

# 初探沟谷泥石流及其扇形地的沉积 类型、宏观特征与形成机制

崔之久\*

(北京大学地理系)

长期以来,国内外皆在区别混杂堆积物的成因问题上遇到过困难。本文主要探讨粘性泥石流和稀性泥石流(水石流)的沉积类型与特征问题,并适当地指出了它的某些沉积类型与冰碛物易混淆之处。

## 一、泥石流堆积的构造特征

沉积构造划分有两类:一、在堆积作用的同时直接由沉积介质活动所形成,能生动地反映沉积物搬运、堆积时的流态和沉积机制;二、它形成于沉积物形成以后,是后生构造,与沉积介质活动无直接联系。由于泥石流流体是一种粘滞性很大的流体,其爆发和沉积有突然性,颗粒大小悬殊,堆积时下垫面又十分粗糙,因此,一些同生层面构造不是很平整的,经常表现为弯曲度很大的袋状和楔状假或似整合接触。

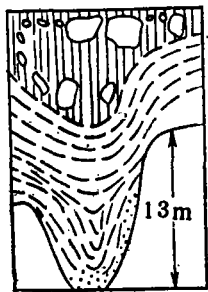


图1 环状流线构造(甘肃  
武都全家沟、泥湾沟)

Fig. 1 Ring-shaped flow-line structure in Quanjiaogou Creek and Niwangou Creek, Wudou County, Gansu Province

在粘性泥石流流体前进时,扁平石块(以长径<10厘米的为主)可以围绕流体主流线前端或大的块体外围形成定向排列(图1)这是粘性泥石流运动过程中的一种分异或分选现象。这种现象表明,尽管粘性泥石流是一个固液两相混合的正体流,但实际上是非均一的似一相流体。特别是在局部条件下,结构受到破坏时,较小石块和泥浆便成为流动介质,而巨大石块便成为推移体或前者继续流动的边界,从而出现流线构造。因此,流线构造是蠕动流和滑动流共同作用的产物(图版I,1)。

### 1. 环状流线构造

在粘性泥石流流体前进时,扁平石块(以长径<10厘米的为主)可以围绕流体主流线前端或大的块体外围形成定向排列(图1)这是粘性泥石流运动过程中的一种分异或分选现象。这种现象表明,尽管粘性泥石流是一个固液两相混合的正体流,但实际上是非均一的似一相流体。特别是在局部条件下,结构受到破坏时,较小石块和泥浆便成为流动介质,而巨大石块便成为推移体或前者继续流动的边界,从而出现流线构造。因此,流线构造是蠕动流和滑动流共同作用的产物(图版I,1)。

### 2. 侵蚀凹坑与袋状流线构造

袋状流线构造多分布在泥石流堆积体的底部的凹坑或同期泥石流流体侵蚀凹坑中,有时也可分布在泥石流堆积扇面上的沟道中。当含扁平石块的泥石流浆体均匀而又稳定

\* 先后参加野外工作的有曾恩伟、徐海鹏、李洪云、田昭一、谢又予等同志,对他们的帮助表示感谢

地贯入凹坑时,扁平石块保持稳定的悬浮状态,基本上与浆体呈等速流动,使流线构造得到充分发育,这也是局部地段存在层流的标志之一。

### 3.石线构造

在泥石流堆积剖面的不同部位,常可见巨砾排列成行,有的前后相依,有的稍具间隔,砾石ab面倾向上游,形成叠瓦构造。这在现代泥石流沟谷中也极为常见。说明泥石流运动时部分石块被顶托上浮,而大部分巨砾仍以滚动或滑动的方式前进,成为泥石流当时的主流线或流面的标志(图版I,2)。

### 4.载荷(塑性)变形构造

这是在沉积物堆积后出现的后生构造现象。主要形成在泥石流堆积体的顶部。当粘性泥石流停积但仍保持塑性状态时,上覆巨砾的压力迫使下面的含碎石浆体发生塑性变形。使其下部及两侧一定范围的塑性物质作横向移动。在浆体被向外排挤时,扁平石块便同时产生平行于巨砾边界的定向排列。分析和统计得知,受压部分的细粒含量比未受压部分少三分之一到二分之一;变形深度与上覆石块重量成正比。位移区的尺度比石块的平均半径要大。重的石块受压愈大,扁平石块定向排列亦愈明显(图版I,3)。

