

山西地震带中与强震活动有关的两种滑坡

陈 国 顺

(山西省地震局)

摘要 本文以滑流理论为依据,总结了山西地震带的两种不同特点的滑坡,即:振荡式滑坡及触发式滑坡。虽然两种滑坡都可分为变形、解体、滑动、毁灭等四个阶段,但其动力不同。振荡式滑坡的滑动面倾角小,因而滑力来源于强震振动,而触发式滑坡的滑动面倾角大,因而滑力来自滑体本身静荷载。对两种滑坡的研究对预防及减轻强震带来的次生灾害有重要的意义。

关键词 山西地震带 振荡式及触发式滑坡 滑坡与地震活动的关系

斜坡(滑坡)的研究,已有百年历史,国内外许多专家、学者,对斜坡的形成、滑动、解体、消亡、高速、机理、预测、体积等进行了大量的研究,并取得了可喜的成果。这些成果无疑对今后开展斜坡环境的研究是非常重要的。

斜坡的形成和滑坡的发生,因素很复杂,人们很难用单一方法将其解释清楚。不过,随着科学技术的不断发展,笔者相信,这些问题一定会得到解决。

本文就是依据前人的理论和经验,对山西地震带中由强震活动引起的两种滑坡,进行初步的分析探讨,以期找出某些规律。

这两种滑坡均发生在曾发生过两次强震的临汾盆地。一种是“振荡”式滑坡,一种是“触发”式滑坡。深入研究这两种滑坡,对国家的经济建设有一定的意义。

一、振荡式(被动式)滑坡

滑坡,系指“斜坡岩土体沿着连续贯通的破坏面向下滑动的过程与现象”。其滑动力主要来自滑体自身的重力,因此,滑坡必须有一定的斜坡环境。山西省郇堡的滑坡(地滑)不具备常见滑坡所必须具备的斜坡环境,其滑动力主要是强震波使滑体产生的振荡力,为此称之为“振荡”式(或被动式)滑坡。

据《赵城县志》记载:“河东地震,本县尤甚,范宣义郇堡徙十余里,郇堡山移时,所过居民庐舍摧压倾圮”。“元德大七年赵城县郇堡山徙十余里”。

县志所记,是1303年9月17日洪洞、赵城8级地震时,郇堡村一带发生的滑坡,其中“山徙十余里”,据前人和笔者调查,是指郇堡村一带滑坡的范围,而不是指滑坡体转移的距离。

郇堡村位于山西省洪洞县东北部的霍山西南麓,山前洪积扇的首缘。该洪积扇长约8 km,系主要由第四纪晚期次生黄土和粉砂、粘土质粉砂层夹砾石层组成。这些物质从形成到转移解体,经过了如下三个阶段:

1. 变形(滑前阶段)

变形或“滑前阶段”，又称“滑坡滑动过程的不稳定因素积累阶段”。郇堡一带由于斜坡不甚发育，“滑前阶段”不稳定因素的积累，较斜坡发育区略差。

郇堡滑坡的范围大致从该村东北500m处，至西南马头村以北，长约2 km~3 km，宽约1.5 km，其中以郇堡一带的滑移现象最为典型。

郇堡村一带的洪积扇，在形成前或形成初期，地势较低。随着山区的抬升和洪积物的不断堆积，洪积扇也逐渐抬高。沉积在洪积扇底部厚2 Cm的洪积红色粘土层，便成了洪积扇的潜水层和洪积扇中潜水流动的底面。凝聚力较高的粘土，在地下水长期的浸泡下，其凝聚力大为降低，因而抗滑力极差。堆积在其上的洪积物，厚10m，倾角仅4°（与红色粘土相同），因此斜坡不富。据胡广韬教授研究：“斜坡中脆弱结构面周边应力集中的特点，主要取决于脆弱结构面的产状与主压应力的关系”。“脆弱结构面与主压力垂直，将发生平行于结构面方向的拉应力，或在端点部位出现垂直于结构面的压应力，有利于脆弱结构面压密和斜坡稳定”^[1]。

但是，由于郇堡一带洪积物粘土质较低，砂质较高，其凝聚力和固结程度均较差。这种厚层的洪积物堆积在抗滑力极低的粘土层之上，在长期重力作用下，洪积物发生了缓慢地变形。洪积物变形的特点，是由于洪积物自身的长期抗剪强度低于洪积物中自重应力引起的剪应力，洪积物缓慢地蠕动，发生了塑形变形，并在近粘土层的洪积物中产生了揉曲，或洪积物胀性微错，使洪积物在后期滑移中迅速解体。

