

山西地堑系地震重力地貌发育及其 与水土流失的关系

李有利¹ 谭利华² 张世民³ 杨景春¹

(¹北京大学城市与环境学系 北京 100871; ²北京师范大学资源与环境学系 北京 100875;
³国家地震局地壳应力研究所 北京 100085)

摘 要 研究了山西地堑系 1038 年定襄地震、1303 年洪洞地震和 1695 年临汾地震中形成的大量地震重力地貌。这些重力地貌具有成群分布、同时性的特点,并有在非地震条件下难于发生的特殊滑坡现象。地震重力过程作为一种土壤侵蚀的方式,具有分布集中,强度大,历时短,难防范,破坏性大的特点,同时,地震重力地貌过程的堆积物进入河流系统,增强了水流的侵蚀能力。

关键词 地堑系 地震重力 水土流失

Coseismic Gravity Landforms and Soil Erosion in the Shanxi Graben System

Li Youli¹ Tan Lihua² Zhang Shimin³ Yang Jingchun¹

(¹ Department of Urban and Environmental Sciences, Beijing University Beijing 100871;

² Department of Resources and Environmental Sciences, Beijing Normal University Beijing 100875;

³ Institute of Crustal Dynamics, State Seismological Bureau Beijing 100085)

Abstract The Shanxi Graben System is composed of a series of basins, which arranged in a s-shaped curve over a distance of 1 200 km from the north to the south. Since 231 AD, twenty earthquakes of a magnitude equal to or larger than 6 have occurred, including one of $M = 8$, five of $M = 7 \sim 7.9$, and 14 of $M = 6 \sim 6.9$. According to the Chinese historical records, these earthquakes have induced a lot of landslides. The coseismic landslides of Dingxiang ($M = 7$, in 1038), Hongdong ($M = 8$, in 1303) and Linfen ($M = 8$, in 1695) earthquakes are studied here. According to Lichen measurements, the 75% ~ 85% landslides are synchronous. The coseismic landsliding is a way of soil erosion in the Shanxi Graben System. The deposits of landsliding also intensify the water erosion along rivers.

Key words graben system coseismic gravity soil erosion

山崩、滑坡、塌岸和陷落等过程主要是在重力作用下形成的, 它们形成的地貌统称重力地貌。影响上述过程的因素很多, 有气候的、地质的、地貌的和地震的等等。我们把由地震波作用诱发的重力过程称为地震重力过程, 形成的地貌称为地震重力地貌。地震重力过程是水土流失的一种特殊方式, 具有历时短, 破坏大, 分布集中的特点。山西地堑系由一系列正断层控制的盆地构成一个“S”形的盆地^[1, 2]。公元 231 年以来, 山西地堑系一共发生了 20 次 6 级以上地震, 其中包括一次 8 级地震, 5 次 7~7.9 级地震和 14 次 6~6.9 级地震。这些中强地震诱发了许多重力地貌, 对该地区的重力侵蚀有重要影响。本文研究 1038 年定襄地震、1303 年洪洞地震和 1695 年临汾地震所造成的重力地貌, 并讨论其与水土流失的关系。

1 1038 年定襄地震重力地貌

根据历史记载, 公元 1038 年在忻州、定襄间发生一次 7.25 级地震。1985 年在震中附近的野外考察发现, 在系舟山山地沟谷两壁和山前黄土台地冲沟两岸都有大量山崩和滑坡分布。例如, 在鸦儿沟上游的南侧支沟中, 从沟口往上仅 200~300 m 之内就有 5 处规模较大的山崩, 其中在距沟口 170 m 处的山崩规模最大, 从陡崖上崩塌下来的角砾堵成一 4.5 m 高的堤坝, 堤坝上游沟谷中淤积了 4 m 厚的冲积物。在离地面 2 m 处的冲积物中挖出一块木屑, ¹⁴C 年龄为距今 755 ± 70 年。在山前黄土台地中, 多发育滑坡, 鸦儿坑并沟大滑坡就是其中最典型的一个, 它的体积达 180 万 m³ (长 300 m、宽 150 m、高 40 m), 滑坡壁为 50~65°; 高达 37 m, 滑坡壁出露的地层为中更新世以来的黄土。滑坡体表面波状起伏, 有三级阶梯, 阶梯高差为 5~8 m, 在滑坡体内由于滑坡向下滑动使地层发生混杂, 不同时代的黄土搅混在一起。^[1, 3]