## 二、层理构造及沉积类型

由于每次泥石流堆积物质来源、动力条件和浆体流态的变化,以及沉积后的间歇、冲刷、风化等,都会在两次泥石流堆积体之间造成不同清晰度的界面。泥石流堆积物有一定的层理,但层内无分选或极少分选。这些“层”有各种类型:

### 1.悬浮递变粒级层

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,碎屑粒经自下而上逐渐减小,往上细颗粒增多。

递变层的厚度有的可达十几米。例如,武都笼窗沟口残留堆积体中的递变层最为明显,剖面分为四层,上层总厚8.6米,下部是两层各厚2米左右的小递变层(图版I,4)。这类递变层不论厚度大小,其上下界面是清楚的,一般比较平整,呈水平分布。

递变层的出现说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。通常在分析物体在宾汉体中的平衡时,若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。若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  $D_0 = 2.8$  毫米<sup>[1]</sup>\*。虽然上述诸因素控制着浆液中大小不等的物体有沉有浮,但由于泥石流浆体停积后固结较快,浮力和沉降阻力之和随时发生变化,时间稍后重力小的石块也就沉降不下来了。固有此悬浮递变粒级层出现。

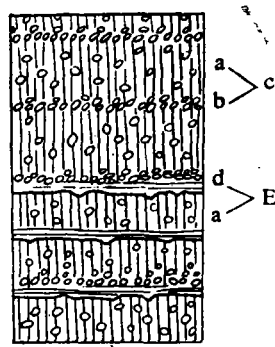
### 2.混杂砾石层

\* 标本采自云南大盈江浑水沟泥石流。按不同方法计算,  $D_0$  还可分别等于12.0毫米, 6毫米<sup>[1]</sup>。

每一单层混杂砾石层系一次泥石流所堆积，不常具备前述递变粒级层理，可能表明浆体更为粘稠，停积后立即固结而成。基本保存着流动时的颗粒支撑状态，石块多呈悬浮型，少数为支撑型。石块外围时常见包裹状泥壳，显微镜下见泥壳具多层同心状结构。砾石叠瓦构造不显，时含泥球、泥块。在武都地区所见，每层厚度半米到数米不等。固结后十分坚实，是泥石流的代表性沉积类型之一。

### 3. 冲刷-混杂砾石层

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，一般厚只20—30厘米。其中小于20—30厘米粒径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之一。在武都全家沟中游可见到厚达百余米的天然剖面，冲刷层与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沉积类型和层理类型（图版 I，5）（图2）。



混杂砾石层 (a) 冲刷-混杂砾石层 (c) 薄泥层 (d) 薄泥-混杂砾石层 (E)  
冲刷粒级层 (b) 混杂砾石层 (a)

图2 组合层理，甘肃武都全家沟

Fig. 2 The bed of washed and mixed gravel(c), and the thin layer of mud-mixed gravel(E), in Quanjiagou Creek, Wudou County, Gansu Province

### 4. 薄泥层或薄泥-混杂砾石层

上述混杂砾石层堆积后，在冲刷层发育的同时，在漫滩上便堆积漫滩相亚粘土层，这实际上是一些分布广泛但个体之间距离不大的薄层透镜体，厚仅20—30厘米，不含或极少含细砾，有水平薄层理。它们与下伏的混杂砾石层组成薄泥-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类型之一。

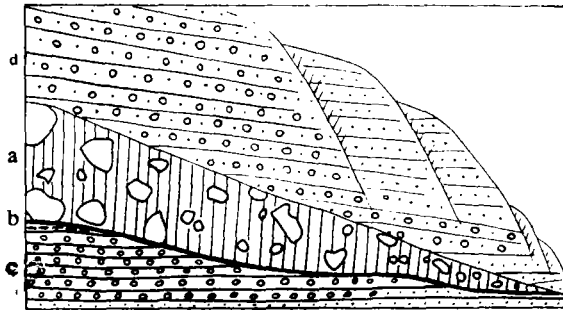
### 5. 混杂泥层

这是泥流堆积的，主要发育在黄土区或以黄土为陆源物质的其他泥石流作用区。在

甘肃，曾暴发过大型泥石流<sup>1)</sup>。堆积层无层次，但含泥、含石量有别。

### 6. 原生混杂透镜层

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—8米，长数十米，以至近百米(图3)。结构情况与前述混杂砾石层相似，只是粘性大时，砾石叠瓦构造不发育。规模大时含巨砾(直径可达2—3米，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



a. 透镜体 b. 底泥层 c. 冲积砾石层 d. 冲刷混杂砾石层

图3 原生混杂透镜体层(厚8米,长60米)。甘肃武都公路113公里里程碑处

Fig. 3 The primary bed mixed with lenses (8m thick and 60m long)(a), the bottom mud layer (b), the alluvial gravel layer (c) and the washed bed mixed with gravel(d)

