

DOI: 10.11779/CJGE202001001

黄土地层大规模地震液化滑移的机理与风险评估

王兰民

(1. 中国地震局(甘肃省)黄土地震工程重点实验室,甘肃 兰州 730000; 2. 中国地震局兰州地震研究所,甘肃 兰州 730000)

摘要: 2018年印度尼西亚帕卢7.4级地震造成的低角度饱和土层大规模滑移灾难对黄土地区地震造成的土层大规模低角度滑动灾害研究具有重要的警示意义。为了研究黄土地层大规模地震液化滑移机理,通过对国内外强震触发的典型黄土地震液化灾害进行深入的调查分析,基于现场大型探槽和钻孔勘探、室内动三轴试验、现场剪切波速测试、SPT测试、土体微结构测试和数值模拟分析,揭示了饱和黄土液化的特征和机理,提出了饱和黄土地层液化的初判与详判方法,研究了黄土地层大规模液化滑移的滑动条件、运动学及动力学特征,论述了黄土地层大规模地震液化滑移的机制,构建了滑距和致灾范围预测模型;提出了液化滑移灾害的概率风险评估方法,给出了不同超越概率下黄土地层大规模地震液化灾害风险区划图;并从主动防控、被动防控和综合监测预警3个方面提出了黄土地层大规模液化滑移灾害的防控途径及措施。研究结果可为黄土地层大规模液化滑移灾害风险评估与防治提供理论依据。

关键词: 黄土地层; 液化判别; 滑移机理; 滑距和致灾范围; 风险评估

中图分类号: TU444 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-4548(2020)01-0001-19

作者简介: 王兰民(1960—),男,博士,研究员,博士生导师,国务院政府特殊津贴专家,主要从事黄土动力学与岩土地震工程方面的研究工作。现任中国地震局黄土地震工程重点实验室主任,中国地震局科技委员会委员,中国地震学会、中国地球物理学会和中国土木工程学会土力学及岩土工程分会等3个学会的常务理事,国际土力学与岩土工程协会地震岩土工程及其问题技术委员会(TC203)、工程边坡稳定性技术委员会(TC208)和亚太地区岩土自然灾害技术委员会等3个国际委员会的委员,《地震工程学报》主编,《岩土工程学报》等多个刊物编委。曾任甘肃省地震局局长、中国地震局兰州地震研究所所长(2004—2017)。长期致力于土动力学与岩土地震工程研究,作为第一完成人获国家科技进步奖二等奖1项(黄土地区地震灾害预测预防技术研究),省部级科技进步奖7项。主编出版《黄土动力学》等3部专著,第一作者和通信作者发表论文100多篇。2007年和2017年分别被评为全国地震科技先进个人、全国地震科技创新突出贡献者。先后获“甘肃省先进工作者”“甘肃省优秀专家”等荣誉称号。E-mail: wanglm@gsdzj.gov.cn。



Mechanism and risk evaluation of sliding flow triggered by liquefaction of loess deposit during earthquakes

WANG Lan-min

(1. Key Laboratory of Loess Earthquake Engineering, China Earthquake Administration, Lanzhou 730000, China; 2. Lanzhou Institute of Seismology, China Earthquake Administration, Lanzhou 730000, China)

Abstract: The large-scale sliding disaster of the saturated low angle soil layer caused by the Palu $M_w7.5$ earthquake in Indonesia in 2018 has an important warning for the sliding flow triggered by liquefaction of loess deposit during earthquakes in the loess areas. To study the mechanism of large-scale sliding with low slope angle triggered by the liquefaction of the loess deposit during earthquakes, a series of field investigations, in situ tests including SPT and shear velocity tests, dynamic triaxial tests, and SEM tests are conducted based on the in-depth analysis of typical earthquake-induced liquefaction disasters in loess areas. The characteristics and mechanisms of liquefaction of the saturated loess are revealed. The simplified and detailed evaluation methods for the liquefaction of saturated loess sites are proposed. Moreover, on the basis of numerical simulation and theory analysis, the sliding conditions, kinematics and dynamic characteristics of the large-scale sliding flow triggered by the liquefaction of loess deposit during earthquakes are

基金项目: 国家自然科学基金项目(U1939209, 51778590, 51478444);
甘肃省科技计划项目(18YF1FA101); 地震科技星火计划项目(XH20057, XH20058Y)

收稿日期: 2019-12-27

studied. The mechanism of the large-scale sliding of loess deposit is expounded. The prediction model for the sliding distance and disaster range of the large-scale sliding flow triggered by the liquefaction of loess deposit during earthquakes is constructed. The probabilistic risk assessment method for the liquefaction sliding disasters is proposed, and the risk zoning maps of the large-scale sliding flow triggered by the liquefaction of loess deposit with different exceedance probabilities in the Loess Plateau are compiled. Besides, the passive and active prevention methods as well as the comprehensive monitoring and early warning methods are proposed. The results may provide a theoretical basis for the risk assessment, prevention and mitigation of the large-scale sliding flow triggered by liquefaction of loess deposit during earthquakes in the loess regions.

Key words: loess deposit; discrimination method; sliding-flow mechanism; sliding distance and disaster range; risk assessment

0 引 言

2018年9月28日10时2分,印度尼西亚东部苏拉威西省首府帕卢市附近发生了 M_w 7.5级地震,并引发海啸,震中位于帕卢市以北约78 km处(0.59° S, 119.94° E),震源深度为20 km。地震导致了大规模液化滑移,对苏拉威西岛的中西部造成了严重破坏,2256人死亡,1309人失踪,近70000座房屋损毁,超过22万人无家可归,总经济损失超过9.2亿美元^[1]。

本次地震诱发的地层大规模滑移大多发生在坡度平缓的第四纪砂质黏土冲积扇上,滑坡分布面积广,滑移角度大多数≤1.5°,且伴随着大量横向位移,部分滑坡前缘形成泥流。位于帕卢市周围的3个主要滑移体面积在0.3~1.4 km²,最大滑移距离约为1.1 km。其中,Balaroa滑坡位于帕卢城西部,临近断裂带;Petobo滑坡与Sidera滑坡位于帕卢城东部。通过高清卫星图像发现,滑坡发生区域与20世纪初东印度群岛的荷兰殖民政府建立的现代热带灌溉系统存在显著的相关性:大规模地层滑移发生于灌溉网络所在的低角度斜坡地区,而在灌溉网络上方的更陡的斜坡在地震中并未失稳。说明灌溉系统输水渠道的渗漏使得低角度斜坡地区地下水位升高,土体含水率增大,增加了土体的动力易损性和液化敏感性;强震作用下,低角度斜坡区出现了大量的积水和喷砂冒水现象,说明由于饱和甚至近饱和地层的液化使得土体抗剪强度丧失,从而触发了地层的大规模低角度滑移^[2-3]。需要说明的是,本次地震中位于灌溉系统上部的更为陡峭但土体含水率相对较低的斜坡在地震中仍然稳定,而在低角度且下伏饱和土层的斜坡地区发生了大规模的滑移并造成了巨大的人员伤亡和财产损失。因此,强震引起的低角度饱和地层大规模滑移再次引起了岩土工程界的广泛关注。

黄土是在中国北方具有广泛分布的一类特殊土。天然黄土具有风成特性,其颗粒组分以粉粒为主,具有垂向分布的节理和肉眼可见的大孔隙,土体颗粒之间多有可溶性盐晶胶结,从而使其具有强烈的水敏性和动力易损性。黄土高原是中国黄土集中分布区,具

有分布面积广、厚度大的特点。受温带大陆性季风气候控制,黄土高原除东南部的关中—豫西平原和晋东南的丘陵区外,大多数地区为干旱区或半干旱区,且由于黄土贮水性较差,使得天然状态下的黄土多处于非饱和状态。然而,黄土中以易溶盐作为土骨架颗粒胶结物及其架空孔隙分布的结构特征使得水对其力学性能的影响十分显著^[4]。统计资料和调查结果显示,黄土地区近年来由于降水增多等自然因素和农业灌溉等人为因素导致饱和黄土地显增加^[5]。相比于非饱和黄土,饱和黄土由于水的作用导致盐晶等胶结物的部分或全部溶解使得其结构强度明显减弱,从而使工程性质与非饱和黄土存在显著的差异;同时,饱和黄土在外界荷载的作用下产生孔隙水压力,降低了土体的有效应力,极大增加了其动力作用下的灾变风险性。研究表明,黄土在饱和或高含水率状态下抗剪强度显著降低,刚度下降,表现为遇水软化的特征。强地震等动荷载作用下,饱和黄土由于孔隙崩塌和颗粒重排导致骨架重构而产生残余变形,孔隙体积的压缩使得孔隙水压力上升,有效应力降低,土体结构强度进一步下降并在动荷载的持续作用下产生液化破坏。与砂性土和粉土相比,黄土中由于封闭孔隙的存在难以达到完全饱和,振动过程中导致的封闭孔隙连通使得动孔隙水压力消散,从而导致动孔隙水压力在饱和黄土液化破坏时难以累积到初始液化状态的动孔隙水压力水平;同时,由于饱和黄土中处于亚稳定的架空孔隙结构受振动作用和孔隙水压力增长而破坏,使得饱和黄土在孔隙水压力达到一定水平时残余变形急剧增大而产生破坏。