根据野外调查和航片解译, 将崩塌和滑坡绘制成平面分布图, 再根据每平方公里内崩塌和滑坡个数做成崩塌和滑坡分布密度等值线图(图 1), 从图上可以看出, 崩塌和滑坡主要集中分布在山地沟谷陡坡发育地区和山前黄土台地上的谷坡两侧。在系舟山山前水峪、鸦儿坑一带崩塌与滑坡最为密集。

我们曾用地衣形态量计法研究这些滑坡的时代是否相同并与定襄地震的时间吻合^[1, 3]。通过比较, 忻定盆地系舟山花岗岩山区 85.7% 的崩塌是同时形成的, 山前黄土台地上 75% 的滑坡也是同时形成的。根据¹⁴C 测年数据, 上述绝大多数滑坡都是在距今 1800 年以后发育的。根据历史记载, 距今 1800 年以来, 只在公元 1038 年在忻州定襄间发生过一次 7.25 级地震, 因此, 认为这些崩塌和滑坡的多数是在这次地震中形成的。

2 1303 年洪洞地震重力地貌

据《赵城县志》记载, 元大德七年(1303 年), “河东地震, 本县尤甚, 范宣义郇堡徙十余里”, “郇堡山移, 所过居民庐舍摧压倾圮”。经过 700 多年的漫长岁月, 受自然和人为因素的破坏, 古老的滑坡体面貌已不完整, 但经过我们大比例尺野外地貌填图, 仍可见它的一些基本特征。

2.1 郇堡滑坡的范围和地貌特征

郇堡滑坡发育在霍山山前圣王洪积扇南部边缘, 滑坡体的北界沿韩家庄和七分渠附近高约 7 m 的陡坎分布, 这里是滑坡体的后缘, 它向东北方向突出呈弧形弯曲。陡坎以南, 地势稍低且起伏不平, 沟谷发育, 岛状土丘和陡坎很多, 地表土中的滑动面、扰动变形构造也很发育。沿柴村、东安村一线地形有明显转折, 断断续续发育一系列北北东向的陡坎, 高度约 5 m, 向南逐渐降低。在这一陡坎以西区域, 地表土层的变形现象很多, 可见这一陡坎是滑坡体的东界。在东店村、营田一

