

# 贵州关岭县大寨崩滑碎屑流运动特征及成因机理探讨

赵国宣,朱要强

(贵州省地质环境监测院,贵州 贵阳 550004)

[摘要]本文在国内学者对大寨崩滑碎屑流成因机理和运动特征研究的基础上,通过大寨崩滑碎屑流的地质环境背景、堆积体分布特征分析,对其运动特征和成因机理进行了探讨。研究认为:地下水水头对崩滑体失稳破坏起着主要作用,变形破坏过程为岩体松弛—软化—动水压力—崩滑,碎屑流表现为能量转化和冲击液化,运动过程可划为“启动加速—惯性力作用减速—加速—减速停滞”四个阶段。

[关键词]崩滑碎屑流;动水压力;冲击液化;运动特征;成因机理

[中图分类号]P642.22,23 [文献标识码]A [文章编号]1000-5943(2015)01-0065-06

## 1 引言

2010年6月28日14时,贵州省关岭县岗乌镇大寨村发生特大型崩滑碎屑流地质灾害,造成大寨村永窝、大寨两个村民组37户42人死亡,57人失踪,形成贵州省地质灾害史上罕见的特大型崩滑碎屑流。

针对大寨崩滑碎屑流地质灾害的成因机理和运动等特点,国内许多学者进行了相关研究。殷跃平<sup>[1]</sup>认为斜坡上陡下缓,上硬下软的地质结构,接触带上形成裂隙地下水的集中排泄带是形成崩滑碎屑流的主要成因,降雨是触发此特大灾害的主要因素,高位崩滑和开阔的沟谷提供了远程的运动条件;刘传正<sup>[2]</sup>认为斜坡岩体受层面和节理均匀切割形成类似于干砌块石结构,破坏形式为结构崩溃式滑坡,崩塌启动主要为强降水形成“水楔”作用,为裂隙注水—悬浮—软化—外推—崩溃;张建江<sup>[3]</sup>、孔纪名<sup>[4]</sup>、张信宝<sup>[5]</sup>对其成因机理进行了相应研究;林峰<sup>[6]</sup>通过数值模拟和大型物理模拟试验对其形成机理进行了深入研究。

贵州省处在岩溶山区,地质环境脆弱,地质灾害隐蔽性突发性强,全省类似的地质环境背景区域较多。基于大寨崩滑碎屑流成因机理独特,水岩耦合作用对斜坡岩体结构的影响。本文以灾害所处地质环境背景、堆积体的分布特征为研究对

象,运用地质过程机制分析和运动学,揭示大寨崩滑碎屑流发生过程和运动特征,对其成因机理进行初步探讨,其成果对同类型地区的防灾减灾具有一定的借鉴意义。

### 1.1 自然地理

关岭地区气候属亚热带湿润季风气候,雨量充沛,降雨时空分配不均。多年年降雨量1 205~1 656 mm,每年4-9月降雨量占全年的83.7%,是全省主要降水中心之一。大寨崩滑碎屑流区位于珠江流域北盘江左岸大寨沟近沟源,为雨源性溪沟,自东向西迳流汇入北盘江。在永窝村北侧沟谷深切坡脚并呈“S型”,崩滑源区正位于“S型”沟谷中部凹岸斜坡之上。

### 1.2 地形地貌

大寨崩滑碎屑流区域总体地势南高北低,地形起伏较大,为溶蚀—侵蚀地貌。地形上可划分为三级平台二级斜坡。一级平台为海拔1 600 m以上的岩溶高原面;海拔1 000~1 600 m为陡斜坡,原始地形坡度35°左右,崩滑源区分布于海拔1 060~1 185 m之间,地形呈不对称“鼻状”切割的纵向冲沟;二级平台海拔950~1 000 m的永窝村;沟谷向西松林山丘至大寨村海拔850~950 m为坡度约20°斜坡,沟谷呈槽状,与二级平台呈漏斗状相连;三级平台为海拔800~850 m的大寨

[收稿日期]2014-11-15

[作者简介]赵国宣(1963-),男,贵州省德江县人,高级工程师,长期从事地质灾害防治。

村及沟口,沟谷陡变宽缓。

### 1.3 地层构造

区域上位于永宁复背斜北西段,岩层单斜产出,反倾坡内,岩层倾角 28°~40°之间变化。倾向 NW 的陡倾节理裂隙密集发育,部分裂隙张开度达 1.2 cm,偶见方解石充填。岩体受节理裂隙和岩层层面切割呈碎裂结构(见图 1)。