历史强震、大震曾多次诱发饱和黄土地层液化,造成的低角度斜坡地层滑移、泥流和地面沉降导致了大量的人员伤亡和财产损失。1303年山西洪洞 M_8 级地震中,位于洪洞县东北部坡度为2°左右的山前洪积扇上的郇堡地区超过20 km²的范围内发生了由于下伏地层液化而导致的大规模地滑,造成上部黄土塬支离破碎^[6]。1695年山西临汾 $M_{7.5}$ 级地震在东堡村一带埋深约20 m的砂土层中触发了液化,导致了上部

地层的大规模“逆层滑移”^[7]。1811年—1812年美国New Madrid M8.0级地震造成了密西西比河东岸地区黄土地层的液化，形成了长约20 km、宽约6 km的不规则浅沉降区，引起密西西比河水倒灌，导致了Reelfoot湖面积扩大^[4, 8]。1920年宁夏海原M_S8.5级地震中，位于X度区的固原市原州区西北约14 km处的石碑塬地区由于底部饱和砂质黄土层的液化，在石碑塬西侧坡度为2°~5°的缓斜坡地带触发了浅层巨型土质滑坡，最大滑移区长约1500 m，形成了面积达2.9 km²的大规模液化滑移区，多个村庄被毁，超过200人罹难^[9]。1989年塔吉克斯坦杜尚别M_S5.5级地震中，位于VII度区的吉尔萨地区的缓斜坡丘陵地貌下近乎平坦的场地上触发了大量的液化，并形成大规模泥流，造成200多人死亡^[10]；2008年汶川M_S8.0级地震中，位于VIII度区的武都区大元坝和VI度区的清水县田川村发生了饱和黄土液化，其中，田川村黄土液化在半坡之上触发了一处小型滑坡，斜坡平均倾角约20°，滑移距约150 m，造成了坡下溪流阻断，道路被毁^[11]。2013年甘肃岷县漳县M_S6.6级地震中，位于震中附近、VIII度区的永光村由于地震导致的饱和黄土层液化触发了一处大型泥流状滑坡，滑坡土方量大约420000 m³，在整体滑移300 m后呈泥流状沿着冲沟继续滑移超过700 m，造成12人死亡，412间房屋被损毁^[12]。上述震害实例表明，饱和黄土液化触发烈度小，其导致的黄土地层大规模滑移多具有低角度、长距离滑动的特点，造成的灾害损失十分严重。此外，室内试验、现场爆破及工程振夯亦从多个角度证实了黄土液化现象的存在及其造成灾害的事实^[13-18]。然而，由于黄土地区历史地震中有关饱和黄土震害的记录较少，对于黄土地层大规模地震液化滑移物理过程、力学机制研究尚不十分明确，对于其主要影响因素和风险评价等方面的研究较为缺乏。

中国黄土主要分布区位于青藏高原东北缘以东的地势第二级阶梯之上，受青藏高原北东向推挤和黄土高原东北部、东南部稳定块体阻碍作用的影响，新构造运动十分强烈。黄土高原地区是国家社会经济发展重心战略倾斜调整的重点区域，随着国家“一带一路”倡议构想的深入实施、西部大开发进程的不断加快和黄土高原地区城镇化水平的日益提高，因地震作用而触发潜在液化灾害造成的上部黄土地层大规模滑移灾害导致黄土地区城乡建设和规划中所面临的地震安全隐患明显增加。黄土地区已经建成或正在规划建设的高速铁路、高速公路、超高层建筑、油气管线、城市地铁和轨道交通等新、奇、特工程也为黄土地层大

规模液化滑移灾害的特征、机理、风险评估及预测预防方法研究提出了新的挑战。

本文在对国内外大震、强震触发的7次典型黄土地震液化灾害进行深入调查分析的基础上，通过采用现场调查与测试、室内土力学试验、土体微结构测试、数值模拟和理论分析综合的研究手段，得出了饱和黄土液化的特征、机理和判别方法，研究了黄土地层液化滑移的触发条件、特征以及运动学、动力学机制，分析了水的长期效应及其与地震交互作用对液化滑移的影响，提出了黄土地层大规模液化滑移距离和范围的预测方法和液化滑移灾害的概率风险评估方法，并从主动防控、被动防控和监测预警三个方面给出了黄土地层大规模液化滑移灾害的防控途径及措施建议。研究结果可为黄土地层大规模液化滑移灾害的风险评估和防治提供理论依据，对于减轻黄土地区地震灾害、提升工程震灾防御能力具有重要意义。

1 饱和黄土液化的机理与判别方法

1.1 饱和黄土的液化特征

为了研究饱和黄土的液化特征，通过动三轴试验对循环荷载作用下饱和黄土的动变形和动孔隙水压力演化规律进行试验研究。试验所用的土样取自黄土高原六个省（自治区）不同的场地，均为Q₃黄土，取样深度4~5 m，试样的主要物性指标如表1所示。所有试样均在WF-12440型动三轴-扭剪试验系统上反压饱和、均压固结后进行动三轴试验，为了保证试验结果的可对比性，饱和时各组试样的B值均达到0.95，固结轴向和侧向压力均为100 kPa，且当轴向应变小于0.005%/（5 min）时，认为试样固结稳定。循环剪切时动荷载选用频率为1 Hz的等幅正弦荷载。试样液化破坏标准为轴向动应变 $\varepsilon_d \geq 3\%$ 且孔隙水压力比 $U_d/\sigma'_0 \geq 0.2$ ^[13]。

图1为典型饱和黄土的动应力-动应变和动应力-动孔隙水压力记录曲线。由图1(a)可知，在循环加载的初始阶段，饱和黄土的动应变增长缓慢，且以弹性变形为主，动应力-动应变滞回圈面积较小；随着循环加载振次的增加，动应变逐渐增大，并伴随产生残余变形，滞回圈面积也逐渐增大；当循环加载达到一定振次后，动残余变形急剧增大，滞回圈面积迅速增大，其长轴斜率明显减小，并出现动应力衰减。

根据图1(b)，动应力作用的初始阶段，饱和黄土的动孔隙水压力呈现明显的累积特性，即动孔隙水压力随着循环荷载的加载持续增长，该阶段动应力衰减不明显，表明土体结构尚稳定。随着循环荷载的继续加载，动应力出现衰减，此时动孔隙水压力仍继续

表 1 土样的物性指标

Table 1 Physical parameters of loess samples

试样编号	取样地	密度	干密度	相对	含水率	塑性指数	颗粒组成/%		
		$/(\text{g} \cdot \text{cm}^{-3})$	$/(\text{g} \cdot \text{cm}^{-3})$	密度	%		黏粒	粉粒	砂粒
LX	甘肃临夏	1.33	1.25	2.71	5.43	9.9	18.5	74.0	7.5
NX	甘肃宁县	1.60	1.41	2.73	13.81	12.3	35.1	59.2	5.7
PL	甘肃平凉	1.53	1.38	2.71	10.81	10.1	13.5	72.9	10.1
GY	宁夏固原	1.35	1.28	2.70	5.15	9.4	17.3	73.2	9.5
LB	河南灵宝	1.46	1.35	2.71	7.79	9.5	23.9	71.2	4.9
TG	陕西潼关	1.50	1.37	2.73	9.52	11.2	31.0	62.1	6.9
TY	山西太原	1.37	1.30	2.73	5.46	13.5	28.5	65.6	5.9
CZ	山西长治	1.47	1.22	2.72	20.20	12.3	20.7	76.2	3.1
MH	青海民和	1.59	1.42	2.72	12.25	9.8	22.0	57.8	20.2

增长, 但其在增长的过程中伴随着一定程度的消散。这是由于土体孔隙水压力的累积导致了有效应力的降低, 土骨架强度在循环荷载作用下衰减, 土体在拉伸状态下体积增大, 且由于土体骨架强度的衰减和动荷载的作用导致了黄土中完全封闭的孔隙被打开, 从而使孔隙水压力的降低。在循环荷载继续加载的条件下, 动应力明显衰减, 土体在压缩状态下的累积孔隙水压力和拉伸状态下的孔隙水压力消散均显著增大。此外, 动荷载达到最大时, 土体应处于压缩的极限状态, 而动荷载最小时, 土体应处于拉伸的极限状态, 因此动孔隙水压力应在最大动应力作用下达到最大值, 而在最小动应力作用下达到最小值。然而, 图中动孔隙水压力在动应力达到最大值后仍持续增长, 在动应力达到最小值后仍持续降低, 说明饱和黄土的动孔隙水压力相对于动应力具有一定的滞后性。