“斜坡变形与破坏是斜坡演变的两大形式”。在正常情况下，斜坡变形总是先于斜坡破坏；这里说的破坏包含着坑体中破坏面的贯通。显然，郇堡滑坡是一个特殊的实例。

2. 解体

郇堡村一带洪积物的下部，因有一层凝聚力及抗滑力极低的粘土层，实际上滑体的滑动面已经贯通。并在洪积物自身长期自重应力引起的剪应力作用下，洪积物已缓慢地蠕动变形，且已向有利滑体滑动的方向缓慢的发展。但是，由于洪积物产状近于水平，斜坡发育甚微，完整的洪积物产生滑动的趋势和势能较小。在这种情况下，滑坡体的运动性质并没有由静态向动态方面的转化。实际上此时滑体并未完全形成，滑体周边与整个洪积物仍连为一体。只有当滑体获得了外力后，滑体才真正形成，并开始解体滑动。

这个外力，就是公元1303年9月17日洪洞、赵城发生的8级地震。8级地震的能量是强大的。但是，人们现在无法知道，一个8级地震的总能量到底多大。一般总是以弹性波的（地震波）能量，来代替地震的总能量。根据古登堡公式：

$$\log E = 4.8 + 1.5 M_s$$

$$8 \text{ 级地震的能量: } E = 6.30 \times 10^{16} \text{ (焦耳)}$$

地震波的传播是复杂的，它发生于震源并在地球表面和内部传播。在略去外力的情况下，在均匀各向同性的弹性介质中，它的传播符合波动方程：

$$\rho \frac{\partial^2 \mu_i}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial x} + \mu \Delta^2 \mu_i, \quad (i = 1, 2, 3, \dots)$$

并以直达波和反射波的方式传播。

按照地震波不同振动性质，地震波又分成了纵波和横波。实际震例证明，纵波和横波是摧毁地面建筑和地质体的强大力量。在极震区纵波使地面近垂直方向振动，横波则使地面沿

水平方向摇动，且纵波先行到达。

1303年洪洞、赵城 8 级地震发生时，处于震中区的郛堡村一带，首先受到垂直地表强大地震纵波的冲击，地表以较高的频率垂直振动。处于静力状态下的滑坡体，在惯性力和大于惯性力的垂直振动力双重作用下，使滑体已经发生的变形继续扩大发展。洪积物局部开始沉陷，出现凹坑和楔状裂缝，并使洪积物产生许多近于垂直的裂缝。裂缝两侧的洪积物出现了不均匀沉陷，局部还错断了洪积物下部的粘土层。滑坡体开始形成并已开始解体。

这个过程是短暂的。在这短暂的瞬间，洪积物在垂直振动力和惯性力的作用下，孔隙度和粒度间不断紧索压密，孔隙水被排了出来，并在高压下沿洪积物的薄弱处，携带泥沙冲出地表。在地表由高处流向底处，连同卷进的砾石一起堆积在陷坑和楔状裂缝里，在局部形成泥流堆积。（图 1）这些泥流堆积在滑体的块体中，几乎都有分布。

3. 滑动

垂直地震波的振动还未结束，接踵而来的便是强大的地震横波。由于地震的主压应力往往与地震断层的夹角 $< 90^\circ$ ，所以，在地震横波到来时，与强大的剪应力混合一起，使地表面在上述两种强大应力和滑体惯性力的作用下，快速地但又不协调地沿水平方向扭摆起来。使本来已初步解体，原始结构已遭破坏地滑坡体，进一步解体、滑移。

郛堡东北 500m 处北西向一线，是滑体的后缘，在这里由于滑体向南西向滑动，形成了宽 30m 的滑体后缘沟槽。在滑体下部是几米厚的粉砂层和粘土质粉砂层。这些物质在强大地震波的冲击下，液化并产生塑性变形，使滑体舌部与后缘间，和滑体的块体间，形成滑距差，使滑体进一步分裂。事实上滑体的大型块体（0.5~1 km），在水平上并未发生较大滑移。只是数十米小的块体滑移距离较远。

由于滑体较大块体间，存在明显地滑距差，使滑体沿北东—南西向形成了数条宽 200~300m 的地滑沟（地滑沟宽含后期改造），使原为一体的郛堡村，分裂为南郛、北郛两村。见图 1—3（根据刘光勋等）^[2]。

