

头寨滑坡的工程地质特征及其发生机制

徐则民¹⁾, 黄润秋²⁾, 唐正光¹⁾

1) 昆明理工大学土木系, 昆明, 650224; 2) 成都理工大学工程地质研究所, 成都, 610059

内容提要:头寨滑坡方量约 $900 \times 10^4 \text{ m}^3$, 其中 $400 \times 10^4 \text{ m}^3$ 滑离源区; 后缘到堆积体前缘的斜长、水平投影及高差分别为 3423 m、3330 m 和 763 m, 平均坡降 13° 。堆积体主要由玄武岩碎屑和粘土矿物组成, 级配不连续, 无分选, 空间变化不显著。1.5~5 m 的巨块石、20 cm 以下的碎块石—粉砂粒和以粘土矿物为主的层状硅酸盐分别占堆积物的 10%、81% 和 9%。滑床基岩为无斑玄武岩, 滑床纵断面从上向下由倾角分别为 48° 、 38° 和 15° 的三段组成, 第一段为主滑带。该滑坡是介于典型岩滑和典型土滑之间的风化玄武岩滑坡, 是岩体长期演化的结果。以杏仁状玄武岩薄层为基础发育的破劈理化层间错动带是主滑带雏形, 而以侧向卸荷为基础的物理—化学耦合风化最终使其转变为松散的易滑介质。褶皱运动产生的构造裂隙与柱状节理的叠加使滑体玄武岩呈现碎裂—镶嵌结构, 而沿结构面发生的化学风化形成的腐岩壳使岩体进一步转变为“石夹土”结构, 加剧了坡体的时效变形。坡体滑出源区碰撞解体后, 来自腐岩壳、具有润滑和密封功效的以粘土矿物为主的细粒组分弥漫于核心石之间, 不仅使土石集合体呈现流体特性, 而且还使其在进入地效区后能够暂时封闭其下方空气, 实现其在气垫上的远程滑移。风化过程及其产物对滑坡的发生及滑体的高速远程滑移均起到了关键性的控制作用。

关键词:头寨滑坡; 玄武岩; 岩体演化; 化学风化

1991年9月23日18时10分, 云南省昭通市东北约30 km的盘河乡头寨沟村发生远程山体滑坡, 造成216人死亡, 成为我国上世纪90年代以来最为惨重的重大滑坡灾害事件。头寨滑坡滑源区位于头寨沟沟头部位一个被称为百草坪的平顶斜坡。受到巨大高差和沟谷地貌的协同控制, 从斜坡中部2300 m标高剪出的失稳坡体在俯冲过程中不断与谷坡峭壁高速碰撞, 逐渐转变为空地一体、顺沟而下的高速土石流, 末端停积于标高1820 m的盘河河漫滩上, 将头寨沟沟谷及沟口的村舍全部掩埋。灾害发生后, 当地政府在1900 m标高位置统一兴建了新的头寨村, 并在堆积扇前缘修建了的石砌堤坝, 以防滑坡堆积阻塞河道, 而河漫滩上的堆积扇则被开垦为土豆田(图版 I-1)。

头寨滑坡发生于二叠系峨眉山玄武岩($P_3\beta$)中, 而1965年11月22日发生于云南禄劝县普福乡、造成444人死亡的烂泥沟滑坡—碎屑流灾害的母岩也是该套岩石。广泛分布于云南、贵州和四川三省的峨眉山玄武岩覆盖面积 $30 \times 10^4 \text{ km}^2$, 露头面积达 37538 km^2 (沈军辉等, 2001; 肖龙等, 2003), 除以高

陡斜坡等天然地貌单元出现外, 还经常成为大型工程的工程边坡, 如雅砻江官地及金沙江溪洛渡等大型水电站的库岸边坡, 因此, 对峨眉山玄武岩滑坡的发生机理进行深入研究是重要的。头寨滑坡发生后, 陈自生等(1991)及唐川(1991)以灾后考察报告的方式报道了滑坡的发生过程及运动特征。此后, 谭继中(1993)、邢爱国(2002)及赵晓彦等(2003)还探讨过该滑坡远程、高速滑移的动力学机理。

鉴于此前相关研究对滑坡几何参数及工程地质特征等基础信息的报道不甚准确, 有些理论研究甚至偏离了滑坡原形特征, 同时考虑到该滑坡的灾害性、典型性(并非降雨或人工诱发)和复杂性(既非典型岩滑, 也非典型土滑), 笔者等通过现场调查、测绘、地下动态观测及室内分析测试等方法, 研究了头寨滑坡的工程地质特征并初步探讨了其发生机制。

1 头寨滑坡的工程地质特征

头寨滑坡位于峨眉山玄武岩分布区(张云湘等, 1988)东部, 北东 30° 展布的盘河向斜西翼。滑坡附近出露的岩性有 $P_3\beta$; 上二叠统宣威组(P_3x)砾岩、

注: 本文为国家自然科学基金(编号 40572159)、教育部高等学校博士点基金(20060674009)及云南省自然科学基金(2005D0016M)资助项目的成果。

收稿日期: 2007-03-14; 改回日期: 2007-05-16; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 徐则民, 男, 1963年生。博士, 现为昆明理工大学土木系教授、博士生导师。目前主要从事斜坡水岩化学作用方面的研究。通讯地址: 650224, 昆明白龙寺, 昆明理工大学土木系; 电话: 0871-5180660; Email: zeminxu@vip.km169.net。