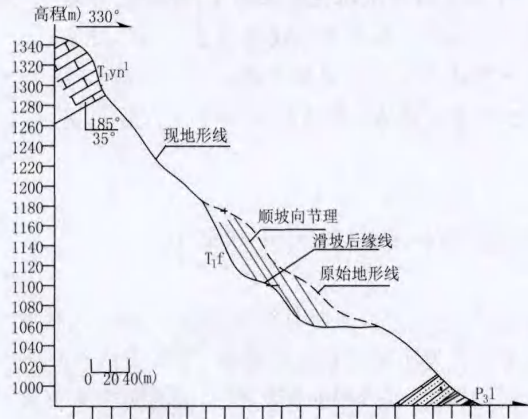


图 1 滑源区工程地质剖面图

Fig. 1 The profile of engineering geology in slump area

1—三叠系下统永宁组一段;2—三叠系下统飞仙关组;3—二叠系上统龙潭组;4—灰岩;5—砂泥岩;6—煤系地层;7—粉砂岩;8—岩层产状

崩滑源区分布三叠系飞仙关组(T<sub>1</sub>f)紫红、灰绿色钙质粉砂岩页岩夹薄层灰岩,性脆,易崩解,沿裂隙面化学风化较为强烈;斜坡上部为永宁组(T<sub>1</sub>yn)灰岩、泥灰岩,岩溶发育;下部和大寨沟谷展布二叠系龙潭组(P<sub>3</sub>l)砂泥岩夹煤系,遇水易软化;残坡积层(Q<sup>el+al</sup>)砂质粉土分布于斜坡中下部和沟谷中,结构松散,孔隙率大,饱和度高,在地形相对平缓地区该松散层厚度大。崩滑源后壁展布的NW向陡倾节理面中分布呈层状充填杂色“似层状角砾岩”,固体颗粒以泥页岩及白云岩为主,多呈次棱角状和次圆状,粒径变化较大,大者可达2 cm以上,无分选性,充填物以泥质为主,含量占体积40%以上,半固结状。机械性能弱,用锤轻击易散,可用手搬断(见图2)。

### 1.4 水文地质与岩溶

区内地下水主要赋存于斜坡顶部永宁镇组(T<sub>1</sub>yn)灰岩与白云岩中,岩层中溶蚀管道发育,含岩溶裂隙水。地下水的补给来源主要为大气降水,在含水层中沿岩溶管道或溶蚀裂隙集中运移,多在碳酸盐岩与碎屑岩接触带以岩泉的形式排泄,一部分以渗透形式补给下伏碎屑岩裂隙水。地下水动态变化大,受大气降水控制显著。



图 2 滑坡后缘裂隙充填物

Fig. 2 Filling in fissure of back landslide

基岩裂隙水赋存于崩滑源所在斜坡飞仙关组(T<sub>1</sub>f)和龙潭组(P<sub>3</sub>l)泥页岩与砂岩风化裂隙和节理裂隙中,主要接受上覆岩溶水下渗和坡面大气降水补给。因砂页岩部分钙质胶结,溶孔溶隙较为发育,形成裂隙地下水集中渗流排泄,在崩滑源区左侧发育一泉水,为永窝组村民集中饮用水源。松散岩类孔隙水赋存于残坡积物和老崩滑体松散堆积体中,主要接受大气降水和泉水补给,地下水位浅,基覆界面一般处于饱水状态,在二、三级平台水田区域土体处于饱水状态,地形突变处常有

季节性泉点出露,地下水动态变化大。

## 2 崩滑碎屑流基本特征

### 2.1 崩滑源特征

崩滑源处于飞仙关组(T<sub>1</sub>f)粉砂岩及泥页岩中,大寨沟源“S型”南侧沟谷斜坡近中部,高程1060~1185 m,高差125 m,体积约50×10<sup>4</sup> m<sup>3</sup>。平面上崩滑后缘为凹型的不规则形,纵向呈“L”