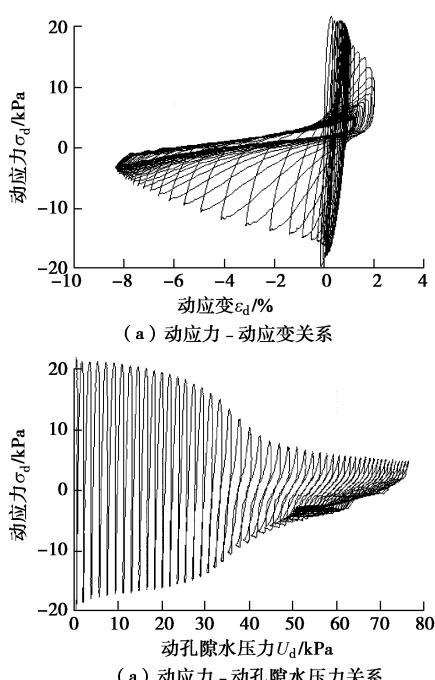


图 1 饱和黄土的动三轴液化试验结果

Fig. 1 Liquefaction behaviors of saturated loess based on dynamic triaxial tests

为了进一步讨论饱和黄土的动变形和动孔隙水压力演化特征, 分别对试验得到的轴向动应变、动孔隙水压力和振次进行归一化处理, 得到饱和黄土的动应变比 - 振次比曲线和动孔隙水压力比 - 振次比曲线, 如图 2 所示。

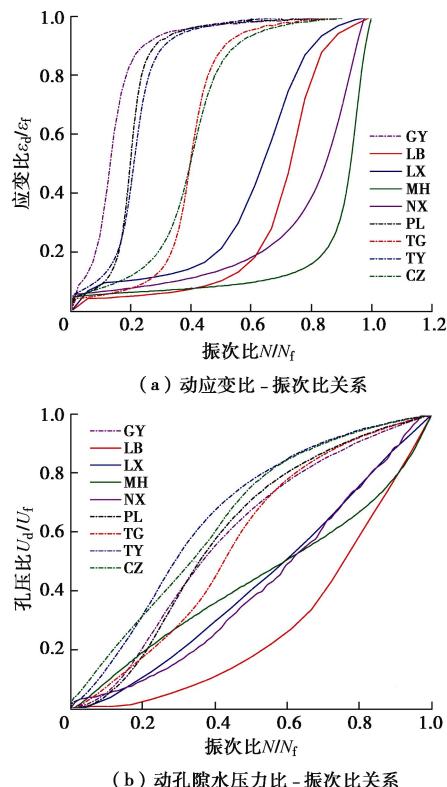


图 2 饱和黄土动应变和动孔隙水压力变化特征

Fig. 2 Characteristics of dynamic strain and dynamic pore water pressure of saturated loess

由图 2 (a) 可知, 饱和黄土动应变比随着振次比的增加而增加, 且具有明显的分段特征。根据图 2(a), 饱和黄土的动应变比 - 振次比曲线可分为持续增长型和增长稳定型两类。持续增长型包括 LB、LX、MH 和 NX 黄土, 其动应变比随着振次比的增加先缓慢增长后急剧增长; 增长稳定型包括 GY、PL、TG、TY 和 CZ 黄土, 其动应变比随着振次比的增长先急剧增

长而后趋于稳定。对图 2 (a) 中所示饱和黄土的动应变比 - 振次比关系进行非线性拟合可得

$$\frac{\varepsilon_d}{\varepsilon_f} = a + b e^{c \left(\frac{N}{N_f} - d \right)}, \quad (1)$$

式中, a , b , c 和 d 为拟合参数。

根据图 2 (b), 饱和黄土的动孔隙水压力比 - 振次比曲线的变化特征与动应变比 - 振次比曲线的变化特征具有较好的对应关系。图中 LB、LX、MH 和 NX 黄土的动孔隙水压力比 - 振次比曲线为持续增长型, 即随着振次比的增加, 动孔隙水压力比持续增长, 且动孔隙水压力比的增长速率逐渐增大。而 GY、PL、TG、TY 和 CZ 黄土的动孔隙水压力比 - 振次比曲线属增长稳定型, 即在初始阶段动孔隙水压力比随着振次比的增加迅速增加, 在振次比达到 0.5 左右时增长速率逐渐减小并趋于稳定。对图 2 (b) 中所示饱和黄土的动孔隙水压力比 - 振次比关系进行非线性拟合可得

$$\frac{U_d}{U_f} = A + \frac{B}{1 + C e^{\frac{N}{N_f}}}, \quad (2)$$

式中, A , B , C 为拟合参数。

1.2 饱和黄土的液化机理

作为一种典型的结构性特殊土, 饱和黄土的液化主要是由它的物理力学特性和微结构特征以及水、电化学性质决定的, 而循环荷载和水的共同作用是导致饱和黄土液化破坏主要因素。图 3 给出了不同地区饱和黄土的循环剪切有效应力路径^[19]。由图 3 可知, 循环剪切过程中饱和黄土的有效应力路径呈近似倾斜线性变化, 平均有效应力 p' 随着动孔隙水压力增大而逐渐减小, 但不同地区饱和黄土破坏时的有效应力均未减小至 0 点, 即没有达到初始液化状态。土体在偏应力出现明显减小之前平均有效应力呈单调减小, 应力路径的形态无明显的变化; 在偏应力出现明显减小后, 平均有效应力继续单调减小, 并在土体液化破坏后呈现减小 - 增大的循环变化。不同地区饱和黄土的应力路径存在一定的差异性。MH 黄土在循环荷载作用下平均有效应力减小缓慢, 在循环荷载作用的初期偏应力快速减小, 之后趋于稳定; 随着平均有效应力的持续减小, 偏应力衰减速率逐渐增大, 并在平均有效应力达到 70 kPa 左右时迅速增大; 相比于 MH 黄土, LX 黄土土体在液化破坏后平均有效应力的减小 - 增大循环变化不显著, 平均有效应力最小值约为 53 kPa。循环剪切作用下 LX 黄土的平均有效应力在试样液化破坏之前呈现加速单调增长, 偏应力衰减近似线性, 但衰减速率相对较小; 土体在液化破坏后平均有效应力

的减小 - 增大循环变化明显, 平均有效应力最小值约为 35 kPa。循环剪切的初始阶段, TY 黄土的平均有效应力缓慢减小, 且其减小速率随动孔隙水压力累积速率的加快而加快; 偏应力随着平均有效应力的减小呈线性减小, 并在平均有效应力达到 80 kPa 时急剧减小, 在平均有效应力达到 60 kPa 左右时减小速率减缓并趋于稳定; 循环剪切后期, 平均有效应力和偏应力衰减速率均较为缓慢, 应力路径形态逐渐趋于稳定, 土体在液化破坏后平均有效应力的减小 - 增大循环变化相对不明显, 平均有效应力最小值达 10 kPa, 偏应力最小值约为 5 kPa。

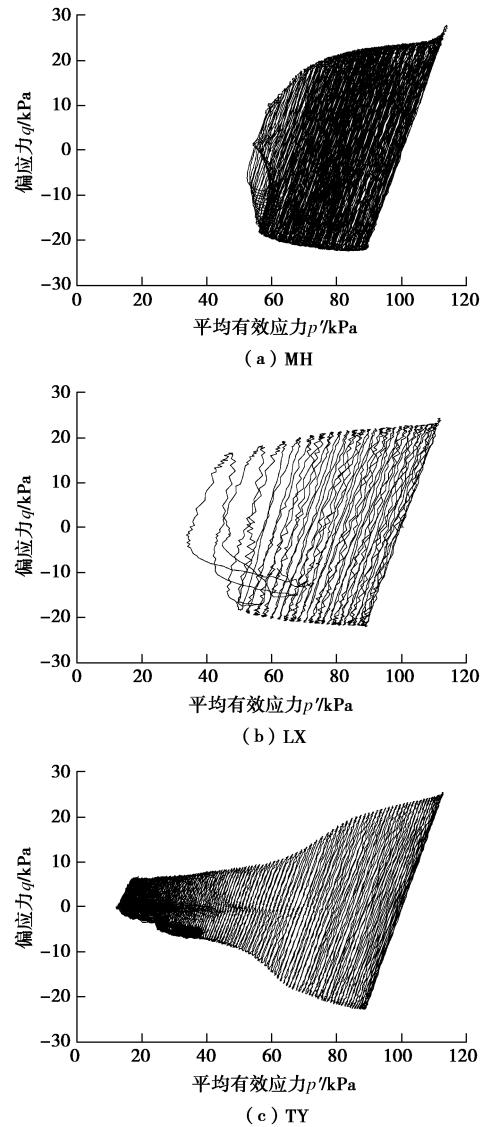


图 3 不同地区饱和黄土动三轴剪切应力路径

Fig. 3 Effective stress paths of saturated loess in different area

根据图 3, 循环剪切作用下, 饱和黄土的平均有效应力和偏应力均出现衰减, 其中, 平均有效应力的降低主要与土体内动孔隙水压力的增长有关, 而偏应力的衰减则反映出土骨架在循环荷载的作用下由于颗粒的滑动、位错和胶结物质的溶解导致的接触力丧失

而呈现出的软化现象。土体在外部荷载作用下，外力在土体内通过土骨架传递。对于黄土而言，其土骨架由不同粒径的颗粒和颗粒之间的胶结性物质构成，其中，大颗粒之间通过点接触或部分面接触形成镶嵌结构，细颗粒则附着在大颗粒表面或形成团粒，黏附在大颗粒之间，从而形成了架空孔隙结构；另一方面，细粒的堆积在土体内形成了部分封闭孔隙。因此，基于莫尔-库仑强度理论，黄土的强度由内摩擦力和黏聚力共同组成，且黏聚力在土体强度中比重较大。土体饱和后，由于黄土中起胶结作用的可溶性盐类部分溶解、土中黏粒等细颗粒吸水导致土体内双电层变厚从而使土体黏聚力降低；部分土体内由于架空孔隙解构而使得孔隙周缘颗粒重排，且由于土体浸水加剧了颗粒之间的润滑作用，从而表现为内摩擦角有一定程度的减小，内摩擦力降低；因此，黄土在浸水后黏聚力和内摩擦力的降低共同导致了土体强度衰减。图4所示的动三轴试验结果表明，随着含水率的增大，兰州黄土动内聚力和动内摩擦角呈非线性减小，在浸水饱和状态下，动内聚力和动内摩擦角分别降低为原状黄土的50%和70%。但是，对于饱和后变形稳定的土体，其大部分结构强度仍然保留，土骨架处于亚稳定状态。