砂岩、页岩夹煤线；下三叠统飞仙关组(T_1f)砂岩、粉砂岩夹泥岩；下三叠统永宁镇组(T_1y)灰岩、泥灰岩、砂泥岩；中三叠统关岭组(T_2g)泥灰岩、灰岩、砂岩；上三叠统须家河组(T_3x)砂岩、页岩夹薄煤层及第四系冲积物(Q)。滑坡及堆积体范围内出露的主

要是 T_1f 、 P_3x 、 $P_3\beta$ 和 Q，失稳的是 $P_3\beta$ 无斑玄武岩(图1)。

以前报道中所估计的头寨滑坡方量多数为 $1800 \times 10^4 \text{ m}^3$ ，也有学者认为是 $2300 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。本文采用经纬仪现场测定的滑坡几何参数为：滑床平

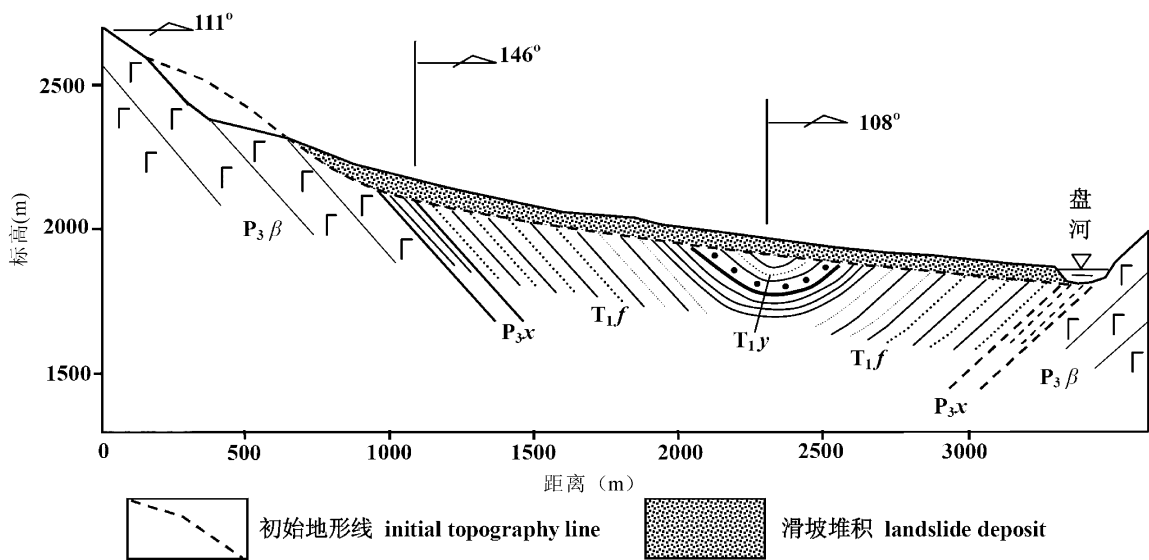
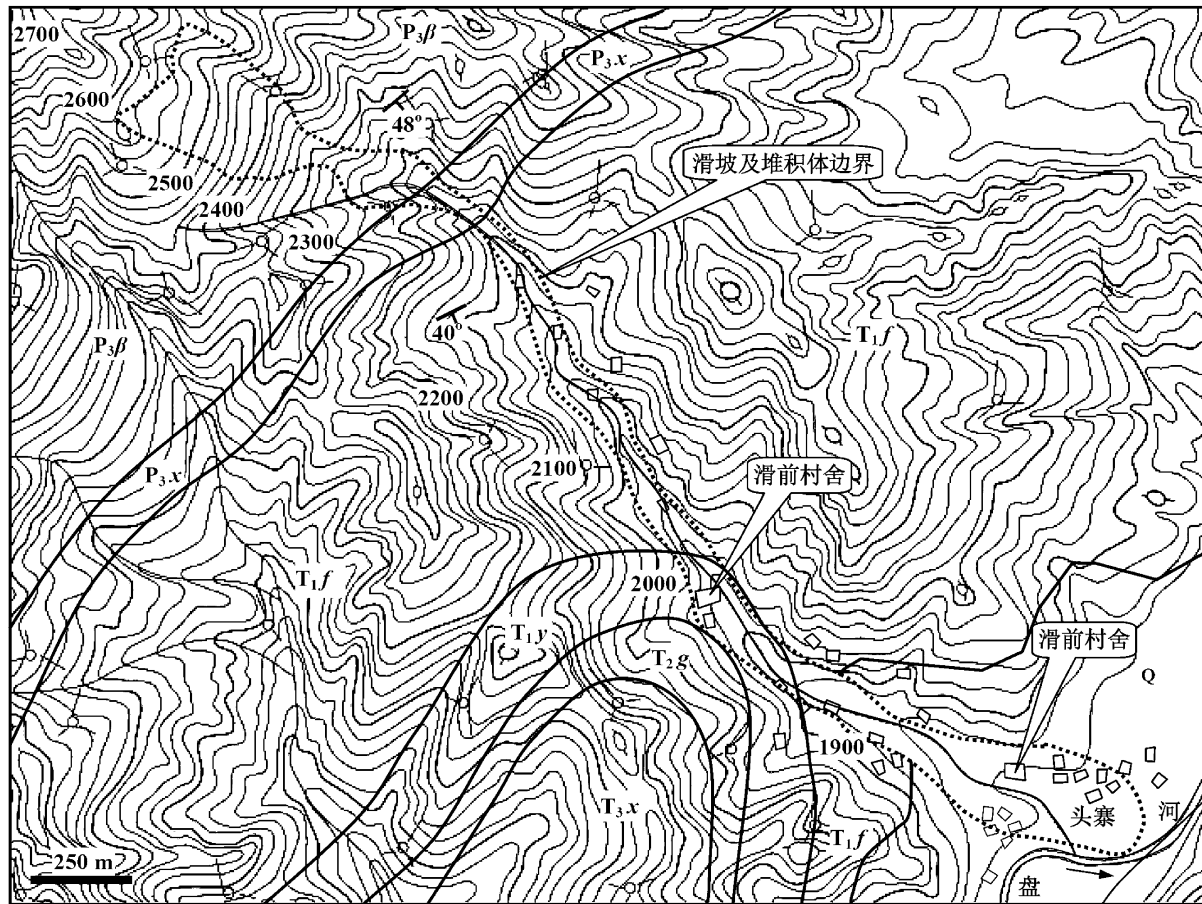