型,前缘为不规则的向 NW 缓倾的平台,宽约 200 m,纵深 15~50 m(见图 3)。

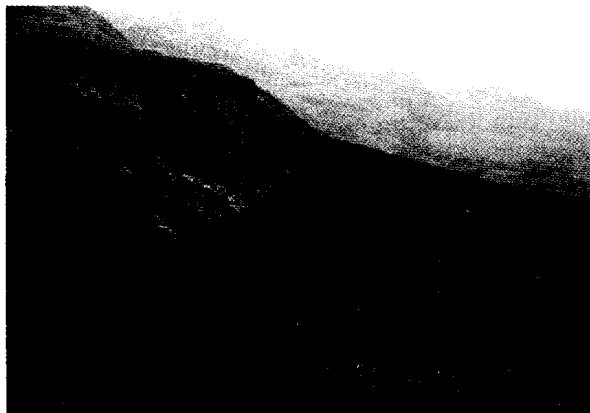


图 3 滑源区特征

Fig. 3 Features of slump area

## 2.2 堆积特征

根据堆积体结构、形态和颗粒特征大致可划为永窝碎块石堆积区、松林山丘碎屑堆积区、洒散堆积区和大寨泥石流堆积区。

### 2.2.1 永窝碎块石堆积区

分布 930~1 060 m 高程范围,平面呈梯形,于小松林收束与松林碎屑堆积区相接,崩滑源前缘至永窝村为近 30° 斜坡,二级平台永窝村一带相对平缓,纵向为折线型,高差 90 m。以块石为主,最大块径达 2 m,斜坡区和堆积区 SW 部块石粒径较大,NE 部永窝村寨处粒径相对较小。颗粒多呈架空状。堆积区 NE 侧永窝村铲刮深度达 30 m,堆积区 SW 侧近中部形成弧状、深度达 35 m 的“犁槽”。

### 2.2.2 松林山丘碎屑槽状堆积区

分布于二、三级平台之间斜坡上,高程 850~930 m,平面呈相对下凹的槽状,以碎石为主,最大粒径 200 mm,颗粒间充填少量细颗粒和砂土,堆积体体积相对较少,沿槽谷中部靠 SW 形成深度达 16 m 的“犁槽”。

### 2.2.3 松林山丘洒落堆积区

分布于小松林碎屑槽状堆积区 NE 侧斜坡之上,以碎块石为主,含少量的细粒物质,颗粒粒径复杂,厚度变化较大,在堆积区下部堆积形成地形突变变陡,厚度较大。

### 2.2.4 大寨泥石流堆积区

分布于 750~850 高程三级平台,平面上从松林碎屑堆积区下游向大寨村呈放射扇状,于大寨村下游向沟口收缩变窄。以含碎石粉质粘土为

主,从上游至沟口碎石含量递减,于 SW 侧形成深度 9 m 的“犁槽”,向沟口方向逐步变浅。

## 3 成因机理分析

大寨崩滑碎屑流是特殊的岩体结构和水动力作用的结果,强降雨是其失稳的触发因素。变形破坏过程为岩体松弛-软化-动水压力-崩滑,表现为右侧高位平推式滑坡、左侧“溃决式崩塌”<sup>[2]</sup>的复合型破坏模式,远程碎屑流则表现为能量转化和冲击液化过程。

### 3.1 斜坡岩体结构

大寨崩滑源位于大寨沟“S 型”沟源凹岸斜坡近中部,为上陡下缓“靴状地形”。岩体受岩层层面与节理裂隙切割形成似无粘结块体离散式结构。坡体岩体卸荷作用较强,浅表层结构面张开度较好,部分充填次生的泥屑。粉砂质泥页岩易软化、易崩解的特性,造成岩体结构强度损伤,岩体结构强度低。滑坡后壁“似层状角砾岩”说明 NE 走向的陡倾裂隙控制崩滑源后壁的形成(事前山体开裂的说法)。久旱造成岩体失水收缩,增大节理裂隙结构面张开度,结构面粘结性降低,岩体渗透性加大。

### 3.2 水化损伤(软化)

地下水沿岩体裂隙和岩石孔隙渗透过程中,水溶解岩石中所含可溶性成分。一方面地下水在渗流过程中沿岩石孔隙和岩体节理面携走部分固体颗粒物质,同时与其发生交换和化学反应,表现为裂隙面的风化晕、节理面张开度增大、溶孔溶隙发育和岩石软化,渗流水中溶解的可溶碳酸盐物质以方解石晶体充填节理面;另一方面地下水沿节理面渗透形成楔劈力,在尖端产生应力集中使节理损伤破坏,造成节理面进一步扩展,岩体(石)力学强度降低。

