化研究中可依靠的现代气候记录资料不超过 200 年。而对气候变化幅度、周期等的了解,仅凭 200 年的资料是远远不够的。因此人们就热衷于从冰岩芯、湖岩芯、海岩芯、黄土等古气候信息载体中寻找出路,取得了很多重要成果。同理,在为防灾、减灾而研究泥石流时从其沉积中去获取更长时间的记录就极其自然了。但必须指出,自 80 年代以来,这一研究领域的进展并不显著,原因之一是有此需要的相关人员并未认识到这一点,或是还缺乏对沉积学研究的基础知识。人们在不少有关泥石流文献中看到出于感性认识而作出的对所谓“泥石流沉积特征”描述,而实际上未赋予严格的“沉积相”的意义和相关的研究方法,所以得不到关于“沉积与环境”(即“沉积相”)的可靠信息,也无从获得关于泥石流发生频率、强度、旋回、周期、规模等有利信息。今后必须严格按照沉积学要求,最好试探性地按照“定量沉积学”去研究方可获得更大的效益。如果能由此入手,就可能从沉积厚度、容重、颗粒级配(砾石大小及其分布)、擦痕数量、大小及分布,扁平砾石 ab 面、A 轴产状,以及泥石流冲刷深度等,再借助某

些人工模拟、试验手段,就能进一步获得定量数据,提高可信度。而同时解决比较精确的测年问题,尤其是102~103尺度测年极其重要,要充分利用 ^{14}C 、TL(热释光)、地衣测年等已知手段。可以说,没有时代测定的沉积剖面是“哑巴”,而有可靠测年资料的剖面就“会说话”了。

泥石流周期是一个与防灾、减灾密切相关的课题。宏观上其周期可以与冰期—间冰期历史相联系。如中国华北午城黄土、离石黄土和木兰黄土之底部皆有泥石流沉积,表示黄土形成在干冷的冰期,而泥石流则形成在暖湿的间冰期。这属于104~105a级别的周期,仅具有理论意义。而对于防灾减灾则应注意一个乡或一条沟的泥石流中、短周期。一个乡是指有共同条件的较小区间(如果乡内条件各异,说一个乡的泥石流周期也无甚意义)。以北京为例,有时人们在认识上有误区,一看某乡某一条沟发生泥石流了,立即对发生泥石流的该沟谷采取措施。这当然也需要,但从防灾减灾上看,它的重要性已让位于相邻的有类似条件而尚未发生泥石流的沟道了,它们才是今后工作的重点。因为同一个乡有连续发生的可能,而同一条沟就不一定了。如北京地区的洪涝灾年有“逢九必涝”的说法,而水石流是洪水的极限形式,对于由同一降水中心引起的水石流而言,存在10~30年的周期,即间隔10~30年发生水石流,一旦发生,又有可能连续发生。如密云县番字牌乡在1989、1991年,房山县大石河乡在1954、1956年皆发生水石流。但决不是同一条沟。对同一条沟而言,其暴发周期较长,主要有30~50年以上的周期。30年的如怀柔琉璃沟西沟门1909~1939(30年)、1939~1969(30年),密云县石城乡张家坟1959~1991(32年)等等,50年的如密云县半城子西驼古东沟1922~1976(54年),密云县新城子旱峪沟1912~1982(70年)等。若以县为着眼点,则可看出较大范围的泥石流作用中心迁移规律,可以为战略性决策提供依据。以北京为例,最早记录始于北部山区(怀柔,1867),本世纪初(1900~1912、1917)、40年代(39年)泥石流才在南北山区皆有(门头沟、怀柔、密云、房山),而70年代以来(1969、1972、1976、1977、1991)则又仅限于北山区(怀柔、密云),这主要与降水中心迁移路线有关。可见,稍长一点时间尺度(如几十年)泥石流周期就会受制于降水周期和固体碎屑储备量(风化地表物质迁移程度)(田昭一等,1992)。在北京山区另一认识误区是以为山坡植被覆盖好,不会有泥石流,把土石型泥石流与水石型泥石流混为一谈。因为后者是几十年一遇大暴雨下,揭河床老底的。它的发生与山坡植被覆盖率的关系不大,而与一次性降水量和降水强度关系密切(荆绍华,1986)。

参考文献

- 1 崔之久等 泥石流沉积与环境,北京:海洋出版社,1996
- 2 荆绍华 泥石流临界雨量和触发雨量的初步分析,铁道工程学报,1986
- 3 田昭一,崔之久,谢又予 北京山区现代泥石流与减灾的群防策略,首都自然圈自然灾害与减灾对策,北京:气象出版社,1992
- 4 Eros, P. A natomy of a Flysch. Sedimentology, 24(1), 1977
- 5 Walker R. G. Turbidites and Associated Coarse Dastic Deposits In: Facies Models(R. G Walker ed.) Geol Assoc, Canada(Weterlow), 1979