图1 滑坡工程地质平面及纵剖面图

Fig. 1 Engineering geological map and section for the landslide

面投影呈梯形,后缘、前缘宽度分别为 325 和 260 m、滑动方向长 300 m;滑体呈长、宽、厚分别为 300、300 和 100 m 的板状,方量 $900 \times 10^4 \text{ m}^3$ (其中约 $500 \times 10^4 \text{ m}^3$ 残留于滑床及剪出口附近);滑坡后缘到前缘最远端的斜长和水平投影长度分别为 3423 和 3330 m。

滑坡堆积体平面分布受到头寨沟的严格控制,从上向下可分为走向分别为 111° 、 146° 和 108° 的三段;滑前、滑后相同位置的标高对比表明,堆积体平均厚度约为 10 m,最窄处宽度 60 m、前缘最宽处 230 m,平均宽度 130 m。除少量分布于支沟沟口及支沟分水岭外(上游),滑坡堆积物主要分布于头寨沟沟谷中。堆积体表面总体平顺,上部平均纵坡度 14° 、中一下部平均 4.4° (图 1)。旱季时沟谷无地表水流,但雨季会有水流通过,并在堆积体上形成许多不规则的冲沟,沟壁剖面为了解滑坡堆积的物质组成提供了良好条件。

粒度组成简单,级配不连续是头寨滑坡堆积物的突出特征。堆积物由 1.5~5 m 的巨块石和 20 cm 以下的碎块石-粘土混合物组成(图版 I-2 a),两者所占比例分别约为 10% 和 90%;前者多以孤立状态被“包裹”于后者中,形成大尺度杂基支撑结构。除表面有褐黑色铁锰染之外,巨块石内部新鲜坚硬,具有柱状节理迹象,但不显著。土黄色碎块石-粘土混合物剖面呈“土夹石”结构,表面粗糙,棱角状块石突出,而被地下水(渗入水)淋滤、潜蚀后,只在原地残留直径 5~20 cm、“分选”良好的玄武岩块石堆积,形成类似戈壁滩的地貌景观(图版 I-2 b)。目前,此类景观已经占到头寨沟沟谷面积的 20% 左

右。对 2 个样品进行筛分试验的结果表明,碎块石-粘土混合物的粒度组成很不连续,主要由 2 mm 以上的砾石+块石和 0.075 mm 以下的粉粒+粘粒组成,2~0.075 mm 之间的砂粒组含量很低,级配曲线存在显著陡坎(图 2),不均匀系数(C_u)均大于 330,堆积物组成极不均匀,这也正是其易被潜蚀,形成碎块石戈壁的重要原因。

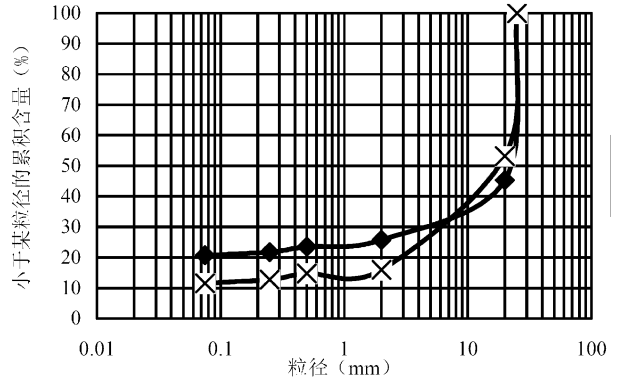


图 2 粒径小于 20 cm 的滑坡堆积物的级配曲线
Fig. 2 Gradation curves of the landslide deposit in which grain diameters are less than 20 cm

对筛分试验获得的 0.5 mm 以下的部分进行 X 射线衍射分析(XRD)的结果表明(图 3),这些细粒组分主要由蒙皂石、叶蜡石-镍滑石、斜长石和部分次生石英组成。综合筛分试验结果,滑坡堆积物中蒙皂石等层状硅酸盐所占比例约为 9%。滑坡堆积物纵剖面上,从剪出口到滑坡堆积扇前缘不同空间位置的物质组成基本一致,仅中、下游的巨块石含量要略多于上游。头寨滑坡滑源区的近一半空间被主