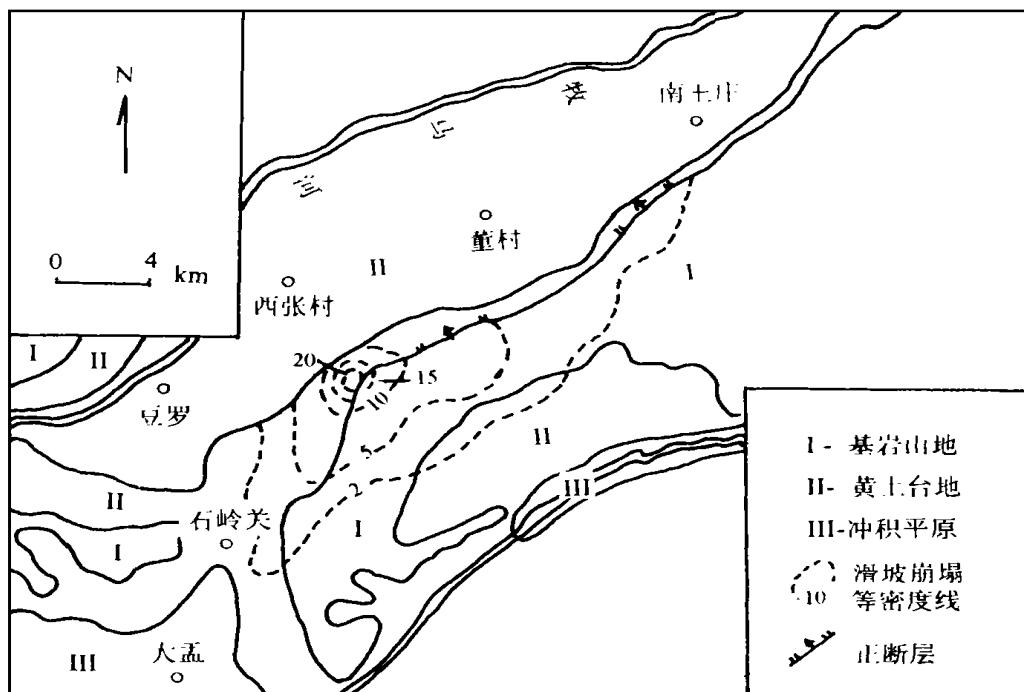


图1 山西忻州系舟山北侧滑坡密度等值线图^[3]。

带地形也有变化, 这里为滑坡体的西界。在柴村堡西有两个积水洼地, 位于一近东西向延伸的低洼地带内, 虽然这些水池已经人工改造, 但水池西侧的地势要高出东侧近 10 m, 俨然一天然土坝堵塞了谷地。柴村、长安堡河的上游河段较宽, 大约 500 m, 而在通过长安堡村附近的河段宽度不到 100 m, 突然变窄的河段是由于滑坡体堵塞河谷后, 流水再次切割形成的年轻河谷。沿双头村、南堡一线有一条向南突出的弧形冲沟, 它与长安堡河为同一上游, 现在沟中已无流水。这是由于滑坡体堵塞沟谷, 迫使水流向南迁移而发生弯曲。当堵塞沟谷的滑坡体被流水切开后, 水流直流而下, 原来河谷废弃, 故形成无水的干河谷(图2)。

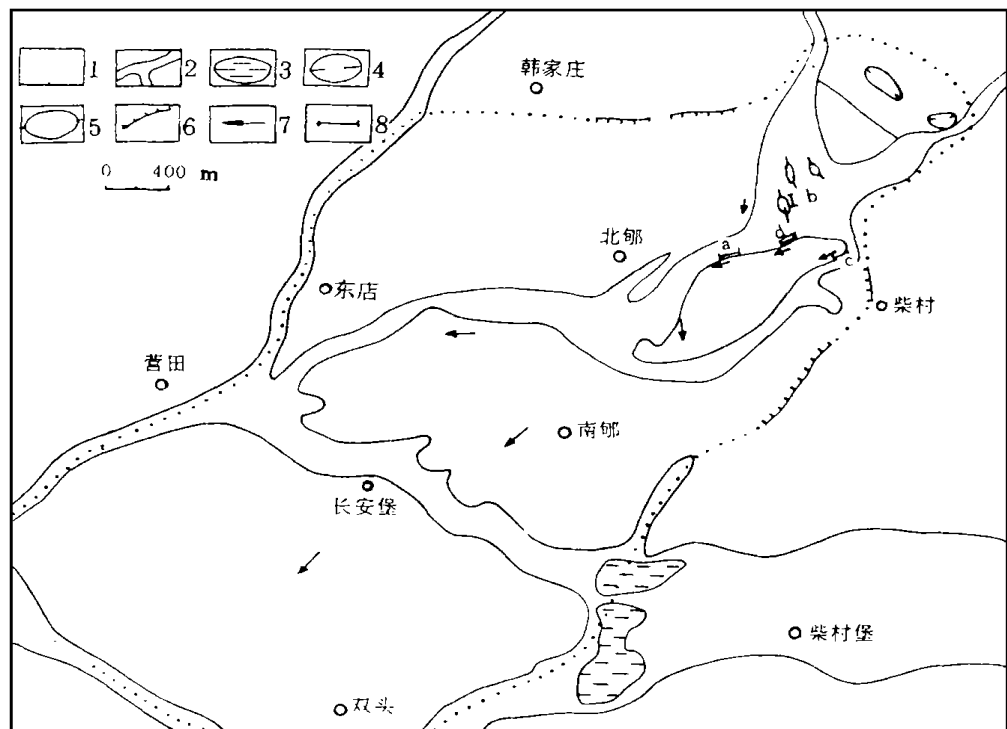
根据以上地貌特征, 可以看出郇堡滑坡的范围北起郇堡桥, 南到双头村—南堡一线, 东至柴村、东安一线, 西为营口村—东店一线, 为一向西南方向延伸, 面积约 15 km² 的长条形。