层尖灭处以较大的角度与地面相交。交角大小决定于泥石流稠度,愈稠交角越大,已知最大可达 $40^\circ$ 。下界面清晰,往往有一底泥层铺垫(图版I、6)。

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,在扇形地上可以重覆叠置若干次,厚度达数十米。若每次堆积的间断时间较长,则界面清晰,剖面呈鱼鳞状构造,若界面不清则很似连续堆积。在川西贡嘎山东侧的磨西面此种堆积厚达60多米;在滇北元谋盆地的北部和东部也有大规模发育。庐山羊角岭和黄山潭家桥扇形地亦属此类堆积。只是某些层堆积物的稠度较小,结构类型具水石流特征而已。

### 7. 改造型混杂透镜层

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,只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(图4)。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。在甘肃武都白龙河边的石门剖面中,透镜层厚7米,含大量巨砾(粒径 $>3$ 米),直接覆于基岩面上。这种透镜面根据岩性组成可知主要来自支沟,但从剖面形态和混杂程度很易被误认成是被切开的横垣于谷底的“冰川终碛垅”。

1) 李鸿连等,1978,甘肃天水地区的粘性泥石流,“冰川冻土”试刊。

### 8. 底泥层与枝叶夹层

底泥层是粘性泥石流堆积体特有的标志之一，一般厚10厘米左右，随下伏界面起伏，成分为亚粘土，干涸后十分坚实（图版 I，6）。在剖面上底泥层与混杂砾石层为半胶结地突出呈屋檐状。下伏冲积层因松散而被剥蚀成龛状。底泥层的存在说明泥石流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。P.伊诺斯(Enos, 1977)也提到泥石流堆积物中夹有泥球、枝叶等易碎物，并认为是层流流态的标志之一〔5〕。川西贡嘎山磨西面新兴公社泥石流堆积剖面中就见到乌木和树叶断续成层（厚1—2厘米）。其中乌木层的<sup>14</sup>C测年为 $7200 \pm 250$ 年，树叶层为 $5200 \pm 150$ 年（李洪云，1982）。平均沉积速率为1厘米/年。

上述各种层理及沉积类型主要发育在粘性泥石流堆积体中。而稀性泥石流由于流体粘性减弱，流动性增强，以紊流为主。故不能或很少形成前述各种结构构造。但粒级层及叠瓦构造则更为明显。在水石流堆积体中，主要以叠置和镶嵌型的结构发育，而悬浮和支撑型不显。

### 9. 正粒级层（正粒级韵律层）

总的特征仍是无分选、大小混杂，但有粒级递变现象。即上部粒径变小，砾石ab面一致倾向上游，叠瓦构造发育，偶含泥球和土块（图版 I，7）。北京百花山下金鸡台剖面十分典型。剖面厚15米，有三套正粒级韵律层，砾石最大粒径3米。在正粒级层之间各有一层厚10余厘米的表泥层，岩性为红色含细砾亚粘土。

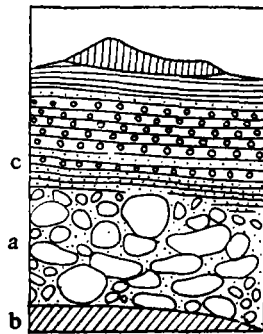
### 10. 板状砂砾交错层

在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，常可见星散分布的小型透镜状、板状砂砾交错层。这是在平水时期时砂砾充填在原先的凹坑或巨砾之间而成。在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。

### 11. 表泥层

一般粘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，粘粒成分上浮成表泥层。大部分表泥层皆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流失，细颗粒物在扇边缘平整地铺垫成表泥层，顶面平滑，底面不平整，厚约10厘米。