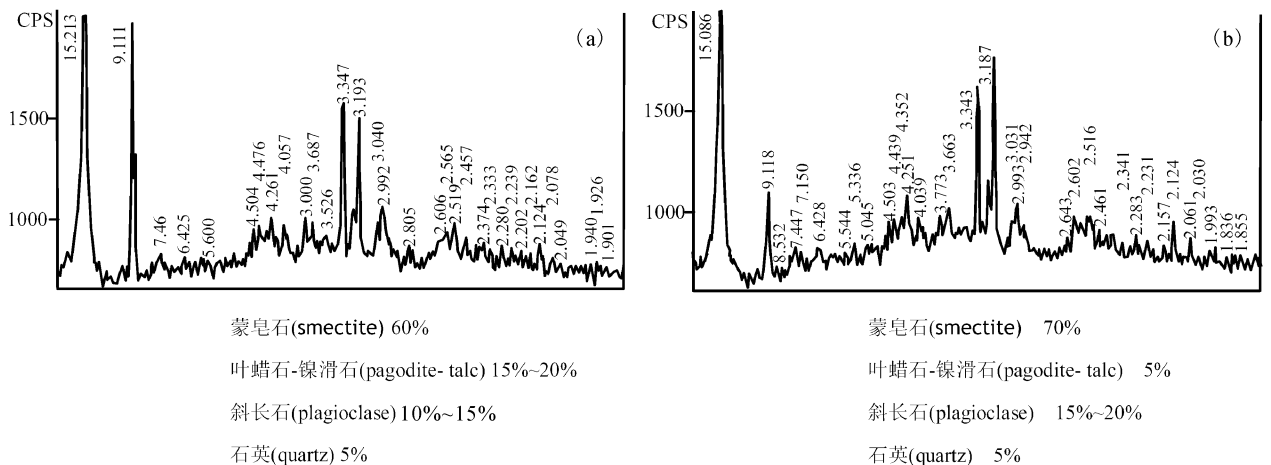


图 3 滑坡堆积物细粒组分的 X 射线衍射图谱

Fig. 3 X-ray diffraction patterns of fine particle jumbles from the landslide deposits

滑坡发生后形成的侧壁次级滑坡所占据,裸露滑床的纵断面从上向下由倾角分别为 48° 、 38° 和 15° 的三段组成(图4)。

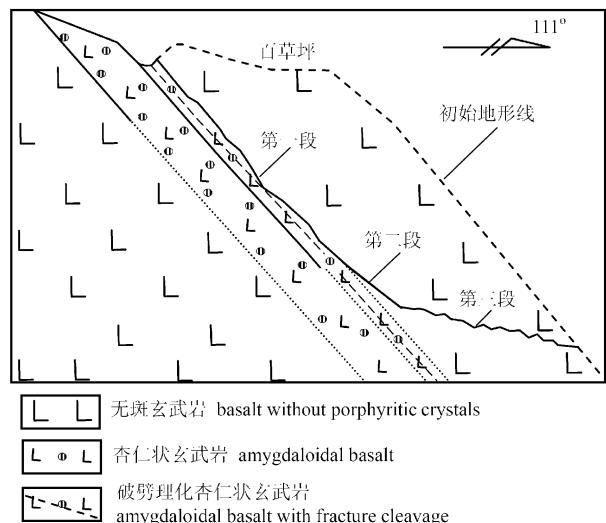


图4 滑床概念化纵剖面

Fig. 4 The conceptual section map for the sliding zones

第一段为主滑带,宏观平整,与玄武岩层面产状一致,由真厚度约为1 m的土黄色强风化杏仁状玄武岩组成。滑带玄武岩具有斑状结构,斑晶为褐色杏仁体,由铁染白云母或铁染白云母与微晶石英组成,直径0.5~5 mm,占岩石总体积的30%以上,部分杏仁体甚至彼此接触,玄武质基质由70%的微晶斜长石和30%的玻璃质组成。主滑带发育有密集的破裂理,微裂隙厚度1~2 mm(图版I-3),破裂理方向平行层面(滑带)。这些微裂隙主要在脆性基质中延伸,当遇到柔性杏仁体时,绕行迹象显著。除破裂理外,主滑带中还见有杏仁状玄武岩构成的不规则透镜体,其长、短轴分别介于15~20 cm和10~15 cm之间,长轴与滑面近于平行。由于破裂理发育,加之风化强烈,主滑带玄武岩结构疏松,轻微扰动便可解体为粒度5~10 mm的颗粒集合体。滑坡发生时,主滑带中部偏左侧(面向滑动方向)的部位就发育有一宽约1.5 m,深约1 m、侧壁近于直立的不规则侵蚀沟,地表对应于一冲沟。滑坡发生后,残留滑带被地表水和后缘斜坡渗出的地下水强烈侵蚀,形成不规则垄状结构。第二段滑床由暗绿色无斑玄武岩中的裂隙面构成,表面呈黄灰色,致密坚硬,总体平整,但有5~10 cm的起伏,未见明显擦痕。第三段滑床是斜切层状玄武岩形成的,玄武岩

致密坚硬、层状构造明显,沿滑动方向不同岩层形成依次降低的台阶。

2 头寨滑坡发生机制

与1965年的禄劝县普福乡滑坡—碎屑流灾害一样,头寨滑坡也并非发生于雨季,降雨不是其激发因素。本文对滑坡附近地下水水量动态的监测表明,玄武岩内的基岩裂隙潜水仅接受降水补给,对降雨过程反应敏感,动态变化剧烈,就地补给、就地排泄,含水层内不可能因为雨季降水量偏大而贮存更多的地下水,异常地下水(位)也并非滑坡的激发因素,这与当地居民回忆及唐川(1991)所报道的当时滑坡堆积基本处于干燥(非饱和)状态的情况是一致的。头寨滑坡是峨眉山玄武岩岩体长期演化、坡体应力环境突破极限平衡的结果,不存在显著的天然或人为激发因素。