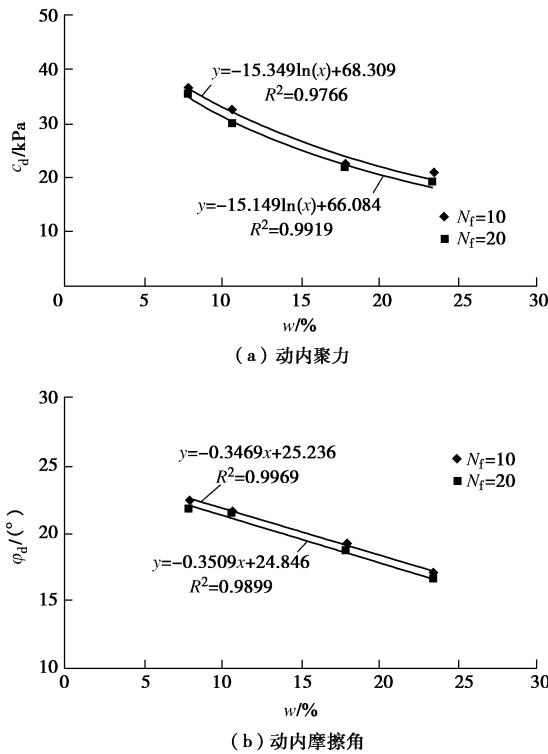


图4 不同含水率下兰州黄土(5, 10 m)的动内聚力和动内摩擦角变化规律。

Fig. 4 Dynamic cohesion (a) and dynamic internal friction angle (b) of Lanzhou loess (5, 10 m) with different water contents

根据饱和黄土动孔隙水压力产生的物理过程，动荷载作用下亚稳定的土骨架再次变形，导致土体内孔

隙体积被压缩而产生累积动孔隙水压力，从而使得土体有效应力持续减小，土骨架抗变形能力持续降低，直至土骨架的残余强度不足以抵御外界动荷载时，土体由于土骨架的损毁产生破坏。同时，由于持续的动荷载作用使得土体内的动孔隙水压力稳定累积，从而使得土体在破坏后呈现近似的流态。因此，动荷载作用下的饱和黄土液化破坏的内在机制主要是循环荷载作用下土骨架对荷载的响应以及由于土骨架的响应造成土中水对孔隙形变产生的适应性响应，进而导致的土骨架强度弱化和孔隙水压力升高交替作用，直至土体丧失结构强度而表现为近似流态的物理过程。

图5为饱和黄土液化试验前后扫描电镜样品的SEM图像，放大倍数为100倍。图中实线条示意孔隙边界。由图5(a), (b)可见，LX黄土液化前结构均匀松散，土体颗粒边界清晰、接触方式以镶嵌搭接为主，孔隙相对独立，孔隙边缘光滑；而在液化后，土体结构破碎，土颗粒仍多镶嵌搭接，但孔隙总面积和数量有所增加，孔隙形状各异，边缘分布有棱角，部分形成形状不规则的贯通通道，使得土体孔隙连通性有所增强。如图5(c), (d)，GY黄土液化前结构松散均匀，孔隙边界较圆滑，互相独立；而在液化后，土体内的贯通通道十分明显，通道边缘尖锐破碎，形状多呈长条状。

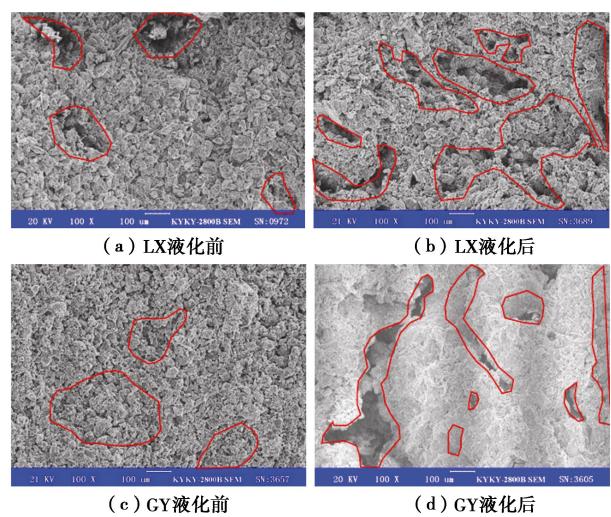


图5 饱和黄土液化前后SEM微结构照片

Fig. 5 Microstructural characteristics of saturated loess before and after liquefaction

图6为液化前后饱和黄土的微结构特征参数差异性统计结果^[20-21]。由图6可知，饱和黄土液化后表观孔隙比、孔隙分维度值和概率熵均不同程度增加，而平均形状系数明显减小，说明振动液化过程中，土体内原有的大、中、小孔隙在振动作用下破坏，进而不断扩展并连接在一起形成大孔隙，导致液化后土体内

的大孔隙数量增加, 孔隙趋于狭长, 均匀性变差, 土体连通性趋于优良。结合图 4, 饱和黄土液化的微观力学过程可分为结构调整、通道发展和液化破坏 3 个阶段: 在结构调整阶段, 土体原有的平衡状态被打破, 颗粒间黏结力降低, 结构强度减小, 整体稳定性降低; 颗粒在振动和孔隙水压力的联合作用下重新排列、组合, 形成新的、暂时的结构体系平衡状态, 以适应于新的振动和孔隙水压力环境; 随着循环剪切的继续作用, 微孔隙和小孔隙中胶结物和隔水物质部分溶解, 孔隙被打开并浸水, 中、大孔隙周围的可溶盐溶解, 内形成的暂态稳定状态被打破, 孔隙崩坏使得大、中孔隙扩展、相互连通, 并在孔隙水压力的作用下发展为通道; 在循环荷载进一步作用下, 土体内的孔隙被持续压缩, 孔隙水压力持续累积, 大、中孔隙边缘失稳、坍塌、连通, 导致更多贯通通道形成。同时, 在通道发展阶段形成的部分贯通通道侧缘失稳区域进一步扩展, 从而形成贯通更长、面积更大的通道。此外, 相邻贯通通道间的薄壁受到孔隙水压力的作用, 土颗粒间连接结构破坏, 有效应力降低, 土体的抗剪强度大幅丧失, 并在该部位出现局部液化现象, 在持续振动作用下, 液化区域扩展, 应变急剧增大直至土样破坏。

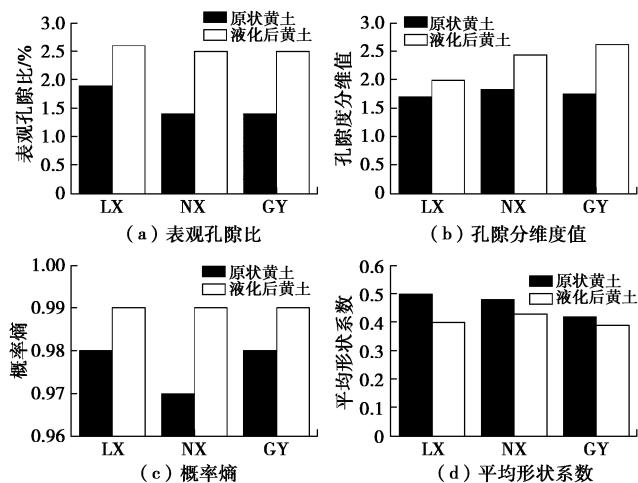


图 6 液化前后饱和黄土的微结构特征参数差异性

Fig. 6 Differences of microstructural characteristics of saturated loess before and after liquefaction

此外, 黄土由于其成因而表现出显著的非均质性特征, 土体内由于细颗粒的填隙作用和黏土矿物团粒的胶结作用造成孔隙连通性较差。循环荷载作用下, 土体内结构强度较低的部位将会由于构成土骨架的颗粒重排产生残余变形, 使得在较小的范围内, 由于孔隙体积的压缩而导致孔隙水压力急剧升高, 土体结构强度降低, 有效应力减小, 从而使得土骨架出现新的不稳定部位, 并在持续的循环剪切作用下产生残余变

形和动孔隙水压力累积。因此, 对于非均质的饱和黄土而言, 其液化破坏本质上是土体内局部液化导致的渐进性破坏。同时, 根据饱和黄土液化前后的微结构特征分析结果, 随着孔隙水压力的上升, 由于土体结构强度持续降低, 孔隙水压力持续增长, 使得土体内孔隙的连通性趋于优良, 从而使得孔隙水压力在土体内的传递增强。对于土体而言, 孔隙水压力的传递将促进土体内有效应力的降低, 使土体更易液化破坏。