上述泥石流堆积物中提到的石块与基质的悬浮、支撑、叠置和镶嵌四种组合类型，表明其稠度由浓到稀逐渐变化之趋势<sup>1)</sup>。这四类名称根据吴积善同志所提原名略作修改而成<sup>2)</sup>。其本来涵义是指泥石流流体随含石率的增加而产生的四种网架结构。笔者认为



a. 透镜体 b. 基岩  
c. 冲积砾石层与砂层

图4 改造型混杂透镜体

Fig. 4 The modified and mixed lenses bed (a), bed rock (b), alluvial gravel layer and sand layer (c), in Shimen Hill, Wudou County, Gansu Province

\* 沉积岩中常用饱和度的概念，以上四种类型分别相当于极不饱和型、不饱和型、基本饱和型、饱和型。

在泥石流流体停积后的沉积物结构上也有上述四类结构类型。泥浆稠度变大,则以悬浮型结构为主,石块离散在细粒物中。反之,则依次演变为支撑、叠置和镶嵌结构。表示基质由发育到不发育,最后细粒物逐渐减少而只能填充在巨石之间。这种结构的特点,也可作为判别不同流态泥石流堆积物或判别不同成因的混杂堆积物的标志之一。

### 三、泥石流堆积的环境背景与层序

泥石流发生的背景十分复杂,我国大部分山区几乎都有分布。泥石流堆积物与上、下岩层的接触关系也十分多样。常见的有覆盖在冲积物之上或夹于其中;也有超覆在基岩之上或加积在重力堆积物之上等。另外,还有陆相水下泥石流发生,如在四川泸定冷碛对岸,曾见原生混杂透镜层穿插在湖相层之中,即基质强度力大、流速快的泥石流流体以巨大的冲击力插入到湖底松软的湖相层中,形成整体的原生砾石层透镜体,使被接触的湖相层形成复杂的微褶曲。透镜层厚3.5—4米,长10米,湖相层被扰动深度达1.5—2.0米。R.G.沃克在描述浊积岩时也曾提到一些粗粒碎屑岩可以水下泥石流的方式被搬运到湖泊、水库、三角洲前缘和大陆架以至深海盆地之中<sup>1)</sup>。

泥石流堆积体呈扇形,与由浊积岩构成的海底扇类似。典型的泥石流扇形地往往有多期扇的镶嵌,老扇靠近山体,新扇向外延伸。实际上是一个泥石流台地-泥石流扇-山前平原的简单模式。

泥石流流体出山以后摆脱沟道束缚,宽度增大,厚度减薄,速度变慢,开始停积。停积后的前锋部分不断成为后续部分的障碍而趋使其向低处分流。一道道泥石流舌状体最终组成一扇形地。泥石流流体的不同部位,不同时段各自有不同的流态。前锋“龙头”部分是紊流或扰动流,造成侵蚀下切,也往往造成砾石上的撞击疤痕和擦痕。在趋于停积的过程中,蠕动流和滑动流更易出现。因此后续部分的沉积物中能发育各种定向的流线构造和石线构造。平面上纵向厚度愈往下游愈薄,愈形分散。以武都地区为例,各混杂砾石层或原生混杂砾石透镜体厚数十厘米至数米。整个扇形堆积的层理向扇缘倾斜 $4^{\circ}$ — $8^{\circ}$ ,略大于一般冲积扇的斜度。平水期的沟槽冲刷主要在扇顶和沟谷中进行,形成冲刷砾石层。扇缘水流分散,冲刷力减弱,冲刷层不发育,多由单一薄层混杂砾石层构成连续堆积。若泥石流主前锋进入主谷河床则发育次生透镜层。对于一次粘性泥石流堆积而言,从上游往下游分选性均差,粒度也没有明显变化,而巨石含量有减少的趋势<sup>[3]</sup>。稀性泥石流则愈往下游粒级层愈发育,分选变好,石块渐趋均一,叠瓦构造、板状交错层和透镜状构造愈发育。停积后,水与泥浆流散,原始结构立即破坏,故以叠置、镶嵌构造为主。