### 3.3 动水压力

斜坡岩体渗流包含岩体侧向入渗和坡面入渗,侧向入渗受岩体结构面特征、管道和溶蚀裂隙、渗流场控制;坡面入渗除降水量、降水强度和持续时间外,还受坡面表层和岩体渗透性、坡面坡度、植被等等有关。当渗入速度大于补给速度时(如降雨等),坡面形成无压渗流,当渗入速度小于补给速度

时,部分转化为地表径流并形成有压渗流。

坡顶岩溶分布区地下水除通过岩溶管道(裂隙)与飞仙关组(T<sub>1</sub>f)碎屑岩接触带集中排泄形式外,岩溶水沿节理裂隙入渗下伏碎屑岩形成裂隙水,部分沿较大的贯通性裂隙形成集中流。6月28日前因长时间持续降雨在坡体岩体中地下水形成有压渗流场,沿崩滑源后壁倾向NW的陡倾节理面形成持续性动水压力,岩体积累巨大的弹性应变能,同时追踪结构面产生“水楔作用”,形成浮托力降低岩体有效应力。6月28日凌晨至14时连续降雨达246mm,坡体内地下水机械能骤增,在崩滑源区处形成约500m的高位位置水头(Z),岩体内地下水渗透压力增大,贯通性裂隙集中排泄点处产生速度水头(u<sup>2</sup>/2g),其地下水机械能作用于崩滑体后缘倾向NW的陡倾节理面,推动右侧滑坡岩体,跟踪底部缓倾结构面剪出,岩体在变形过程中聚集的巨大应变能瞬时释放,形成高位剪出的高速推移式滑坡,同时瞬时扯拉左侧岩体,巨大的动水压力因侧向约束解除,渗透速度骤增形成强大的渗透力,岩体节理裂隙中地下水未及时消散仍保持有部分的浮托力,左侧岩体在扯拉牵引力、动水压力推挤、渗透力和侧向约束解除的共同作用下,岩体产生剪胀变形微有向左偏转的溃决式崩塌。这较为合理地解释右侧滑坡前缘宽缓平台形成的成因,以及崩滑碎屑流发生于持续降雨和28日强降雨条件下的原因。

### 3.4 撞击与瞬时液化

崩滑源距永窝二级平台高差近90m。永窝

村、大寨村等沟谷分布的松散堆积体在长时间持续降水入渗使得土体及强风化岩层处于饱水状态,孔隙水压力升高,岩土体力学强度降低。崩滑岩体失稳后的高位势能转化为动能,同时岩体变形过程中获得的巨大应变能以及剪切破坏岩体强度的峰残差转化为动能,强大的冲击力猛烈撞击松散堆积物产生巨大的冲击振动,土颗粒间孔隙水压力骤增形成超高孔隙水压力,土体结构破坏并液化,使松散堆积体冲击液化。

## 4 运动特征分析

碎屑流运动过程是一个复杂的不确定运动形式,受地形、岩块形状和强度、碰撞和摩擦等诸多因素影响制约,运动过程分析和运动速度估算十分困难。大寨崩滑碎屑流的运动过程是岩体破碎解体碎屑化,快速运动中冲击、铲刮和沿途裹挟松散岩体及堆积物,使之混合为一复合体的过程(见图4)。

### 4.1 运动路径

大寨崩滑体启动运动方向总体为N30°W,右侧滑坡体撞击二级平台的永窝组后受松林山丘阻挡,转向近W向呈弧形运动,左侧崩塌体沿大寨沟谷向NW方向运动,并于松林山丘处与滑坡体汇合沿沟谷N60°W方向撞击三级平台的大寨组后呈辐射状运动,受大寨村坡形阻挡偏转近W方向从沟口流出(见图4)。



图4 大寨碎屑流运动特征

Fig. 4 Motion features of Dazai debris flood

## 4.2 运动特征

### 4.2.1 撞击与刨蚀(犁槽)特征

右侧滑坡体从高程 1 060 m 滑出后撞击高程 950 m 永窝村 SW 部村寨, 巨大的撞击力形成深约 30 m, 宽近 100 m 的凹槽, 向 N30°W 方向运动, 受松林山丘约束向 W 偏转的弧状颗粒流运动, 而撞击凹槽的形成说明右侧滑坡有临空飞行特征。左侧崩塌失稳后基本上沿原坡面向前运动, 在坡脚沟谷部位发生撞击, 形成深约 10 m 的“U”型凹槽, 向 NW 向运动。右侧滑坡和左侧崩塌体碎屑流于松林山丘处汇合向 W 运动。