2.1 主滑带形成机制

在头寨滑坡的3段滑带中,作为主滑带的第一段对于滑坡的孕育和发生是关键,第二和第三段所起的分别是配合(构造结构面)和阻滞(锁固段)作用。

峨眉山玄武岩平均厚度超过700 m,是经过多期多次喷发活动形成的,具有多个韵律旋回,每个旋回按致密状玄武岩→斑状玄武岩→气孔或杏仁状玄武岩的岩石序列可细分为若干喷发韵律(沈军辉等,2001)。不同岩性或不同组构玄武岩韵律层之间的结合部位一般都是潜在结构面,经历构造运动时往往会形成顺层错动面、错动带,甚至层间虚脱,成为玄武岩岩体中最为薄弱、最易被侵蚀的部位,而当此类玄武岩层以单斜形式构成褶皱翼部时,往往会形成垄状、台阶,甚至反倾台阶状地貌格局,这种现象在盘河向斜西翼表现得十分突出,头寨滑坡所滑掉的就是该地貌环境中一个台阶的一部分。

沿头寨沟溯源而上,穿越 P_3x 后,玄武岩层在沟谷两岸形成不规则的反倾台阶状地形,隐晶玄武岩构成的第一和第二台阶均被溪流切断,而尚未被切断的第三级无斑玄武岩台阶及其前缘斜坡就是头寨滑坡的源区。第三级台阶后部为一层厚约为5 m的杏仁状玄武岩,其上部是厚约1 m、破裂理(图版I-3)及构造透镜体发育的层间错动带。头寨滑坡滑体是沿该错动带的顶面滑离源区的,因此,盘河向斜形成过程中在杏仁状玄武岩层顶部形成的层间滑动带是头寨滑坡主滑带的雏形。

根据构造形迹判断,上述杏仁状玄武岩层间错

动带是原岩经受压—剪性应力作用的产物,原本具有致密结构,一般不宜直接成为滑动界面。由于头寨沟溪流的溯源侵蚀作用,错动带外侧岩体的规模越来越小,侧向卸荷效应开始显现并越来越显著,导致其内部不同规模的(潜在)压性结构面回弹扩张,为降水及地表坡面流的渗入创造了条件,从而使错动带进入演化,也即滑坡主滑带的形成阶段,而该阶段的核心是错动带的物理—化学耦合风化过程。

雨季渗入水通过破劈理进入主要由白云母组成的杏仁体并引起其发生体膨胀,旱季水分蒸发,杏仁体含水量降低发生体收缩,而在此过程中,特低渗透的玄武质基质则无明显体积变化。杏仁体的周期性膨胀—收缩作用及其与基质间的不协调变形,最终在基质中形成密集的网状微缝(图版 II-1、II-2,图中粉红色区域为被彩色树脂充填的裂隙)。这样,地下水不仅可以进入杏仁体,也可进入基质,致使斜长石、白云母等主要造岩矿物发生强烈的化学风化,不仅内部结构被破坏,而且形成大量颗粒细小、具有润滑效应的蒙皂石、伊利石等次生粘土矿物(图版 II-3、II-4)。头寨滑坡主滑带附近的杏仁状玄武岩具有以下两个方面的突出特点,一是杏仁体含量多,按体积一般都占 30% 以上,有时可达 50% 以上;二是杏仁体几何尺寸存在分级现象,除肉眼可以识别的 2 mm 以上杏仁体外(图版 I-3),基质中还有大量 1 mm 以下的杏仁体(图版 II-1、II-2)。因此,上述物理—化学耦合风化过程是在从宏观、细观到微观的所有尺度上同步发生的,这将极大地促进破劈理化玄武岩物理、力学行为的劣化进程。

随着侧向卸荷与物理—化学耦合风化过程的持续进行,错动带的孔隙度越来越大、水稳定性越来越差、强度越来越低,其物理—力学行为越来越接近松散介质,不仅在地表对应位置形成一个明显的线状负地形,而且滑坡后缘的一个冲沟内的地表水还直接灌入错动带并在其中形成侵蚀沟,这在滑坡中是比较少见的。在玄武岩层间错动带逐渐演化的同时,其外侧滑体的物理、力学特性、应力环境也在逐渐变化,并以错动带为依托发生渐进性的时效变形,这时错动带就已经在发挥滑带的功效;当滑体剪断锁固段脱离母岩时,错动带也最终完成了向滑带的转变。

2.2 滑体演化

在人们普遍采用的 Varnes 分类方案(Varnes, 1996)中,根据滑体介质类型,滑坡被分为岩质和土质滑坡两大类,后者又被细分为粗粒土(碎屑)和细

粒土滑坡。从滑源区、滑床及滑坡堆积物含有 1.5~5 m 的巨块石等特征看,头寨滑坡应属岩滑,但考虑到 20 cm 以下的碎块石—粘土混合物在堆积体中的含量高达 90%,该滑坡又应划为土滑,因此,头寨滑坡是一种介于两者之间、可称为风化岩体滑坡的过渡型滑坡,此类滑坡在自然界中分布广泛(黄润秋等,1993)。事实上,正是这种过渡属性才使头寨滑坡呈现出高速、远程及堆积体粒度组成跨度大且不连续等突出特征。头寨滑坡的发生及上述特征的出现是(潜在)滑体长期演化的结果,也就是说,在滑动面(带)演化的同时,滑体也在经历以结构演化为基础、以风化作用为核心的演化过程;没有滑体演化,也就不会有头寨高速远程滑坡的发生。