### 四、泥石流沉积机制讨论

沉积物的搬运和沉积是受搬运介质运动时的流态和支撑机制控制的。就泥石流流体而

1) R.G.沃克, 1979, 浊积岩及其有关的粗碎屑沉积物, “沉积相模式”, 地质部情报所译。

言，浮力是重要的粗屑支撑机制之一。在粘性流体中相当部分的粗大碎屑能被浮力的抬举作用所支撑。D.R.诺尔(Lowe)曾报道美国加利福尼亚白垩纪岩层中，有粒径达十米的基岩块悬浮在泥岩层的顶部<sup>[6]</sup>。在我国云南兰坪地区第三纪细砂岩中也有直径达10—20米的灰岩岩块呈悬浮状<sup>1)</sup>。但同时也应当承认，任何流态的流体中支撑机制是多种多样的。泥石流中的内聚力、紊流、层流皆能提供支撑大颗粒的上举力。其中有些支撑机制将在沉积物的结构、构造上留下自身作用的痕迹。同时，P.依诺斯(Enos)也认为，尽管有浮力和上举力存在，但当巨砾重量超过浆体基质强度和浮力上举力时大颗粒将趋于下沉，而可能作为推移质沿底层被推动。较小的砾石被内聚力基质支撑作用和紊流产生的上举力的合力或是被层流中的离散压力以悬移质方式摄入流体中。而更小的砂和粉砂则完全受基质强度支撑<sup>[5]</sup>。可以想见，这样的流体在快速停积以后肯定会形成前文所描述的悬浮递变粒级层或混杂砾石层。后者中出现的较大碎屑在细粒基质中的相当均匀的离散性表明，它们在停积前不久是受基质强度支撑的。此外，也可认为是砾石间有碰撞产生的离散压力存在，它可以与引起颗粒下沉的重力相抵销。又如，石线构造表明泥石流底部有推移质存在，它们被周围运动较快的浆体推动或拖动，这显然也是泥石流中大石块的重要搬运方式之一。石线构造在泥石流堆积体底部出现的位置可能意味着流动时流面或主流线的所在，也可能是流核的残留部分。

一般泥石流最粘重时容重可以达2.5吨/立方米。事实上在同一泥石流体中不同部位的容重也可不同。在泥石流底部或流核部分就是如此。这种高容重部分运动时，颗粒与颗粒之间始终保持直接接触，以至不同粒径的石块相互叠置(图5)，填充在石块间的浆液很少，故石块不可能靠浆液支持，并最后把它们的重量直接压在河床上，这就必然造成石线构造。

P.依诺斯曾指出：平行流向的、倾斜的碎屑结构、易碎物的保存、突出在混杂砾石层上的孤立岩块以及次生冲刷沟槽的缺失等是泥石流层流流态的标志<sup>[5]</sup>。排列成行的“石线”和石块悬空叠置的现象，特别是小石块尖端支撑现象，也可能是层流运动的表现(图5)。但也有人认为泥石流的运动无层流<sup>[4]</sup>，这显然是不全面的。应该承认紊流或扰动流存在的同时，肯定有层流或蠕动流存在。尤其是在“龙头”的后续部位和泥石流体趋于停积时将为层流的存在提供良好的条件。此时由于流速减小，流速梯度也较小，石块与浆体移动变慢，流线也易于保持稳定。“若石块上、下两侧压力差又小于流体作用在石块上的摩擦力，石块就无转动而平移前进”<sup>[2]</sup>，这时在其他条件配合下则必然出现作者所指出的种种流线构造。由此可知，即使是同一泥石流体，它的不同部位，不同时段都会有不同的流态和相应的沉积构造存在。

R.W.Fairbridge, J.Bourgeois (1978)<sup>[7]</sup>, W.B.Bull (1963)<sup>[8]</sup>, B.R.Last (1979)<sup>1)</sup>都把泥石流沉积物作为冲积扇沉积的一个必要的组成部分。甚至是两种最活跃的沉积作用之一(即洪漫沉积和泥石流沉积)<sup>[1, 2, 3]</sup>。近年来，国内外对冲积扇沉积相有较多研究。特别是对冲积扇沉积类型或亚相带的研究为某些油田开采起到了较好的指导作用而备受重视。但必须看到对于泥石流沉积的研究却是比较一般的。仅将其沉积