2.2 郇堡滑坡体的沉积结构和发育条件

滑坡体滑动是可在沉积物中形成一些特殊构造, 如滑动面、地层弯曲、滑坡体表层楔状裂隙等。滑坡体中的滑动面为弧形, 上部倾角可达 50°, 下部只有 20~30°。滑动面两侧地层错距各地大小不一, 最大垂直距离为 5 m。有时在不远的距离内有两个甚至更多的滑动面平行排列, 滑坡体的地层因旋转滑动而发生倾斜, 滑动面分割的各个块体的地层产状也有差异, 这反映各块体沿着各自的滑动面所发生的旋转程度、滑动距离, 甚至滑动方向都不一致。

地层弯曲多是由于各个小滑坡体沿滑动面旋转时前方受阻造成的地层变形现象, 大多为舒缓的背斜, 背斜轴多为北西走向, 反映了滑坡体向西南方向滑动。在背斜构造轴部, 由于受到拉张作用, 发育一些上宽下窄的楔状裂隙, 被砂砾石充填。

滑坡体内还存在一些细小错动面, 错距只有几厘米到十几厘米。这些小错动面有的与较大滑动面倾向一致, 有的与较大滑动面倾向相反。有些小裂隙中充填棕红色粉砂, 宽度只有 1 m 左



1. 滑坡范围 2. 冲沟 3. 池塘 4. 洼地 5. 岛状土丘 6. 陡坎 7. 滑坡体运动方向 8. 剖面位置与方向

图 2 公元 1303 年地震郇堡滑坡图

右, 弯弯曲曲。这种现象可能是粉砂在地震时发生液化沿小裂隙注入而成, 裂隙的弯曲可能是滑动过程中扰动所致。

从上述地层结构看, 郇堡滑坡与一般滑坡不同, 它不是一个完整的滑坡体, 而是由许多分散的滑动块体组合而成的滑坡群体。虽然总滑动方向向西南, 但由于受局部地形影响, 各滑动块体滑动方向不一。郇堡滑坡发生在山前洪积扇的扇缘地带, 地形坡度很小(平均 $2 \sim 3^\circ$), 这里地下水丰富, 土质松软, 从地层结构看, 上部为黄土状土夹砾石层, 下部为具有水平层理的粉砂夹黏土软泥层。当洪积扇上的潜水从扇顶向扇缘流动时, 扇缘部位的下部较细沉积物起了相对隔水作用, 潜水位较浅, 地下水甚至溢出地表。此外, 郇堡一带自古以来水渠很多, 渠水渗漏, 使地表土层的水分十分丰富。在这样一个特殊地貌条件下, 丰富的含水量使土体颗粒间的吸附力降低, 也增加了单位土体的重量, 加大了沿滑动面的重力分量。当地震发生时, 富含水的土体很容易产生液化, 降低了土体的强度, 造成土体滑动。因此, 郇堡滑坡应是地震时地面发生大面积液化, 土体破裂成许多小块, 各自沿着地形倾向方向缓缓滑动。至于古文献记载的“郇堡山徙十余里”之说, 应是指郇堡群体分布范围很大, 长达 $6 \sim 7$ km, 宽约 $2 \sim 3$ km, 并非真正移动了十余里的距离。

3 1695 年临汾地震震中附近的滑坡

1695 年临汾地震的震级仍有争论, 一般认为 $7.5 \sim 8$ 级, 震中位于临汾市附近。史料中很少见滑坡、崩塌的记载^[4]。在西堡头村一墓碑记载: “王氏, 临汾之巨族, 世居堡头村……遭地震之

变……迁造于村之西,而村遂以西名之”。该村村民也有东、西堡头原为一村,地震时地陷,形成沟谷,将堡头村分为东西两半之传说。野外考察发现,两村之间的冲沟中崩塌滑坡连片分布,支离破碎,沟两侧随处可见滑塌灾害遗留的残砖碎瓦。可见沟谷的发育与地震时的滑坡崩塌发生有关。