头寨滑坡所在的第三级台阶玄武岩柱状节理发育,一种是有明显开度的显性节理,一种为无明显缝隙,但敲击时规则裂开的隐性节理。柱状节理断面多呈六边形,等效直径 20~30 cm,延伸方向基本垂直层面。受到后期构造运动的影响,被柱状节理分割出的玄武岩柱体上往往发育不同方向的密集构造裂隙。因此,原生结构面——柱状节理和构造结构面——柱状玄武岩上的裂隙共同造就了滑体的碎裂结构,这一结构特征可以很好地解释滑坡堆积体中 5~20 cm 玄武岩块石(图版 I-2 b)的形成机制。

由于柱状节理与坡面倾向相反,构造结构面方向各异,结构面内侧岩块新鲜坚硬,具有碎裂—镶嵌结构的玄武岩斜坡岩体依然具有较高的抗剪强度,其失稳方式应为小型近距离崩滑(Jing, 2003; 黄润秋等, 2005),但头寨滑坡所在地降雨较为充沛、植被盖度较高,岩石化学风化强烈,沿上述各类宏观结构面及细观、微观缺陷发生的化学风化使得玄武岩斜坡以高速远程滑坡方式失稳成为可能。

化学风化在玄武岩结构体外围形成厚度不同的腐岩壳。这些 1~10 mm 厚的腐岩壳多具有双层结构,内层呈橘黄—土黄色,相对坚硬,与内侧的核心石界限清晰,但结合牢固,要用锤击才能剥离(图版 I-4);外层呈松散土状或易于剥离的薄壳状(图版 I-5),X 射线衍射分析发现,其蒙皂石含量在 70% 以上;内层是外层的前身,外层是内层演化的产物。对内层腐岩壳及其内侧新鲜玄武岩所进行的高精度测试表明,前者的密度、孔隙度和渗透率分别为 1.8816 g/cm^3 、32.82% 和 $301.5157 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$,而后的对应指标分别为 2.9434 g/cm^3 、0.24% 和 $0.0081 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ (密度和孔隙度测试:前者采用氦气法,后者采用煤油法;渗透率测试均采用压汞法,

由油气藏地质及开发工程国家重点实验室测定),可见内层腐岩壳与新鲜玄武岩的物理—水理特性差异是巨大的,而这种差异应该是内部结构差异的宏观显现。对新鲜玄武岩和内层腐岩壳微结构的研究发现,前者具有典型的无斑间隐结构,针状斜长石组成的格架孔隙内主要充填玻璃质,其次是微晶辉石,岩石新鲜致密,全岩面孔率仅1%左右(图版II-5);后者中的微晶长石普遍被溶,形成长0.2 mm、宽0.02 mm的铸模孔或尺度更小、分布更为普遍的粒内微溶孔,偏光显微镜下铸体薄片上的可识别面孔率达8%(图版II-6,图中粉红色区域为占据溶孔的树脂)。扫描电子显微镜(SEM)下,结构体风化前锋的形态更加曲折,但与宏观尺度一样,其两侧差异显著,两者呈突变关系:核心石一侧结构致密;而腐岩壳一侧则表现为蜂窝状(图版II-7、II-8)。

从上面的分析可以看出,与核心石相比,腐岩壳已经更多地具有土的特征,但由于其体积和重量百分比还无法与核心石相比,宏观上就形成了“石夹土”的特殊岩土结构(图版I-6)。当包气带有渗入水通过或包气带含水量较高时,腐岩壳,尤其是外层腐岩壳的力学特性将会显著劣化,在坚硬核心石之间起到润滑剂的作用,大幅降低石土复合体的内聚力和内摩擦角,直接导致其力学特性和变形行为向(粗粒)土体转化,促进其时效变形与失稳进程。

当坡体变形发展到一定程度并导致锁固段被最终剪断而脱离滑床后,首先与第二、第一级玄武岩反倾台阶高速碰撞,开始解体进程,此后,又陆续与 T_{1f} 、 T_{1y} 中抗风化能力相对较强的砂岩形成的山嘴相撞,解体进一步加剧。经多次碰撞后,原来被挟持于核心石之间的腐岩壳被释放、解体、膨胀,所产生的粘土矿物单体、粘土矿物集合体及腐岩壳碎屑等细粒组分弥漫于核心石之间,起到润滑剂作用;当这些飞行于空中的石土混和物落地后,便形成具有“块状构造”的“土夹石”堆积(图版I-2 a)。

从剪出口到堆积体前缘,头寨滑坡水平滑距超过3000 m,尤其是 108° 方向的第三滑段只有 4.4° 的初始地面坡角,但堆积物运移距离却达1288 m(图版I-1、图1)。含水率并不高的石—土混和物能够如此长距离迁移应该与地面效应(ground effect)有关。滑体与运移方向的障碍物反复碰撞产生的巨型“碎块”主要是通过空中飞行到达目的地的,这不仅可以解释滑坡堆积的运移与空间分布,而且可以合理解释整个堆积体纵断面上物质组成的均匀性、滑坡堆积末端的扇形堆积扇上仍然有大量1.5~5 m