1) 覃功炯, 1981, 关于金顶构造活动型冲积扇的认识, 武汉地院北京研究生部。

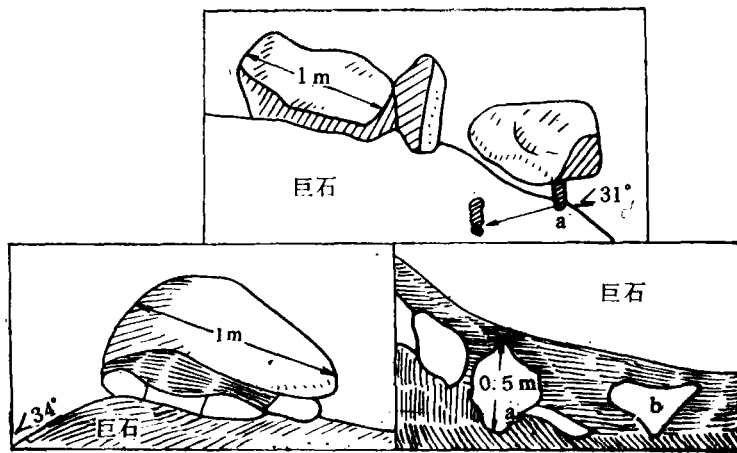


图5 石块悬空叠置—颗粒支撑现象，甘肃武都大川坝沟

Fig. 5 Phenomenon of debris suspended and superimposed-held by grains, in Dachuanbagou Creek, Wudou County, Gansu Province

类型主要是划分为四大类<sup>[9]</sup>，即冲积扇泥石流沉积，沟谷泥石流和山坡泥石流沉积，火山泥石流沉积和 underwater 泥石流沉积。对上述四大类型的描述在很多方面都还有待于进一步观测和研究。特别是在我国，泥石流类型之多，强度和频率之大，分布之广都是世界罕见的。泥石流堆积物的自然剖面厚达数十米及百余米的屡见不鲜。在实践中作者还认识到区别洪漫沉积物和作为泥石流沉积物之一的稀性泥石流沉积（水石流沉积）是相当困难的，它们有不少类似的沉积特征。W.B.Bull 在水石流沉积物和泥石流沉积物之间划分出一类中间沉积物<sup>[8]</sup>。根据他所描述的中间沉积物特征，如没有明显的边界，砂粒级孔隙中有粘土薄膜，有粒级层和定向的碎石等很像作者在本文中所描述的稀性泥石流沉积或水石流沉积。作者近几年来着重对沟谷泥石流及其堆积扇形地的沉积类型、特征和形成机制作了初步研究，提出以上不成熟的看法，恳请指正。

收稿日期 1984年5月2日

#### 参 考 文 献

- [1] 钱宁等，1984，地理学报，39卷，1期，20—33页。
- [2] 吴积善，1981，泥石流体的结构，泥石流论文集（1），科学技术文献出版社重庆分社，38—66页。
- [3] 中国科学院兰州冰川冻土研究所，甘肃省交通科学研究所，1982，甘肃泥石流，人民交通出版社。
- [4] 姚德基等，1981，国外泥石流研究中的若干基本理论问题，泥石流论文集（1），科学技术文献出版社重庆分社，142—150页。
- [5] Enos, P., 1977, *Sedimentology.*, 24(1), 133—142.

1) B.R.拉斯特，1982，沉积相模式，地质科技资料选编（七十），地质部情报研究所译。



- [6] Lowe, D.R., 1976, *J. Sedim. Petrol.*, Vol. 46, No. 1, 188—199.
- [7] Fairbridge, R. W., Bourgeois, J., 1978, *Encyclopedia of Earth Sciences Series*, Vol. 6, *The Encyclopedia of Sedimentology*.
- [8] Bull, W.B., 1963, *J. of Geology.*, Vol.71, 243—251.
- [9] Gascoyen, P., 1978, *Encyclopedia of Sedimentology*, 488—493.

## PRELIMINARY STUDY ON TYPES, MACROSCOPIC CHARACTERISTICS AND GENESIS-MECHANISM OF DEBRIS FLOW DEPOSIT

Cui Zhijiu

(Department of Geography, Peking University)

### Abstract

In this paper, such terrigenous clastic deposit, which has a large disparity in grain size with no sorting or a little sorting, and coarse clastic particles scattered in fine filling matrixes, or fine particles filled among interstice of coarse clastics, is defined as diamicton or diamictite. Debris flow deposit is one of the diamictons. Over a long time, it has encountered a lot of difficulties to distinguish the genesis of diamicton at home and abroad.