1.3 饱和黄土液化的初判与详判方法

饱和黄土液化势的判别是对未来强震中黄土场地是否产生液化以及液化等级的预测, 其对工程地基的抗液化处理具有重要的指示意义。相比于砂性土和粉土, 由于黄土地震液化灾害实例相对较少, 黄土液化势区域分布的差异性较大, 现场测试和室内试验的覆盖面不足, 《建筑抗震设计规范》(GB50011—2010)^[22]及其修订版中尚未将黄土地基液化判别列入。随着近年来有关饱和黄土液化的研究趋于完善, 结合饱和黄土的物性参数特征, 并分别基于室内土动力学试验和现场 SPT 测试^[23-24], 给出了饱和黄土液化的初判和详判方法, 这一成果已被《甘肃省建筑抗震设计规程》(DB62/T25—3055—2011)^[25]和《地下结构抗震设计标准》(GB/T51336—2018)^[26]采纳。

黏粒在土体中起胶结作用, 当黄土中黏粒含量较高时, 土体强度增加。且大量的黏粒附着在大颗粒之上, 形成絮凝状团粒结核。因此, 黏粒含量不仅反映了黄土的强度特性, 也是黄土结构性的重要表征参量。在工程规范中, 黏粒含量也通常作为判别细粒土液化的重要指标。对于饱和黄土场地, 大量的室内试验和现场测试研究发现, 当土中黏粒含量在Ⅶ度、Ⅷ度和Ⅸ度地震作用下分别不小于 12, 15, 18 时, 可不考虑液化的影响。通常情况下, 黄土中由于封闭孔隙的存在, 使得其在自然状态下由于封闭孔隙难以充水而未达到完全饱和; 然而, 已有的地震灾害现场调查和大量的室内试验结果证明, 当饱和黄土的含水率超过塑限含水率时, 土体可产生类液化现象; 随着土体含水率的增加, 循环剪切软化现象越明显。此外, 现场剪切波速测试和室内结果显示, 当饱和黄土层中的剪切波速大于 500 m/s 时, 土体不具有液化势。因此, 上述黏粒含量、含水率和剪切波速的阈值可作为饱和黄土场地液化的初判指标^[5, 25]。

《建筑抗震设计规范》(GB50011—2010) 中推荐采用 SPT 方法对场地土的液化势进行详细判别。对深度范围在 20 m 内饱和砂土和粉土, 其标准贯入锤击数临界值为

$$N_{cr} = N_0 \beta [\ln(0.6d_s + 1.5) - 0.1d_w] \sqrt{3/\rho_c} \quad (3)$$

式中 N_{cr} 为液化判别标贯击数临界值; N_0 为液化判别标贯击数基准值; d_s 为饱和土标准贯入点深度; d_w 为地下水位; ρ_c 为土中黏粒含量; β 为调整系数。

由于饱和黄土的动静力学特性与饱和粉土和饱和砂土差异性较大,为了探讨黄土和其它土类标贯值的差别^[23],对饱和黄土和其它饱和土的标贯值进行对比,结果如图 7 所示。由图 7 可知,黄土、砂土、砾石和卵石,其标贯击数依次增加。其中黄土的标贯击数和砂土的较为接近,但其平均值仅约为砂土的 0.5 倍。由此可见,黄土的标贯击数明显低于其他土类,饱和黄土具有更高的液化势。

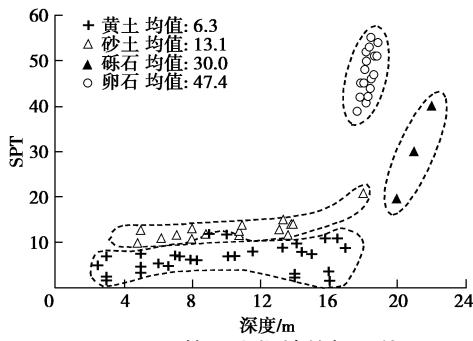


图 7 不同饱和土场地的标贯值

Fig. 7 SPT values of different soil layers

为了进一步探讨规范中推荐的标贯击数基准值对黄土地场液化势判别的适用性,将黄土地场实测标贯值和通过式(1)计算得到的液化判别标贯临界值进行对比,结果如图 8 所示。由图 8 可知,采用规范中推荐的标准值进行计算后,仅有两个饱和黄土地场被判定为不液化,这一结果与事实明显不符。通过现场测试与室内试验结果的对比发现,式(1)对于判别天然饱和黄土地场的液化势同样适用,但需要对判别贯击数基准值进行修正,以使判别结果与实测结果相符。综上,结合黄土现场标贯试验及其与砂土标贯击数对比的结果,给出了适用于黄土地场液化势判别的标贯击数基准值,如表 2 所示。

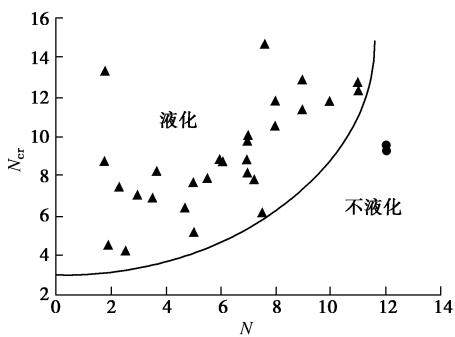


图 8 实测标贯击数和液化判别标贯临界值的对比

Fig. 8 Comparison between SPT values of saturated loess sites and calculated results of N_{cr}

表 2 黄土地基液化判别标贯击数基准值参考值

Table 2 Reference SPT values for detailed liquefaction evaluation of saturated loess sites

设计加速度/g	0.1	0.15	0.20	0.30	0.40
液化判别标贯击数基准值	7	8	9	11	13

2 黄土大规模地层液化滑移的机理与特征

1920 年 12 月 16 日,宁夏海原发生了 8.5 级特大地震,震中烈度高达 XII 度,距震中 70~90 km 的固原石碑塬(清水河四级黄土台塬)低缓的马兰黄土层(Q_3)中发生了大规模、长距离液化滑移,形成了极其严重的震害现象^[9, 16, 27-29](图 9),造成了 44 户被埋,200 多人死亡。本文以石碑塬滑移区为例,采用现场调查、钻孔及探槽勘探、现场测试、室内试验、数值分析和理论分析综合的方法,系统研究其滑移特征,并提出饱和黄土地层大规模滑移的运动学特征和触发机理,为此类灾害的风险防范提供依据。



(a) 南滑移区后壁及波峰-波谷地貌



(b) 南滑移区地貌

图 9 1920 年海原 8.5 级地震引起的石碑塬黄土地层液化滑移
Fig. 9 The sliding-flow of loess deposit in Shibeiyuan triggered by liquefaction during Haiyuan 8.5 earthquake in 1920

2.1 大范围地震液化的条件

石碑塬塬面是坡度为 $1^\circ 45' \sim 2^\circ 25'$ 低缓平面,塬面西侧是坡度 $2^\circ \sim 3^\circ$ 的二、三级河谷阶地缓斜坡,整个黄土地层的地势向西北方向倾斜,东南高、西北低。地震诱发的黄土地层液化大滑移就发生在二、三级阶地构成的低缓斜坡面上,滑移区南北长约 2.1 km,东西宽 1.2~1.3 km,影响范围约 2 km^2 (图 10)。

滑坡后壁北高南低, 北部高度 20~30 m, 南部高度 3~10 m, 主滑动方向 330°, 滑体厚 10~30 m, 土方量超过 4000 万 m³, 滑坡后壁地貌及滑移区范围如图 10 所示。

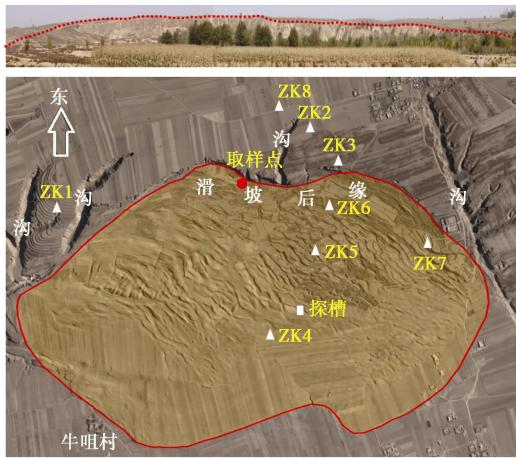


图 10 滑移区地貌及滑移范围分布图

Fig. 10 Landform and distribution of slip range of slip area

大量的震害实例统计资料表明, 坡度小于 5° 的缓斜坡极罕有地震滑坡灾害发生, 而石碑塬液化大滑移却是在坡度 2° 左右的低缓斜坡面上发生的, 滑后地貌呈波浪起伏、峰谷相间形态, 具有很强的节律性, 与高角度黄土滑坡的滑体形态有着显著不同。地震诱发滑坡事件的发生, 是特定的斜坡地质体对地震动力进行变形协调响应, 最后产生失稳滑动的结果。

这除了与外部诱发因素地震动特性(强度、频谱、持时)密切相关外, 还依赖于斜坡地质体的岩土动力特性、地层结构、水文地质环境等内部要素, 而且是外因作用于内因, 且内外因素耦合关联导致土性劣化、斜坡失稳灾变的结果。