的巨块石、堆积物无分选及块状构造等重要现象。对于空中的任何物体,要形成地面效应,其本身都必须“不透气”的,只有这样才能在它在地面之间形成压缩空气,地面效应也才能显现。显然,如果头寨滑坡的滑体没有经过化学风化,其中没有粘土矿物,也没有可以破碎为细小颗粒的内层腐岩壳,其脱离滑床并与障碍物碰撞后,只能沿一般的抛物线轨迹坠落地面,产生类似图版I-2 b所示的玄武岩块石堆积体。这也许是物理风化强烈、化学风化微弱的高海拔地区斜坡失稳多表现为围绕坡脚的重力崩塌及近程崩滑(黄润秋等,2005)等形式的主要原因。因此,化学风化所产生的细粒组分不仅在核心石之间起到润滑剂的作用,使滑体碰撞谷坡后产生的土石集合体“碎块”具有流体特性,而且还具有填补玄武岩块石集合体空隙的密封剂(sealants)作用,使得“碎块”在进入地效区后,能够暂时封闭其下方的空气,实现土石集合体在气垫上的远距离滑移。

综上所述,化学风化及其产物对于头寨滑坡的孕育、发生、滑体运移及滑坡堆积体特征都起到了重要的控制性作用。但总体上看,该滑坡玄武岩体的综合风化程度并不高,证据之一是大部分核心石仍然保持有其初期的棱角状外形(图版I-2 b、4、5),棱角钝化并不普遍,表明风化进程依然处于初级—中级阶段;证据之二是滑坡堆积物含有近10%的1.5~5 m的新鲜玄武岩巨型块石;证据之三是化学风化的关键产物粘土矿物仅占滑坡堆积物的9%左右。弱—中等的化学风化所以能够显著促进岩体的演化及失稳进程,关键在于化学风化的非连续性及其产物的特殊性。岩体化学风化是在宏观、细观、微观尺度上的各类结构面、微缝及晶间、晶内缺陷内优先发生的,空间上是高度非连续的,而由于它所削弱的恰好是岩体、岩块及矿物晶体内最为薄弱的环节,化学风化对固相介质力学行为的劣化往往具有“四两拨千斤”的功效(徐则民等,2006)。作为硅酸盐矿物化学风化的最主要产物,粘土矿物是典型的微米级材料,其单晶尺寸及特殊晶体结构使其集合体呈现低渗透性、分散—凝聚性及粘滞性等重要工程特性(徐则民等,2005),而当它们出现于宏观结构面、岩块微缝或晶体内部缺陷时,将使岩体、岩石及晶体的力学行为发生质的变化,尤其是在潮湿或饱和情况下。同样,由于出现在岩体内不同尺度的损伤空间内,粘土上述作用的发挥程度并非一定与其数量正相关。

3 结语

(1)头寨滑坡方量约 $900 \times 10^4 \text{ m}^3$,其中 $400 \times 10^4 \text{ m}^3$ 滑离源区;后缘到堆积体前缘的斜长、水平投影及高差分别为 3423、3330 和 763 m,平均坡降 13° 。滑坡堆积体主要由不同粒径的玄武岩碎屑和粘土矿物组成,级配不连续,无分选,空间变化不显著;1.5~5 m 的巨块石和 20 cm 以下的碎块石~粘土混合物分别占堆积物的 10% 和 90%,后者由 2 mm 以上的砾、块石和 0.075 mm 以下的粉砂粒+粘粒组成;蒙皂石及叶蜡石等层状硅酸盐在堆积物中约占 9%。

(2)滑床基岩为无斑玄武岩,滑床纵断面从上向下由倾角分别为 48° 、 38° 和 15° 的三段组成。第一段为主滑带,宏观平整,与玄武岩层面产状一致,由真厚度约 1 m 的土黄色强风化破劈理化杏仁状玄武岩组成;第二段为无斑玄武岩中的裂隙面;第三段为滑体剪断薄层玄武岩锁固段形成的台阶状断面。

(3)头寨滑坡既非岩滑,也非土滑,而是介于两者之间的风化玄武岩滑坡,是岩体长期演化的结果,不存在显著的天然或人为激发因素。

(4)主滑带雏形是以杏仁状玄武岩薄层为基础发育的破劈理化层间错动带,而以侧向卸荷为基础的物理—化学耦合风化最终使其转变为易滑介质。

(5)以结构演化为基础、以风化作用为核心的滑体演化是头寨高速远程滑坡发生的必要准备。褶皱运动产生的构造裂隙与柱状节理的叠加使得玄武岩呈现碎裂—镶嵌结构,而沿这些结构面发生的化学风化在结构体外围形成的腐岩壳使岩体进一步转变为“石夹土”结构,加剧了坡体的时效变形并导致其最终失稳。坡体滑出源区碰撞解体后,以粘土矿物为主的细粒组分弥漫于核心石之间,不仅使土石集合体呈现流体特性,而且还使其在进入地效区后能够暂时封闭其下方的空气,从而实现其在气垫上的远距离滑移。因此,风化过程及其产物不仅对坡体失稳本身是重要的,而且对其后期运动过程也发挥了关键性的控制作用。

(6)头寨滑坡玄武岩的综合风化程度仅处于弱—中等水平,所以能够显著促进岩体的演化、失稳进程并控制滑体后期运动,主要与风化作用的空间非连续性及其产物的特殊性有关。

致谢:参加现场调查及地下水动态观测的还有王建良、陈积普、申林方及王志兵等研究生;感谢油气藏地质及开发工程国家重点实验室向阳教授和李

秀华教授在样品制备及测试分析中所给予的帮助!