In debris flow deposits, there are many structural phenomena, indicating the characteristics of debris flow-form. The primary structure which shows the characteristics of laminellar flow, has ring-shaped and bag-shaped flow-line structure, i.e. flat debris directionally arranged along a certain direction of boundary, but the stone-trace structure shows that the bottom of the debris flow body moves with a large amount of debris rolling and sliding along mainflow trace. The upper floating debris is only a small part. After the moving body stopped and under the pressure of overlain debris, a plastic deformation of underlain debris flow occurred, and flat debris is arranged in a certain direction. The depth of deformation is in direct proportion to the weight of overlain debris. It is a kind of secondary structure, which is called load-plastic deformed structure.

In general, there is a distinct boundary between the two debris flow deposits. Therefore, stratifications are well shown in a vertical section of accumulated debris flow deposits. However, the deposit has no sorting, or only a little sorting in the stratification with all kinds of types and features, and they are described as following:

1. The bed of grains suspended and gradually decreased upward. Various thickness from 1 or 2m to more than 10m. Coarse grains are deposited at the bottom of

the stratification, and their grain sizes are decreased upward.

2. The mixed gravel bed. It is one of the basic depositional types. Gravels are scattered in the fine filling matrixes. The thickness is less than 1m to several meters.

3. The bed of washed and mixed with gravel. The upper bed is washed during ordinary water stage, thus fine material is washed away, while the gravel stratification made of coarse material remains. It is noncohesive and porous like sieved deposit stratification. A repeated alternation between the upper bed of washed gravel and the lower bed mixed gravel occurs in a continuous deposit section. It is also one of the basic deposit and bedding types.

4. The thin mud layer mixed with gravel. While the bed described above is formed, the thin mud layer is deposited on floodland, which is from 20 to 30cm in thickness, and forms a composite bedding with the bed of mixed gravel.

5. The primary bed mixed with lens bed. As the modified and mixed gravel lens, it is a once accumulative body, and in a lower frequency of occurrence, therefore, it has the less continuous accumulative body. The thickness of a single layer is from 5 to 10m. The bed presents fan-shaped form on plane, provided it continuously accumulates. For instance the Yangjiaoling fan-shaped land in the Lushan Mountain of Jiangxi Province, and the Tanjianqiao fan-shaped land in the Huangshan Mountain of Anhui Province, some structures of beds are cohesive and the same as the bed mixed with gravel, while some overlapped-tile shaped structures are obviously water-rock flow deposit.

6. The modified bed mixed with lens bed. While the primary bed mixed with lenses accumulated up to river bed and was washed strongly by flow, the fine materials were washed away and only great gravels were remained. It was refilled by sand layer. The gravel layer with decken structure and coarse grain layer is noncohesive.

7. The bottom mud bed mixed with twigs and leaves remnants. It is one of special marks of cohesive debris flow, which is about 10cm thick, and varies with the relief of underlying boundary. It is the production that during the primary stage of debris flow exploring, mild-clay is carried into river bed and covered on it. This kind of deposit is always accompanied with remnants of twigs and leaves. For instance, in the debris flow deposit on the Moximian piedment of the Gonggashan Mountain, Western Sichuan Province, the lower part is carbonized bed in an age of  $7200 \pm 250$  yrs.B.P. while the upper part is the bed with the remnants of twigs and leaves in an age of  $5200 \pm 110$  yrs.B.P., and between the twos is the bed mixed with gravel 20m thick. This bedding sequence has an average depositional rate of 1m per 100 yrs. All kinds of deposits above are mostly produced in cohesive debris flow, however, the regular deposit sequence and alternative bedding are characterized in water-rock flow deposits.

The debris flow deposits are always associated with alluvial and lake deposits, and have more regular sequences, in which the lowest part is mud layer with de-