为了探明石碑塬滑移区地形地貌特征要素, 地层结构特征与不同层位岩土动力特性, 水文地质条件与地下水的赋存状态, 通过现场调查测绘, 滑坡周边未滑动地层、滑移区内地层的钻孔勘探 (ZK1~ZK8), 现场土层波速测试, 室内试验等手段, 以便于系统总结石碑塬液化大滑移的产生的内外因素条件。

(1) 地层结构与岩性

石碑塬滑坡区自上而下依次为 Q₃ 晚更新世马兰黄土层和中更新 Q₂ 离石黄土层两个大类, 两层之间以第二古土壤层为界, 不同类型的黄土地层都自后缘至前缘逐渐减薄 (图 11)。滑移区后缘塬顶前部 ZK3 钻孔剖面及其剪切波速随深度的分布如图 12 所示。

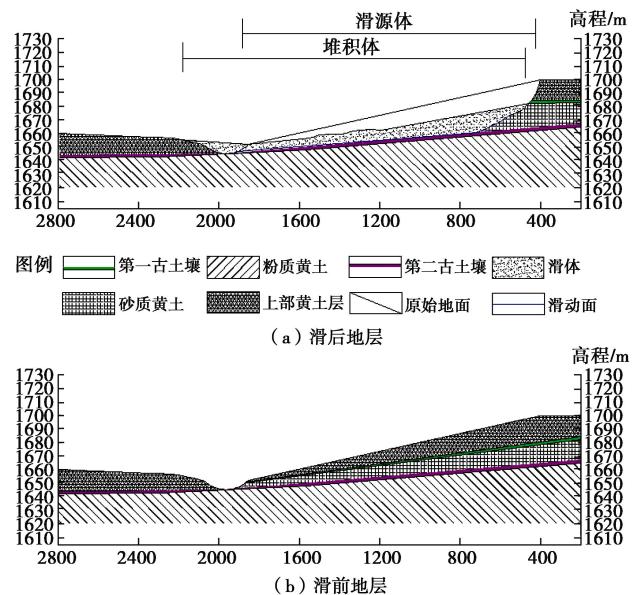


图 11 滑坡区域地层结构

Fig. 11 Stratigraphic structure of landslides

年代	地层	深度(m)	柱状图	土层描述	V_{si} (m/s)	V_s (m/s)	剪切波速曲线(m/s)		
							0	100	200
晚更新世 马兰黄土 Q_3	上部黄土层	12.0		褐黄色、稍湿、稍密、无光泽、土质较均匀、具层理、岩心散状和短柱状	151	102 116 121 125 126 135 140 142 147 151 163 189			
	第一古土壤	13.4		褐红色、硬塑	193	193 163 165 166 167 170 175 177 181 189 199 207 216 225 237 245			
	砂质黄土	16.0		褐黄色、稍湿、稍密、无光泽、土质较均匀、具层理	190	187 189 199 207 216 225 237 245			
	细砂层	16.2			190	252 262 274 271 276 279 280 281 286 287 290 298			
中更新世 离石黄土 Q_2	第二古土壤	27.7		褐红色、硬塑	245	252 262 274 271 276 279 280 281 286 287 290 298			
	黄土	40		褐黄色、饱和、中密、土质均匀、有软缩变形现象	276	252 262 274 271 276 279 280 281 286 287 290 298			

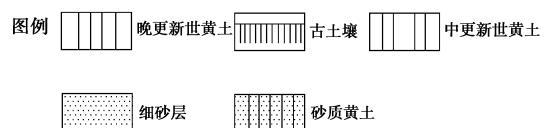


图 12 石碑塬南滑移区后缘塬顶前部 ZK3 钻孔剖面及其剪切波速分布

Fig. 12 Boring log of ZK3 in front zone on top of back wall of south sliding-flow area in Shibeiyuan and distribution of its shear velocity

Q₃ 马兰黄土层从上至下又可分为以下 4 层, 上部非饱和黄土层, 塘顶区域厚度约 14 m, 前缘处约 1~2 m; 该层剪切波速为 102~189 m/s, 黄土结构疏松, 支架大孔隙发育, 工程力学性质较弱, 有很强的动力易损特性, 由于覆盖于地表, 含水率较低, 在动力作

用下容易产生拉裂、剪断等脆性破坏形式。第一古土壤层，后缘深度约 15 m，厚度 1 m，该层剪切波速为 193 m/s，土黏粒含量较多，透水性差。下部砂质黄土层剪切波速为 163~237 m/s，后缘深度 16 m，厚度约 15 m，中间夹一厚度 0.2 m 的细砂层。第二古土壤层，后缘深度在 27 m 左右，厚度 1 m，该层剪切波速为 245 m/s。其下为 Q₂ 离石黄土，剪切波速大于 262 m/s，饱和中密。

石碑塬滑移前，地层中砂质黄土层具有较高液化势，其上下有两层古土壤层，由于古土壤透水性差，因此，当砂质黄土层液化时，孔隙水压力瞬间上升会受到古土壤层的阻隔而汇聚于古土壤层及其下部，形成软弱滑移面，其上土体在地震动力作用下极易发生失稳滑动。

(2) 水文地质条件

石碑塬滑移区原始坡度很小，斜坡平缓开阔，具良好的汇水条件。滑移区的地下水主要来自大气降水和塬面汇水流入补给，上部潜水位位于 8~20 m，埋藏于砂质黄土层中。滑坡区后缘中心部位有一深切大沟，大沟两侧还有数条小沟，大沟深度现已经切穿砂层；降雨期间，塬面汇集的雨水顺沟而下流经滑移区时，地表径流通过渗透性更高的砂层将雨水输送到地下深部更广区域，长期的周而复始的雨水入渗作用，再加上上下古土壤层的隔水作用，使得上下古土壤层内的黄土长期处于饱和状态。

(3) 地震动条件

黄土液化的起始烈度为 VII 度，而石碑塬滑移区距离 1920 年海原地震震中约 70 km，地震烈度达到 X 度，石碑塬地区土层较厚，考虑的黄土地带的地震动放大效应，滑移区的地震动峰值加速度 PGA 预计要高于 X 度，强烈的地面运动为滑移的产生、灾害的形成提供了足够强度的动力条件。

2.2 大规模液化滑移的机制

(1) 砂质黄土液化势

为研究石碑塬液化滑移区马兰砂质黄土（震前含水段）地震液化的可能性，对所有钻孔每隔 1 m 进行的波速测试，测得砂质黄土层的平均剪切波速 $V_s = 190$ m/s，用临界波速法和动应变法对粉砂进行液化判别计算，结果都表明粉砂层是可液化的。通过动三轴试验，对砂质黄土进行实际应力状态下等幅循环动荷载试验，其初始液化的地震动加速度为 134.85 gal (1 gal=0.01g)。采用 Ishihara 等推荐的方法^[10, 30]，对动三轴仪上振动液化的饱和砂质黄土进行 UU 试验，测得其残余强度为黏聚力 $c=3.12$ kPa， $\phi=8.55^\circ$ 。

(2) 土层液化滑移机制

为了研究石碑塬液化滑移机制，沿波峰、波谷走

向的垂直方向，开挖了深度 12 m，长 21 m 的探槽，探槽在滑移区的位置如图 10 所示，该区域地表波峰宽约 10~15 m，波谷宽约 8 m。探槽剖面如图 13 所示。根据图 13，波峰地层由上部非饱和黄土，第一古土壤层和下部的砂质黄土液化层构成，而波谷主要由下部的砂质黄土液化层，上部为耕植土。峰谷下部非连续分布有砂层。液化层流动形态显著，测试其含水率在 20%~22%，而第一古土壤含水率从上至下在 14%~19%。古土壤层通常与上下地层平行整合接触，但探槽内的古土壤层出现多个波峰、波谷相间形态，反映在其滑移过程中，受到下部液化砂质黄土的顶挤作用。上部的非饱和黄土层受下部土层挤压，变形特征明显，但仍保持了基本的沉积层序。

从波峰、波谷下部物质组成及地层形态特征可以判断，上部非饱和黄土在滑动过程中受到周围土体的挤压、拉张作用和下部土体的上涌顶升作用而出现脆性破坏形成裂谷，两侧非饱和黄土形成的山峰因有更高的上覆压力造成下部液化层侧向流动，因为裂谷区域上覆压力较小，流动来的液化砂质黄土上涌填充了裂谷区域到一定高度从而形成波谷。

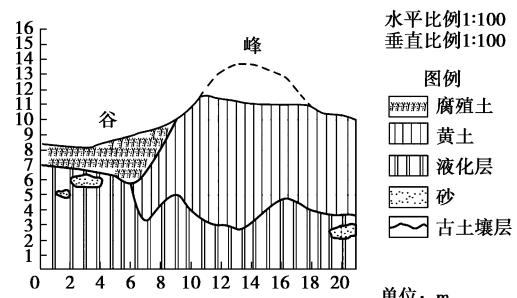


图 13 探槽剖面简图

Fig. 13 Simple profile of engineering trench

根据滑前石碑塬地层结构，建立了包含上部非饱和黄土、中部饱和砂质黄土和下部 Q₂ 离石黄土的有限元数值分析模型，加载了汤峪台记录的汶川地震波，模型两侧为无限元边界，不同层位的土体物理力学参数根据实测数据赋值，具体参数见表 3。