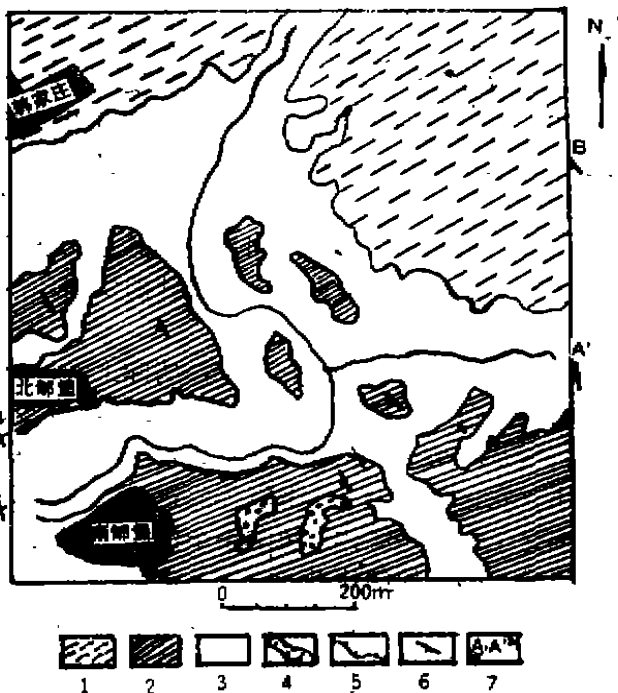


图 1 郛堡地滑平面图（据刘光勋等）

1. 洪积扇；2. 地滑体；3. 地滑沟；4. 泥流砾石堆积；5. 边缘陡坎；6. 地滑体倾斜方向；7. 剖面方向

Fig. 1 The Plane figure of subaerial landslide in Xunbao area

在地滑沟里，大型滑体边缘都形成了高 7~10m 的陡坎。滑体内原来形成的近垂直的

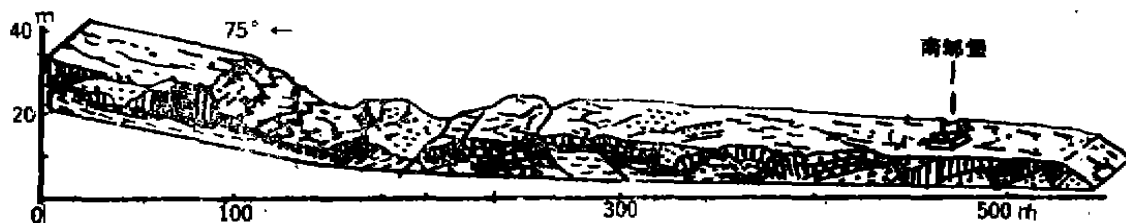


图2 邨堡地滑立体剖面图 (A—A')

Fig. 2 The stereoscopic section of subaerial landslide in Xunbao area

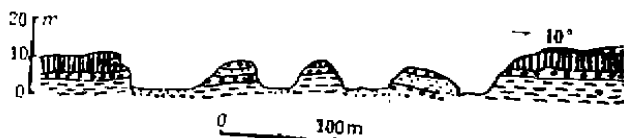


图3 邨堡地滑剖面图 (B—B')

Fig. 3 The sectional drawing of subaerial landslide in Xunbao area

裂缝，由于滑体不均匀沉陷，许多已变成了断距几十厘米的小断层。由于滑体与其下部的地表不协调的水平摆动，和滑体自身的惯性力，使大的滑体滑块中，以这些小断层为界的小块体，又向北东呈阶梯倾斜，小断层的产状也主要倾向南西，显示了滑坡体向南西滑动的性质。

滑体之所以滑向南西，除与洪积物的产状有关外，还与洪洞、赵城8级地震北东东向的主压应力有关。8级地震主压应力与滑体滑面坡向一致，就能加剧滑体的解体和向南西方向滑移。

总之，邨堡滑坡的整个滑动过程，几乎都包含在强大地震的活动之中，滑坡滑动的主要程序与正常滑坡相反，地震活动结束，坡体滑移停止，并很快趋于稳定。

二、触发（式或主动式）滑坡

斜坡岩土体由于破坏面（滑床）的不断贯通，其推滑力不断增长。当推滑力增长到与抗滑力达极限平衡时，由强烈地震活动触发使岩土体产生滑坡称为触发式滑坡。这种滑坡发生在山西省临汾盆地的观堆山西侧。