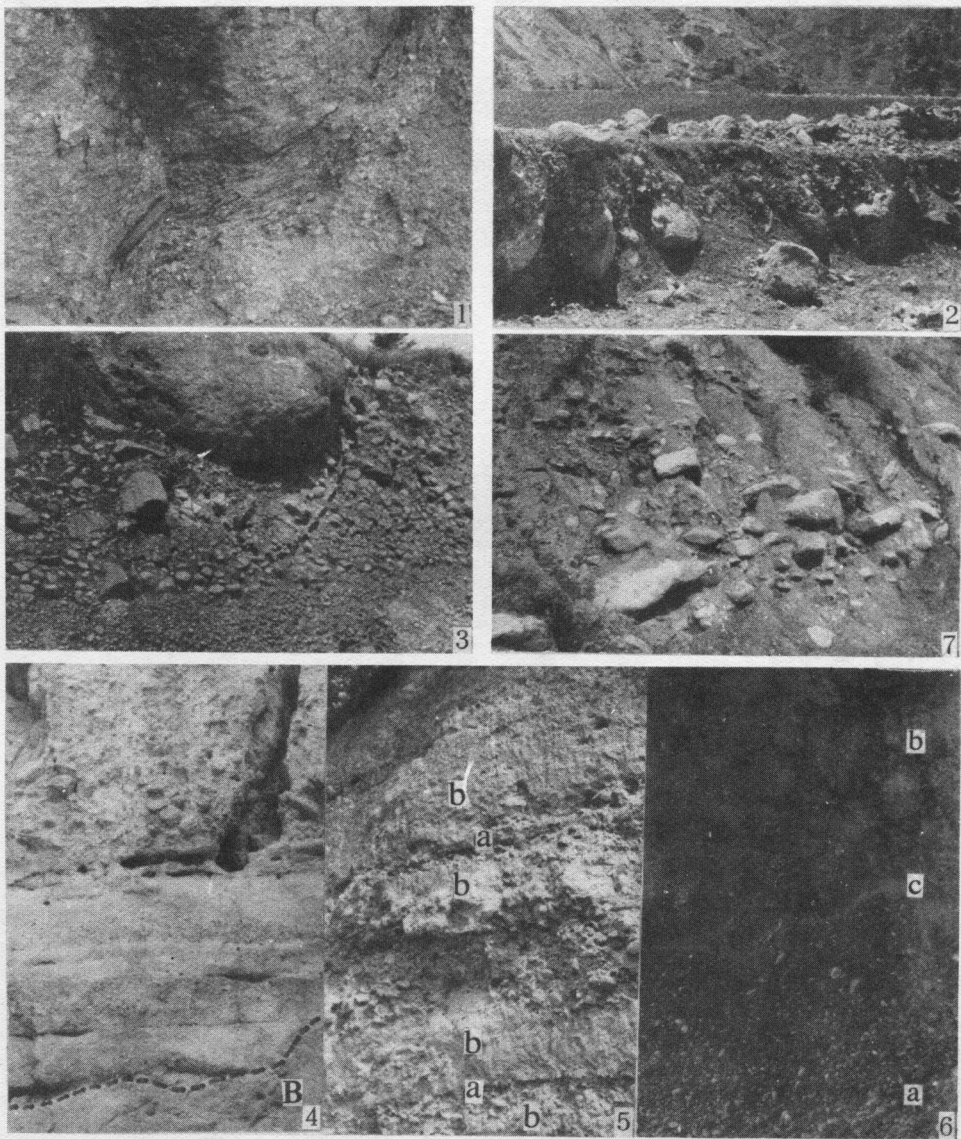
bris-line, flow-line structures; the middle part is the alternation of grains or thin mud layer and mixed gravel beds. Occasionally, the first bed mentioned in this paper can be observed. The load structure can be seen in the mixed bed with gravel on the upper part.

(上接46页)

与会代表一致感谢, 四川石油勘探开发研究院为会议的顺利召开做了大量的准备工作, 感谢西南石油学院地质系为野外生物礁考察所作的充分准备。感谢重庆石油学校等单位在会议其间所提供的设备等方便。

侯方浩

1986.4



1. 流线构造 中更新世泥石流堆积, 陕西眉县石头河。 2. 石线构造 巨石排列成行, 甘肃武都大川坝沟。  
 3. 荷载塑性变形构造 (注意黑虚线之内及箭头所指为受力范围), 泥石流堆积顶部, 四川泸定磨西面。 4. 悬浮  
 递变粒级层 B. 基岩, g 粗粒为下的层, f. 细粒为上的层。甘肃武都宽窗沟。 5. 混杂砾石层组合层  
 (a) 冲刷粒级层; (b) 混杂砾石层。陕西眉县石头河下游东岸。 6. 底泥层 (c) 中部; 混杂砾石层 (b) 上部;  
 冲积砾石层 (a) 下部。武都—岷县公路113公里处。 7. 水石流沉积正粒级层, 陕西太白县城南山麓处。