参 考 文 献 / References

- 陈自生,孔纪名. 1991. 1991年9月23日云南省昭通市头寨沟特大滑坡. 山地研究, 9(4): 265~268.
- 黄润秋,邓荣贵,张伟元,王士天. 1993. 高边坡物质运动全过程模拟. 成都:成都科技大学出版社
- 黄润秋,徐则民,许强,赵建军,吴礼舟. 2005. 康定机场地基土特征及其形成机制. 工程地质学报, 13(1): 1~11
- 沈军辉,王兰生,徐林生,李天斌. 2001. 峨眉山玄武岩的岩相与岩体结构. 水文地质工程地质, 28(6): 1~4
- 谭继中. 1993. 云南头寨沟大型高速滑波运动特征探讨. 地质灾害与环境保护, 4(1): 37~44
- 唐川. 1991. 昭通头寨沟特大型灾害性滑坡研究. 云南地理环境研究, 3(2): 64~71
- 肖龙,徐义刚,梅厚钧,沙绍礼. 2003. 云南宾川地区峨眉山玄武岩地球化学特征岩石类型及随时间演化规律. 地质科学, 38(4): 478~494.
- 邢爱国. 2002. 云南头寨大型高速岩质滑坡流体动力学机理的研究. 岩石力学与工程学报, 21(4): 614~614
- 徐则民,黄润秋,唐正光,王苏达. 2005. 粘土矿物与斜坡失稳. 岩石力学与工程学报, 24(5): 729~740
- 徐则民,黄润秋,唐正光,费维水. 2006. 岩体化学风化的非连续性及其科学意义. 地球科学进展, 21(7): 706~712
- 张云湘,骆耀南,杨崇喜. 1988. 攀西裂谷. 北京:地质出版社
- 赵晓彦,胡厚田,齐明柱. 2003. 云南头寨沟大型岩质高速滑坡碰撞模型试验. 自然灾害学报, 12(3): 99~103
- Jing L. 2003. A review of techniques, advances and outstanding issues in numerical modelling for rock mechanics and rock engineering. International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences, (40): 283~353
- Varnes D J. 1996. Landslide types and processes. In: Turner A K, Schuster R L. eds. Landslides: Investigation and Mitigation, Transportation Research Board Special Report 247, National Research Council. Wasington, D. C.: National Academy Press

图 版 说 明 / Explanation of photos

图 版 I / Plate I

1. 头寨滑坡全景。
- 2 a. 滑坡堆积物初始特征。
- 2 b. 被渗入水潜蚀后的滑坡堆积物特征。
3. 主滑带特征。
4. 玄武岩结构体的内层腐岩壳。
5. 玄武岩结构体的外层腐岩壳。
6. 滑体的石夹土结构。

图 版 II / Plate II

- 1~2. 主滑带杏仁状玄武岩的微结构。
- 3~4. 主滑带杏仁状玄武岩中的次生粘土矿物。
5. 新鲜玄武岩的无斑间隐结构。
6. 玄武岩结构体内层腐岩壳中的粒内溶孔。
- 7~8. 玄武岩结构体风化前锋的微观特征。

Engineering Geological Characteristics of the Touzhai Landslide and Its Occurrence Mechanisms

XU Zemin¹⁾, HUANG Runqiu²⁾, TANG Zhengguang¹⁾

1) *Department of Civil Engineering, Kunming University of Science and Technology, Kunming, 650224;*

2) *Engineering Geology Institute, Chengdu University of Technology, Chengdu, 610059*

Abstract

The Touzhai basalt landslide has a volume of $900 \times 10^4 \text{ m}^3$, in which $400 \times 10^4 \text{ m}^3$ of rock and soil slid away from the source area. The oblique length, its horizontal projection length and superelevation from crown to tip of the landslide are 3423 m, 3330 m and 763 m respectively. The landslide deposit is composed mainly of basalt debris and clay mineral minerals and its gradation is discontinuous. The space change of the deposit ingredient and structure is not conspicuous. The giant basalt blocks with diameters of 1.5~5 m, basalt debris with diameters from 200 mm to 0.005 mm and clay mineral account for 10%, 81% and 9% respectively. The surface of rupture consists of three parts from the toe of surface of rupture whose dip is 48° , 38° and 15° respectively, in which the first part is main sliding zone, that is, main scarp. The Touzhai landslide is not a typical rock slide or a typical soil slide but a transitional type between them, that is, a weathering basalt landslide in the vadose zone. The occurrence of the landslide is the result of long-term evolution of the basalt rockmass. An interbedded sliding zone with fault-slip cleavage in an amygdaloidal basalt thin layer made up the embryo of the main sliding zone and the coupling chemical weathering with physical weathering based on lateral unloading made the interbedded sliding zone get a material prone to slide finally. The columnar joints and structural fractures from fold movement made the potential landslide body appear a fragment—mosaic structure, and the saprolited crusts from chemical weathering taking place along discontinuity surfaces made the rockmass evolve into the structure of rock sandwiching soil, which accelerated the time-dependent deformation process of the rockmass. After the landslide occurred, the main body knocked against the slopes of the Touzhai valley at a high speed and disintegrated and fine grains, especially clay minerals, from saprolited crusts pervaded among basalt corestones and acted as lubricant and encapsulant. They made the soil—rock aggregate present fluid characteristics. On the other hand, these fine component sealed the air under the soil—rock aggregates after the aggregates dropped into ground effect region, which made the materials from main body move on the air cushion at a long distance. So, chemical weathering process and its products are important to the occurrence of the Touzhai landslide and the high speed, long-distance drift of the landslide body.

Key words: Touzhai landslide; basalt; rockmass evolution; chemical weathering