观堆山是由洪积物抬升形成的，发生在西侧的滑坡，由于物质混杂坡体较基岩松散，虽外貌基本保存完好，但观堆村一带的群众不知滑坡发生的时间，因此，这是个较老的新滑坡。

观堆滑坡无明确记载与强震活动有关。但它发生的大概时间，和在强震极震区的活动断裂上，以及滑坡的许多现象，分析它是强震触发形成的。

观堆滑坡的特点，是滑体经过了两次明显的蠕动过程，之后滑坡才真正形成，这显然是又一类典型的滑坡它形成的过程是：

1. 坡体变形

观堆山的物质, 是其东侧霍山基岩的石块砾石及中更新统离石黄土的混合堆积物。山的下部离石黄土成分较多, 且见与石块、砾石呈层状堆积。层的产状陡缓不一, 倾向较乱。上部石块、砾石增多, 且层状不甚明显, 并多呈水平状。显然, 观堆山下部在其堆积过程中, 经过了强烈的变动。

观堆山是在中更新世晚期后开始堆积的, 山高55m, 山的东侧和西侧分别是两条活动强烈的霍山山前断裂。观堆山东侧活动断裂下盘, 是霍山山前的丘陵。丘陵上复厚10~15m的离石黄土, 离石黄土上是1~2m厚的马兰黄土。丘陵高约25m。很明显, 观堆山在堆积前和堆积时, 山体一带地势较低, 当堆积了巨厚的洪积物后, 山体回返抬升。

由于观堆山的快速抬升, 使山的斜坡越来越陡, 越来越发育, 它改变了观堆山原始的应力状态, 并使与坡面近于平行的“最大主应力”和与坡面近于垂直的“最小应力”差接近最大值。在原始残余构造应力的影响下, 最小与最大应力差逐渐增大, 并使其影响范围扩大。使坡体向有利滑动方向转化。

观堆山中间的观堆河, 在观堆山的快速抬升中快速向下切割, 形成了U状河谷。谷宽仅20m, 为坡高的0.35倍。由于坡角增大, 因而坡顶与坡面的张力带范围扩大, 坡角应力集中带的剪应力也随之增高。

但是, 由于观堆山的洪积物中, 含大量粘土和钙质成份较高的黄土, 其凝聚力及固结程度较高。因而在观堆山的长期形变过程中, 未出现坡体滑动现象。只是在观堆河北侧山体中, 因洪积物塑性变形使斜坡前缘垂直位错。错开的裂缝倾角 $70^{\circ}\sim 80^{\circ}$, 与坡面一致。

2. 坡体的松动与蠕动

观堆山的滑坡, 发生在观堆河西侧山体前缘。滑坡长320m, 宽150~180m, 坡体中上部呈峰林状。峰高8~10m, 峰坡较陡。滑体下部及滑舌为含离石黄土较多的洪积物, 洪积物产状水平。滑舌前缘已越河床直抵北岸。现场考查证明, 这个滑坡经过了滑前松动与蠕动的过程。

观堆山的坡度一般 $70^{\circ}\sim 75^{\circ}$, 滑坡处与河谷坡度较大: $80^{\circ}\sim 85^{\circ}$ 。在观堆山的洪积物中, 因混杂大量石块和砾石, 结构较脆弱。观堆山的斜坡, 具谷窄、坡凸、坡陡的特点, 有利斜坡的破坏和滑移。

由于观堆山滑坡处的“脆弱结构面与主压应力平行”, 使滑床上下两端拉应力和剪应力增高, 使坡顶和坡面首先产生与坡向近于平行的张裂缝。坡面的张裂缝较浅, 约1~1.5m。坡顶裂缝较深, 可达3~4m, 且随时间的推移越来越深。坡床处也因坡体应力增高出现塑性变形, 产生了剪切裂缝。所有这些裂缝均因洪积物不均一性而在长度上受到影响, 致使坡体在后期解体中呈“峰林”状。

出现在滑床中上部的剪切裂缝带, 使受影响的洪积物结构破坏、松散, 抗剪强度大大减弱。坡面上的张裂缝使坡体表面松动分割, 形成松动带, 并在与坡面近于平行的主压应力的作用下, 使坡体向下滑动的趋势增强, 因此, 坡顶的张裂缝也逐渐加深。坡顶张裂缝在与坡床中上部剪切裂缝越来越近的情况下, 坡体发生了缓慢的蠕动, 并在坡体蠕缓慢动过程中, 使滑床中上部床面的石块、砾石随之滚动, 沿床面定向排列, 坡体的下部物质也受到挤压。在未破坏贯通的滑床面附近, 逐渐形成剪性和张性形变带。