### 4.2.2 铲刮特征

崩滑体获得的巨大冲击力撞击饱水状的松散堆积体和强风化泥页岩并使之解体, 与崩滑体物质混合, 形成的碎屑流在运动过程中侧向铲刮松林山丘南侧坡面, 这与在坡面可见撞击形成的放射性裂隙和岩体密集碎裂等特征相吻合。同时在永窝至大寨村之间的似管状“急流槽”侧向铲刮现象极为明显。

### 4.2.3 侧压堤特征

崩滑体碎屑流在运动过程中受边界条件约束, 碎屑流中线向边界受摩阻力影响的程度不同, 产生差异性运动, 碎屑流两侧运动速度减慢并逐渐停积。同时因运动速度差在碎屑流体中产生剪切应力, 从而向两侧形成侧向压力, 形成多处碎屑流边缘堆积高度明显高于中部堆积体特征(见图 5)。



图 5 右侧侧压堤形态特征

Fig. 5 The right lateral levee morphology

右侧滑坡碎屑流在松林山丘受阻转向近 W 方向运动, 并与其左侧崩塌碎屑流相汇向 W 运动, 交汇处上游受两股碎屑流侧向挤压作用, 形成长轴 N30°W 向的压力脊, 类似于“江心洲”形态。

### 4.2.4 洒落特征

仅见于松林山丘坡面以北区域。主要受左侧崩塌碎屑流运动过程中的惯性力作用形成的。在其他区域未见分散碎块石分布和泥溅现象, 说明大寨崩滑碎屑流在运动过程中受地形约束呈碎屑流运动。

## 4.3 运动速度初步分析

国际上较为通行的估算滑坡运动速度和滑移距离的计算公式 (Scheidegger, A. E., 1973) 是:  $V = \sqrt{2g(H-f \times L)}$ 。国内学者潘家铮建立了滑坡速度计算公式, 胡广韬建立了剧动式滑坡多级冲程估算。黄润秋<sup>[7]</sup>通过滚石在平台上运动试验, 提出了固体颗粒间运动滚动摩擦系数值在 0.19 ~ 1.05 之间。大寨崩滑碎屑流是具有高位势能的崩滑体在运动过程中固体颗粒解体释放能量, 并与松散堆积体和风化泥页岩混合的一个复合体。有着碎屑流的“流体”特征, 同时又具有固体颗粒解体、碰撞、摩擦和能量传递的特征。在运动过程中碎屑流与边界约束、固体颗粒之间、固体颗粒与松散堆积物以及粒间水(或空气)之间发生着复杂的力学效应, 难以估算其运动速度。但从碎屑流堆积特征和其形成机理可将大寨崩滑碎屑流运动划分为四个阶段。

### 4.3.1 启动加速阶段

大寨崩滑岩体受力变形而聚积弹性应变能, 岩体中聚积的弹性应变能在崩滑体破坏时侧向约束解除而瞬时释放转化为动能, 在惯性力作用下崩滑体获得初始速度, 同时高位势能转化为动能, 失稳的崩滑岩体快速运动。胡广韬<sup>[8]</sup>建立的剧动式滑坡速度估算公式较适应本崩滑碎屑流的速度估算:

$$V = \sqrt{V_0^2 + 2gh(1 - f_1 \operatorname{ctg} \alpha)}$$

式中:  $V$ —滑体任一瞬间速度 (m/s);  $V_0$ —启动弹冲速度 (m/s);  $h$ —滑体下滑铅直高度 (m);  $f_1$ —滚动摩擦系数;  $\alpha$ : 滑动面倾角;  $g$ : 重力加速度 (m/s<sup>2</sup>)。

### 4.3.2 惯性力作用减速阶段

崩滑体猛烈冲击永窝村松散堆积体和风化泥页岩产生冲击液化, 崩滑岩体解体并与其混和, 岩土水碎屑流摩擦力降低, 部分岩石颗粒产生跳跃运动, 碎屑流在惯性力作用下呈“流体状”继续向前运动, 但碎屑流底部受边界摩阻力约束, 碎屑流