表 3 不同层位土体的物理力学参数

Table 3 Physical and mechanical parameters of soils

地层	密度 /(g·cm ⁻³)	弹模 /MPa	泊松 系数	黏聚 力/kPa	内摩擦 角/(°)
上部非饱和黄土	1.35	55	0.27	23	26
饱和砂质黄土	1.65	80	0.26	12	16
Q ₂ 黄土	1.72	120	0.23	62	25

计算结果显示，100 gal (VII 度) 地震动作用下，斜坡不同部位土体没有残余变形发生。200 gal (VIII 度) 地震动作用下，饱和砂质黄土层出现显著残余变形，局部变形超过 3% (图 14 (a))，表明土体局部液化，

坡肩非饱和黄土因下部饱和砂质黄土向下的残余变形而失去部分支撑力而出现了残余变形,但应变量在2%之内,因此还没出现拉裂破坏。斜坡中上部位的非饱和黄土因受中间砂质黄土层液化顺坡向下陷及流动拖曳作用而出现顺坡向运移,但累计总位移量为0.56 m(图14(b)),因此该工况下土体未出现大规模滑动。600 gal(IX度),地震动作用下斜坡中上部位砂质黄土层出现了10%~14%的残余变形(图14(c)),中下部位残余变形也都超过了3%,表明整个饱和砂质黄土层因地震动作用而液化。由于斜坡中上部位土体的液化大变形,该部位液化层会出现下陷和顺坡流动,使得坡肩部位非饱和黄土因下部支撑力减少,再加之前方土体的牵引拉动,以及地震惯性力的作用而出现脆性拉剪破裂。由于液化后的砂质黄土在地震惯性力和重力耦合驱动下出现顺坡向滑移,使得上覆于液化层的非饱和黄土层也在地震动力、重力和下伏液化层拖曳力作用下同液化层一起向下滑动,如同水上漂浮的船筏运动。因坡肩的拉剪破裂,斜坡中上部位土体失去了后缘母体的拉接作用,在地震惯性力和重力下滑力分量的联合驱动下,推动下方土体出现液化大滑移^[31]。

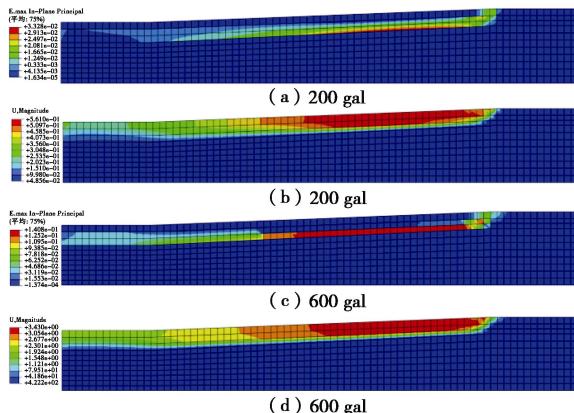


图14 地震动作用下的应变及位移云图

Fig. 14 Nephogram of strain and displacement under effect of earthquake

2.3 地震液化滑移的动力学特征及其启动条件

图15给出了地震作用下石碑塬斜坡体的应力云图。由图15可知,最上层的非饱和黄土层在向下运动过程中,在地震动力往复作用下,不同部位会出现瞬态的拉压应力变化(图15(a)),当拉应力超过土体抗拉强度时,会出现拉张破裂。由于上覆非饱和黄土与下伏液化层在土体性状明显不同,因此波速也存在显著差异,当地震波以应力波的形式自下而上传递过程中,波长在不同层位显著变化,在应力波的前后往复作用下,液化层会出现局部上涌现象,导致非饱和黄土层局部竖向应力集中(图15(b))。由于上部非饱和黄土层在滑移过程中拉应力的反复作用,以及液

化层的局部上涌导致竖向应力集中,使得整个上部黄土层逐渐裂解成不同规模的块状体。

对于斜坡坡度小于5°低缓黄土斜坡,在静力条件下极其稳定,在八度地震动作用下会产生局部液化现象,但不会整体失稳滑动;当有IX度及以上地震动作用时,饱和土层会全部液化,进而产生大规模地层滑移,因此IX度地震动的作用是其产生液化大滑移的必要启动条件。

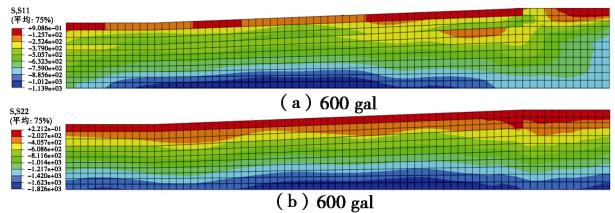


图15 地震动作用下的应力云图

Fig. 15 Nephogram of stress under earthquake

2.4 滑移的运动学特征及滑后地貌形态

图16为地震动作用过程中石碑塬坡体的速度变化。可以看出,斜坡土体在地震力和重力联合驱动下滑过程中,不同层位及同一层位的速度场在水平及垂直方向都明显不同;斜坡中上部土体的运移速度要大于下部土体的运移速度,液化层的向下运移速度大于上部非饱和黄土层的运移速度;表层非饱和黄土层在向下运移过程中,受往复地震动作用下,不同部位显著的速度不同步现象。正是由于这些运动的不同步现象,斜坡滑移过程逐渐解体,形成了峰谷相连的独特地貌形态(图17)。

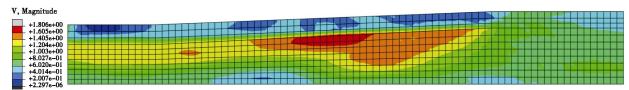


图16 地震动作用过程中的速度变化

Fig. 16 Variation of velocity during earthquake

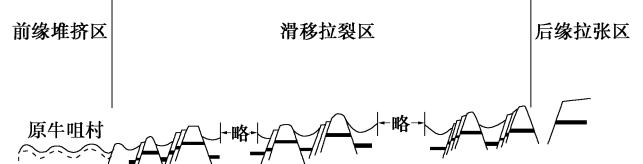


图17 不同区域的峰谷地貌形态特征

Fig. 17 Morphological characteristics of peak-valley topography in different regions

基于石碑塬液化滑移区的滑移机制、滑后地貌特征,整个滑移区可分为3个区域,不同区域滑距分布、土体厚度显著不同(图17,18)。

第一个区域为后缘拉张区,通过实地测量,该区域滑体滑动的距离为30~50 m,拉裂形成的土体断块较之于中部及前缘土层要更宽、更厚,沿主滑方向,土层厚度最大,在20~30 m,沿滑坡后壁从北向南,

土体厚度逐渐减薄，南缘仅有数米。

第二个区域为中部滑移拉裂区，由该区域被埋农民的石碾子（155 m）、磨盘（100 m）和院墙（124 m）判断该区域滑动距离在 50~150 m。该区域是峰谷地貌最显著的地貌。较之于后缘拉张区，土层厚度逐渐减薄，沿主滑动方向土层厚度在 10~20 m，往南土层厚度也逐渐变薄，最南端仅有数米。

第三个区域为前缘堆挤区，上部非饱和黄土至今都能看到土体挤压形成的裂隙，滑动距离在 150~400 m，该区土层厚度 3~10 m。由于滑坡区域较大，受河流地形影响，滑坡前缘区域从北至南地形界限为非规则形状。南区和北区不仅土层厚度不同，北厚南薄，滑动距离也明显不同，南部区域仅推进到了河沟边缘，北部则越过了河沟。

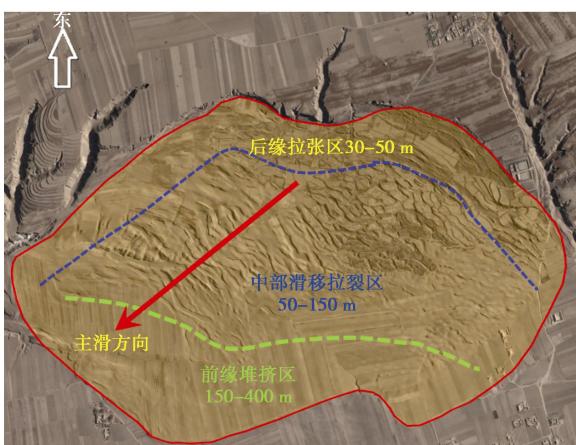


图 18 滑移区不同区域滑距分布简图

Fig. 18 Distribution of slip distance in different areas of slip zone

2.5 黄土地层液化滑移机理

基于上述现场调查、大型探槽钻孔勘探及测试、室内土动力学试验、理论分析与数值模拟计算，对 1920 年海原 8.5 级地震引起石碑塬黄土地层大规模液化滑移的机理揭示如下（图 19）。

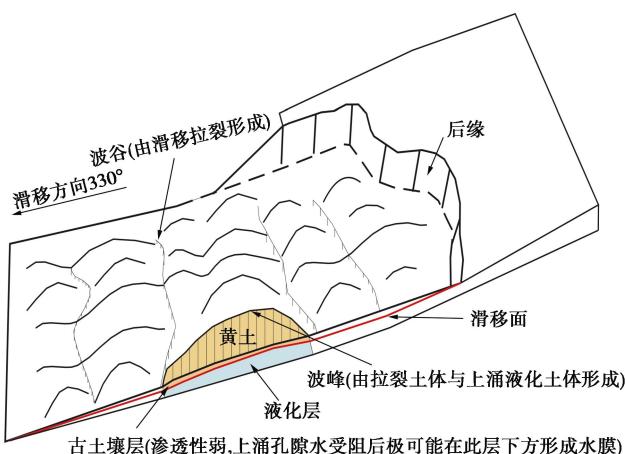


图 19 石碑塬黄土地层液化滑移机理示意图

Fig. 19 Diagrammatic sketch of mechanism of sliding flow of loess deposit in Shibeiyuan