沿涝河、巨河两岸滑坡、崩塌广为发育,尤其以东西堡头和东河堤一带最为密集,沿河谷两岸长达1~2 km内滑坡、崩塌连成一片。涝河南岸从大堡到东西堡头沿河谷坡上有几处滑坡群,所有滑坡都发育在黄土中,滑坡体规模较大,最大的长度可达79 m,宽42 m,估计厚度为20~30 m,滑坡后壁坡度 $75^{\circ}\sim 85^{\circ}$;相对高度从几米到十几米不等。由于滑坡是在地震时同时形成的,各滑坡体相互冲撞,不同滑坡体的土块混杂在一起,滑坡体表面也显得十分零乱。东河堤沟距沟口约750 m处,两个相向运动的滑坡体在沟谷中汇合到一处曾堵塞了沟谷,现又被流水切割形成一狭窄的V形谷。涝河南岸东段以东约300 m处有一长约150 m的滑坡体,垂直下滑30 m,在滑坡体后缘低洼处曾一度积水成池。许多滑坡体内的土层中夹有一些元、明时代的砖瓦碎片。

根据野外对滑坡的填图和航空照片解译绘制的滑坡分布图进行分析,沿涝河河谷的滑坡和崩塌最为密集,其中有三个高密度区:东河堤附近,东西堡头和大堡一带和东张附近。这几年的滑坡常连成一体,在 1 km^2 范围内最多的有20个滑坡体(图3),其中有些滑坡体规模较大,在邻近的巨河和曲亭河,虽然地质地貌条件和涝河相似,但每平方公里内的滑坡数量比涝河的要少,而且规模也小。一般认为,在相同条件下地震滑坡的数量和规模与地震烈度成正比。从滑坡分布密度看,涝河区的滑坡数量比巨河区的要大得多,这种现象说明这次地震的极震区靠近涝河一带。

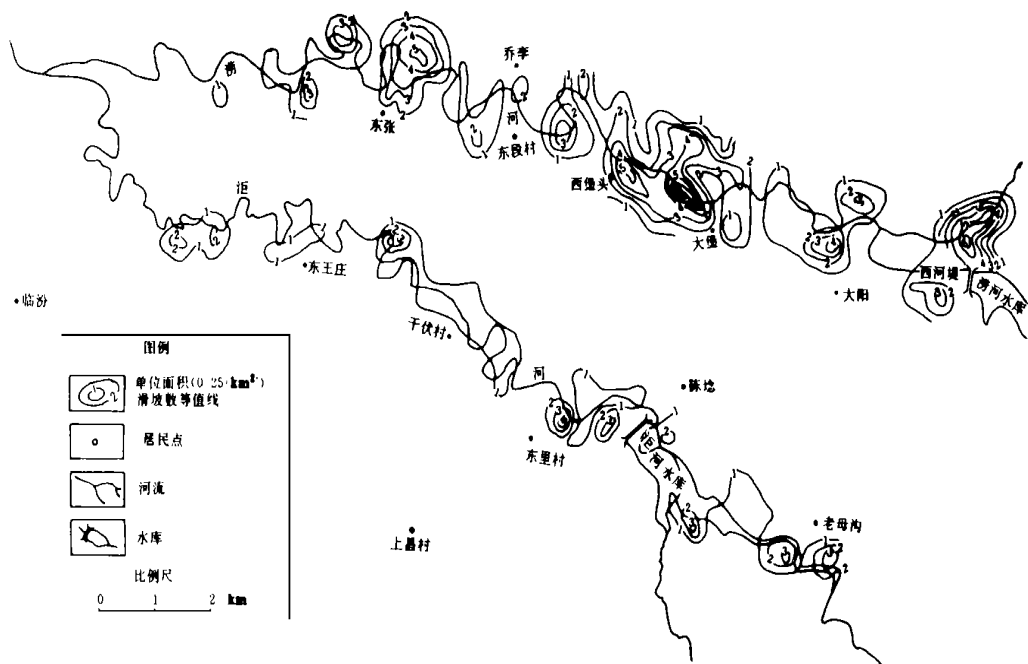


图3 临汾盆地东部地震滑坡分布图

4 地震重力地貌的特征

根据上述地震地貌的发育情况,我们可以归纳出地震重力地貌有如下特征:

(1) 地震滑坡和崩塌成群分布,在同样地质地貌条件下,滑坡和崩塌的数目和规模从某一中

心向外围逐渐减少和变小。在 1038 年定襄地震中形成滑坡崩塌的最大密度可以达到每平方公里 20 个, 在约 10 km 的距离内, 滑坡和崩塌的密度很快衰减到每平方公里 2 个。野外发现的规模巨大的滑坡也多发生在滑坡崩塌密度高的范围。1695 年临汾地震形成的滑坡的高密度区位于汾河上的西堡头和西河堤段, 说明这次地震的极震区靠近汾河一带。地震滑坡的这种特征, 可以被用来通过滑坡的分布确定震中的位置。例如, 我们通过对 1038 年地震造成的滑坡的分析, 在滑坡崩塌高密度区通过详细的野外考察和剖面开挖, 发现了这次地震时断层活动的证据^[3]。

(2) 地震重力地貌的形成时代具有同时性。我们曾经用地衣测年法确定定襄地震极震区的崩塌滑坡 75% 以上是同时形成的。国外学者也用类似的方法研究地震重力地貌的年龄和识别古地震事件^[5]。Bull 等人用地衣测年法研究新西兰南阿尔卑斯山同震崩塌和滑坡^[6]。通过测量特定种的地衣的大小, 作出地衣直径-数量直方图, 即地衣大小频度图, 他们发现单一崩塌滑坡事件的地衣的最大直径频度分布曲线为一正态分布曲线, 多个事件的曲线为具有多众数值的频度分布曲线。直方图上多个尖锐的峰分别代表着不同的地震。合成的概率密度曲线可以分解为几个小的正态分布曲线, 分别代表几个不同的事件。通过回归分析得到最大地衣直径的众数值与地震发生时间线性相关, 由此可以测定该地区同震滑坡的年龄。

(3) 一些坡度较小、较为稳定的斜坡, 虽然其它营力作用不能形成滑坡和崩塌, 但地震有较大的波环里, 能在这些地方形成滑坡。1303 年洪洞地震形成的郇堡滑坡的地形坡度只有 $2 \sim 3^\circ$, 不利于大范围的滑坡发生。但强烈的地震造成了地表下含水土层液化, 并使表层土体破碎, 在重力作用下, 这些碎块发生运动, 造成在面积 15 km^2 的范围内发生滑动。1964 年阿拉斯加 8.5 级地震时, 安科雷奇(Anchorage)地区海滨平原上发生的图兰根(Turnagain)也是由于地震造成浅层含水层液化, 在长约 5.2 km 的范围内 75 所房屋全部毁坏, 平坦的地面在滑坡后变成了一系列起伏的高脊和凹槽^[7]。在 1920 年海原 8.5 级地震中形成的有些滑坡的滑坡壁高度不及 20 m, 滑坡下面的地形坡度不及 1° ; 但黄土却滑移达 1.2 km ^[8], 显然普通的重力作用提供不了这样大的动能。另外, 地震主震有一定持续时间, 随后还常有余震发生, 在该过程中, 土体在受重力作用的同时, 还受地震脉动应力的影响, 土层往往分解为多个小块体向前滑动。

5 地震重力地貌与水土流失的关系

地震重力过程本身就是一种土壤侵蚀的方式。例如, 在 1038 年定襄地震中发生的鸦儿坑井沟大滑坡的体积达 180 万 m^3 , 在该地震极震区同时发生的类似规模的地震很多, 可见侵蚀量之巨大。1695 年临汾地震时, 东、西堡头村之间的沟谷因地震引起的崩塌和滑坡而迅速增宽和加长, 初步估计总滑塌量在 600 万 m^3 。由于这种侵蚀方式具有分布集中, 强度大, 历时短, 难防范的特点, 因而具有强大的破坏性。

地震重力地貌过程的堆积物作为后来的流水侵蚀系统输入物, 增加了河流的常态侵蚀。由于滑坡和崩塌的堆积体往往比较破碎, 抗流水侵蚀的能力弱, 所以往往加速该地区的水土流失。在沿汾河和巨河进行野外滑坡调查时发现, 许多大型滑坡进入河道, 被河流切割侵蚀。由于河流的侵蚀, 造成了原来稳定的滑坡体再次分解和滑塌。这种多次的滑塌作用将大量土体送入沟谷, 被流水冲走。地震重力地貌体常堵塞冲沟, 形成堰塞湖。在上述三次地震时都有堰塞湖发育。在 1920 年海原地震中形成的堰塞湖保留至今的仍有 27 个^[8], 其中最大的堰塞湖, 长 4 km, 宽约 300 m, 水域面积约 1.5 km^2 。许多堰塞湖的水坝因流水切割而溃决, 洪水携带大量泥沙, 造成强烈的水土流失。