克服摩擦阻力而产生减速运动。

### 4.3.3 加速阶段

崩滑碎屑流于松林山丘处流通断面由宽缓渐变窄,在永窝二级平台与大寨三级平台间松林斜坡一带形成似“急流槽”。因流通断面减小碎屑流获得一速度增量  $\Delta V_1$ ,松林山丘至三级平台大寨村高差(80 m)提供了较大的势能,碎屑流获得速度增量  $\Delta V_2$ 。在速度增量作用下碎屑流克服摩擦阻力呈加速运动状态。“急流槽”在平面上碎屑流堆积体微有相对下凹的现象说明上游碎屑流物质基本流通过“急流槽”而堆积于三级平台大寨村一带。

### 4.3.4 减速停滞阶段

崩滑体在“急流槽”出口陡变宽缓,碎屑流呈辐射状冲击大寨三级平台饱水状态的松散堆积体,形成超孔隙水压力而产生瞬时液化,在惯性力作用下继续向前运动,碎屑流受摩擦阻力作用和运动过程中碎屑流体的能量消耗而减速。并逐渐停滞,而前缘呈泥流的物质仍保持一定的速度流出沟口。

## 5 结论

(1)大寨崩滑碎屑流是特殊的岩体结构和水动力作用的结果,强降雨是其失稳的触发因素。变形破坏过程为岩体松弛-软化-动水压力-崩滑,表现为右侧高位滑坡、左侧“溃决式崩塌”的复合型模式,远程碎屑流则表现为动能能量转化和冲击液化过程。

(2)崩滑体后缘倾向 NW 的陡倾节理面“层

状角砾岩”,固体颗粒以泥页岩及白云岩为主,泥质充填,颗粒多呈次棱角状和次圆状,粒径变化较大,是控制崩滑体形成的主要结构面。

(3)大寨崩滑碎屑流是具有高位势能的崩滑体,有着碎屑流的“流体”特征,同时又具有固体颗粒解体、碰撞、摩擦和能量传递的特征。碎屑流运动划分为启动加速-惯性力作用减速-加速阶段-减速停滞四个阶段。

(4)地下水的位置水头(z)和速度水头( $u^2/2g$ )对崩滑体失稳破坏起着主要作用。

### [参考文献]

- [1] 殷跃平,朱继良,杨胜元. 贵州关岭大寨高速远程滑坡-碎屑流研究[J]. 工程地质学报,2010. 4, 18:445-454.
- [2] 刘传正. 贵州关岭大寨崩滑碎屑流灾害初步研究[J]. 工程地质学报,2010. 5, 18:623-630.
- [3] 张建江,杨胜元,王瑞. 关岭“6·28”特大地质灾害的启示[J]. 中国地质灾害与防治学报,2010,(02).
- [4] 孔纪名,田述军,阿发友,崔云,倪振强. 贵州关岭“6·28”特大滑坡特征和成因[J]. 山地学报,2010,(06).
- [5] 张信宝. 关于《贵州关岭“6·28”特大滑坡特征和成因》一文的商榷[J]. 山地学报,2011,(02).
- [6] 林峰,等. 关岭县岗乌镇大寨滑坡形成机理研究[R]. 成都理工大学,2013.
- [7] 黄润秋. 滚石在平台上的运动特征分析[J]. 地球科学进展,2008,23(5).
- [8] 胡广韬,等. 《论基岩滑坡的启程弹冲与行程高速》[J]. 灾害学,1992,(03).
- [9] 张明,殷跃平,等. 高速远程滑坡-碎屑流运动机理研究发展现状与展望[J]. 工程地质学报,2010. 6, 18:805-817.
- [10] 永窝、大寨特大型滑坡-碎屑流地质灾害勘查报告[R]. 贵州省地质环境监测院,2011.

## Discussion of Motion Features and Genesis Mechanism of Dazai Slump Debris Flood in Guanling, Guizhou

ZHAO Guo-xuan, ZHU Yao-qiang

(Guizhou Institute of Geo-environment Monitoring, Guiyang 550004, Guizhou, China)

[Abstract] On the basis of the domestic study of Dazai slump debris flood motion feature and genesis mechanism, by analysis the geo-environmental background and accumulation distribution features, its motion feature and genesis mechanism are discussed. It's thought the groundwater head is the main reason which cause the slump body unstable, the process is relaxation-softening-hydrodynamic pressure-s slump, the debris flood assumes energy conversion and shork liquefaction, the motion process can be divided into 4 phases: start and speed up-speed down by inertial force-speed up-speed up and stand still.

[Key words] slump debris flood; Hydrodynamic pressure; Shork liquefaction; Motion feature; Genesis mechanism