观堆滑坡坡床的中上部, 距滑床面35~50cm处, 见两条与滑床面一致的弧形坡石条带, 说明该滑坡曾经历两次蠕动过程。观堆滑坡体的蠕动, 使坡体上部的自重应力相应降

低，下部抗剪强度相应增高，滑坡体趋向稳定。坡体中已松散的洪积物逐渐固结，凝聚力相应增高。

3. 坡体滑动与解体

观堆滑坡体的蠕动与滑动，均沿新的蠕动、滑动面进行，而每次的滑动面都逐渐接近坡体面，结果使滑体的自重应力一次次的减小。从现场观察发现，滑坡坡床中部，不是近圆滑的床面，而是不连续的凸凹相间的弧形曲线。这种状况说明，滑坡发生前滑床并未完全贯通，在此期间坡体也未蠕动，当时坡体下部的抗滑力大于主要来自上部坡体的自重下滑力。很明显，滑坡的发生，不是坡体自重应力大于抗滑力引起的，而可能是强烈地震触发的结果。

由于滑坡体经过了两次蠕动，和滑动前的变形阶段，坡体顶部的张裂缝已很发育，滑体坡面形成了明显的松动带。新的部分滑床面与未贯通的裂缝带间，形成了另一条坡体深部的形变带，滑体前缘下部剪张裂缝带也形成了锥形床面。结果，当强烈地震的纵波使观堆山上下猛然振动时，首先使坡体沿松动带和床面剪裂带解体，并使坡顶张裂缝与滑床贯通，使滑坡体滑动。

由于滑坡后壁角度可达 80° ，在地震波的振动下，使坡体波动振荡，“临床峰残强降”差值加剧，坡体启程具“剧发”速度。坡体在滑程中，加上坡体的重力加速度，使滑体具高

速性质。随着滑体的滑动过程，滑体也随之解体。瞬间滑坡完成全程，滑距仅30m。由于滑舌前缘冲过观堆河到达北岸，形成了晏塞湖。

滑坡的发生，改变了斜坡的环境，使滑坡的功能发生了有利滑坡稳定的能量转化。首先，滑舌前缘厚8~10m的以离石黄土为主的洪积物，已抵北岸。虽新河道已将滑舌前缘冲出宽20m的沟谷，但滑舌及其他前缘部分，已组成了新的阻滑作用较高的滑体结构；滑体的上部下滑力也大大降低，且对新出现的山体坡面起到了阻滑作用；滑坡发生后距今约有几百年，滑坡已发生“后期稳定性的调整和后生固结”。因此，该滑坡体已具有较高的稳定性。

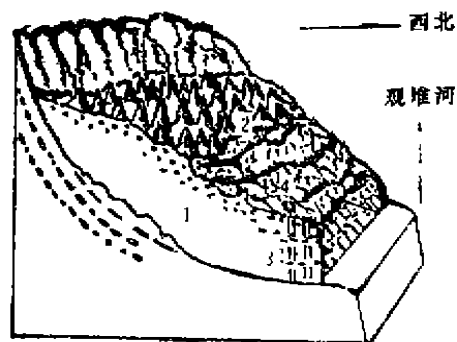


图4 观堆滑坡剖面

1. 洪积物；2. 峰林；3. 离石黄土；
4. 次生黄土；

Fig. 4 The landslide section in
Guandui area

参 考 文 献

- 〔1〕胡广韬，动力滑坡学，陕西科技出版社，1988
〔2〕刘光勋等，山西洪洞县郁堡村古地震遗迹及有关问题讨论，中国活动断裂，地震出版社，1982，
291—294页

TWO TYPES OF LANDSLIDES RELATIVE TO STRONG SEISMICITY AT SHANXI SEISMIC BELT

Chen Guoshun

(Seismological Bureau of Shanxi Province)

[Abstract] This paper sums up two types of different landslides at Shanxi seismic belt, namely, commotion type and strike type on the basis of landslides theory. Although two types of landslides may be divided into four stages, namely, deformation, decomposition, sliding motion and consume, their dynamics are different, because commotion landslides angle surface of slip is small, therefore the force of slip is caused by the vibration of strong earthquake. As strike landslides gradient of slope surface is very big, so the force of slip comes from the dead load downslip force of sliding mass itself. Investigating on the two landslides has some significance in preventing and reducing secondary catastrophe of strong earthquake

[Key words] Seismic belt in Shanxi; Landslides of commotion type and strike type; Relations between landslides and seismicity