6 小 结

在 1038 年定襄 7.25 级地震, 1303 年洪洞 8 级地震和 1695 年临汾 8 级地震中均有大量地震重力地貌过程发生。这些重力地貌具有成群分布, 同时性的特点, 并有在非地震条件下难于发生特殊滑坡。地震重力过程本身就是一种土壤侵蚀的方式, 具有分布集中, 强度大, 历时短, 难防范, 破坏性大的特点, 同时, 地震重力地貌过程的堆积物作为后来的流水侵蚀系统输入物, 增加了河流的常态侵蚀。

参考文献

- 1 王乃梁, 杨景春, 夏正楷等. 山西地堑系新生代沉积与构造地貌. 北京: 科学出版社
- 2 Li Yang J., Xia Z. et al. Tectonic Geomorphology in the Shanxi Graben System. Northern China, Geomorphology, 1998, 23(1), 77 ~ 89
- 3 张世民, 杨景春. 公元 1038 年定襄地震的地质地貌遗迹研究. 华北地震科学, 1989, 7(3)
- 4 苏宗正, 时振梁. 1695 年临汾地震震害及有关问题. 山西地震, 1995, (3 ~ 4), 150 ~ 158
- 5 李有利, 杨景春. 地衣测年法在同震滑坡研究中的应用. 山地研究, 1998, 16(3), 167 ~ 170
- 6 Bull W B and Others. Lichen Dating of Coseismic Landslide Hazards in Alpine Mountains. Geomorphology, 1994, 10, 253 ~ 264
- 7 Chorley R J, Schumm S A and Sugden D E. Geomorphology. Cambridge University Press, 1984, 238
- 8 白铭学. 对黄土地区地震标志的观察与分析. 见: 史前地震与第四纪地质文集, 西安. 陕西科学技术出版社

(上接第 14 页)

许多地裂缝向下与活动断层相通, 它们的形成与构造运动有密切的关系。山西地堑系一些地裂缝的发育与暴雨过程密切相关, 而且这些地裂缝往往发育在黄土层中, 它们的形成与黄土易于发生潜蚀有关。黄土潜蚀形成的地裂缝的发育过程是山西地堑系一种普遍存在、危害严重的水土流失方式。与暴雨关系不显著的地裂缝, 多发生在大中城市。这些城市, 不同程度发生地下水过量开采导致的地面沉降。地面的不均匀沉降, 也可以形成地裂缝。

参考文献

- 1 苏宗正. 山西断陷盆地第四纪构造特征. 鄂尔多斯地块周缘活动断裂系, 北京: 地震出版社, 1988, 77 ~ 82
- 2 王乃梁, 杨景春, 夏正楷等. 山西地堑系新生代沉积与构造地貌, 北京: 科学出版社, 400
- 3 Li Y., Yang j., Xia Z. et al. Tectonic Geomorphology in the Shanxi Graben System. Northern China, Geomorphology, 1998, 23(1): 77 ~ 89
- 4 Ma, X., Deng, Q., Wang, Y. et al. Cenozoic Graben System in North China. Z. Geomorphol. Suppl., 1982, 42, 99 ~ 116
- 5 刘玉海. 大同机车工厂及邻区地裂缝研究. 西安: 陕西科学技术出版社, 1979. 152
- 6 丁文学, 陈国顺, 齐永生. 榆次地裂缝成因探讨, 山西地震, 1997, (1 ~ 2): 130 ~ 131
- 7 马志正, 张馥琴, 李秋生等. 临汾洼陷地裂缝成因分析. 山西师大学报, 1996, 10(2): 78 ~ 79
- 8 苏宗正, 阎正萃, 张大卫等. 薛店地裂缝成因分析. 山西地震, 1984, (2): 1 ~ 5
- 9 孙富国, 张保新. 山西黄土区主要地质灾害及其防治. 山西地质, 1992, 7(2): 171 ~ 177
- 10 王绍中. 运城地裂缝. 山西地震, 1983, (3): 17 ~ 19
- 11 李有利, 杨景春. 运城盐湖沉积环境演化. 地理研究, 1994, 13(1): 70 ~ 75