海原地震前几天，据当地村民普遍反映和文献记载^[32]，水井水位上升到 15 m 左右，即 15 m 深度以下黄土地层处于饱水状态。地震时，滑移区处于 X 度区，在地震动作用下，第一古土壤层下部的砂质黄土层发生液化，孔隙水压力上升，液化物质上涌，当孔隙水上涌到第一古土壤层时，由于该层透水性差而受阻汇聚在第一古土壤层之下，可能瞬间形成一薄层水膜，水膜和高含水率的古土壤层及其下部液化砂质黄土层成为大面积的滑动面（带），上覆土体在地震惯性和 2° 左右缓斜坡下滑力的联合作用下，沿黄土塬缓斜坡倾斜方向向西北滑移。滑移土体由于运动中的拉裂破坏和液化物质上涌顶升耦合作用，使滑移土体在开裂部位形成波谷地形，在堆积部位形成波峰地形。由于塬体土层在滑移运动过程中的时序和运移条件的差异性，各部分土体滑移距离不同，从前部到后部的滑移距离逐渐变小，前部为 150~400 m，中部为 50~150 m，后部为 30~50 m。笔者对 1303 年山西洪洞 8 级地震引起邬堡大规模黄土地层液化滑移和 1695 年山西临汾 8 级地震引起东、西堡头村分离的大规模黄土地层液化滑移的现场调查和勘测也验证了这一机理。

3 黄土地层大规模液化滑移的风险评估

黄土地层大规模滑移影响范围（致灾范围）对灾害损失有着重要影响，因而开展滑移致灾范围研究是黄土液化滑移风险评价的重要环节，对于单体滑移可基于力学计算来估算滑距^[33-35]。

对于坡度小于 5° 的低缓黄土斜坡，在 IX 度及以上地震动作用下，饱和土层液化开始滑动，产生液化大滑移。利用能量守恒定律可建立黄土地震液化滑移运动学简化模型，如图 20 所示。由地层液化滑移的运动特征可知，可将滑移体简化为一个块体，地震液化滑移运动过程即为一个沿光滑斜坡面做下滑运动的块体模型，以坡脚为原点建立坐标系，滑坡体坡度为 θ ，坡高为 h 。

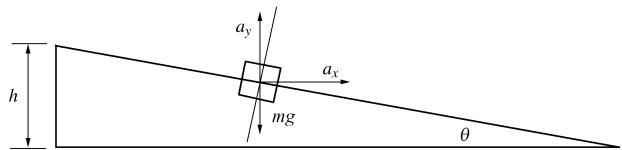


图 20 黄土地震液化滑移运动学简化模型

Fig. 20 Simplified kinematic model for liquefaction slip of loess under earthquake

3.1 黄土液化滑移滑距预测模型

为了建立滑距计算模型，简化地震往复作用对滑移体造成的破坏，基于疲劳理论结果，采用 Seed 提出的地震荷载等价幅值与等价作用次数方法。地震荷载

的等价幅值比为 0.65, 参考等价作用次数与地震烈度关系(见表 2)。将地震荷载施加于块体, 其大小以加速度来表示, 设地震动水平加速度为 a_x , 垂直加速度为 a_y , 考虑地震作用时各方向的差异, 垂直方向加速度 a_y 取水平向加速度大小的二分之一。

表 4 Seed 细化和调整后的地震荷载的等价作用次数与地震烈度关系

Table 4 Relationship between equivalent action times and seismic intensity of Seed refined and adjusted seismic loads

地震烈度	VII	VIII	IX
等价作用次数/s	18	30	40

在滑面上, 垂直滑面向下的力为

$$N_1 = mg \cos \theta + ma_x \sin \theta + ma_y \cos \theta ; \quad (4)$$

沿滑面向下的力为

$$N_2 = mg \sin \theta + ma_x \cos \theta + ma_y \sin \theta ; \quad (5)$$

滑块受摩擦力为

$$f_1 = N_1 \mu ; \quad (6)$$

则滑块所受合力为

$$F = ma = N_2 - f_1 . \quad (7)$$

液化滑移过程中滑移体运动过程可分为两个阶段: 第一阶段为地震作用阶段, 滑移体在地震作用和重力作用下沿滑面向下滑动。假设地震动作用时间为 t , 地震动作用结束时, 滑块获得一个速度 v , 第一阶段块体滑移距离为 d_1 , 则

$$v = at , \quad (8)$$

$$d_1 = \frac{1}{2}at^2 . \quad (9)$$

第二阶段为地震作用结束后滑体运动阶段, 该阶段滑块沿滑移面向下克服摩擦力做功, 直至速度为零, 滑动结束, 该阶段块体滑移距离为 d_2 。此时滑块受力情况如下:

垂直滑面向下的力为

$$N_{12} = mg \cos \theta , \quad (10)$$

滑块受摩擦力为

$$f_2 = N_{12} \mu , \quad (11)$$

式中, μ 为滑动摩擦系数, 由土体的动内摩擦角决定, 具体根据土体特性而定。

据能量守恒定律得

$$\frac{1}{2}mv^2 + mgd_1 \sin \theta = f_2 d_2 , \quad (12)$$

可求得

$$d_2 = \frac{mv^2 + 2mgd_1 \sin \theta}{2f_2} . \quad (13)$$

由式(9)与式(13)相加可得滑块滑距 d :

$$d = \frac{1}{2}at^2 + \frac{a^2t^2 + gat^2 \sin \theta}{2g \cos \theta} \mu , \quad (14)$$

式中,

$$a = g \sin \theta + a_x \cos \theta + a_y \sin \theta - (g \cos \theta + a_x \sin \theta + a_y \cos \theta) \mu . \quad (15)$$

3.2 黄土液化滑移致灾范围估算

对已有地震诱发黄土地层液化滑移体堆积形状统计分析, 液化滑移堆积体形状可概化为图 21 所示的 $ABDC$ 和 DFC 两段抛物线曲线来表达, 则堆积体范围为 $ABDFC$ 构成的区域。其中, 线段 AB 为实测坡体后缘宽度 L , 线段 OF 为坡体长度与滑距之和。根据已有资料及数值模拟得到的堆积体形状^[4-7], 发现 EF 段与 OE 段比值一般为 1:6, AB 段与 CD 段比值一般为 1:2。

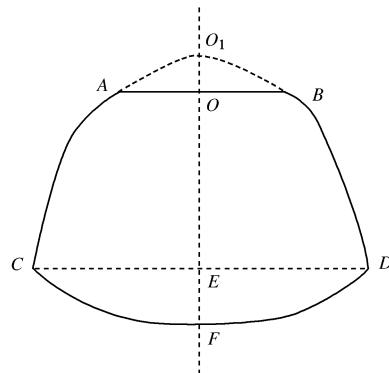


图 21 黄土液化滑移堆积体概化曲线

Fig. 21 Generalization curve of liquefaction sliding accumulation of loess

假设抛物线 CO_1D 的曲线方程为

$$y_1 = ax^2 + c , \quad (16)$$

抛物线 CFD 的曲线方程为

$$y_2 = bx^2 + d . \quad (17)$$

根据 $ABCD$ 四点坐标求得 CO_1D 曲线方程为

$$y_1 = -\frac{8}{7L^2} \left(d + \frac{h}{\sin \theta} \right) x^2 + \frac{2}{7} \left(d + \frac{h}{\sin \theta} \right) , \quad (18)$$

根据 CFD 三点坐标求得 CFD 的曲线方程为

$$y_2 = -\frac{1}{7L^2} \left(d + \frac{h}{\sin \theta} \right) x^2 - \frac{1}{7} \left(d + \frac{h}{\sin \theta} \right) . \quad (19)$$

对两个抛物线进行积分, 求得堆积体面积为

$$S = -\frac{26}{21} \left(d + \frac{h}{\sin \theta} \right) L , \quad (20)$$

式中, L 为滑坡后缘宽度, h 为坡高, d 为滑移距, θ 为坡角。

3.3 黄土液化滑移实例验证

以宁夏固原石碑塬和山西临汾郇堡地震液化滑移为例对上述模型进行验证。

根据现场测试资料, 石碑塬液化区斜坡角度约为 3°, 坡高为 50 m, 后缘宽度为 2000 m, μ 取 0.05,

地震烈度等级IX。根据 Seed 提出的地震荷载等价幅值与等价作用次数方法, 地震作用次数为 40 次, 取持时 40 s, 烈度 IX 地震加速度 400 gal, 假设水平地震加速度为垂直方向加速度的 2 倍, 换算后 a_x 为 0.26 m/s^2 。根据式(12), (17), 求得滑移距 d 为 593 m, 堆积体面积为 384933.33 m^2 。

根据现场测试资料, 鄯堡液化区斜坡角度约为 2° , 坡高为 30 m, 后缘宽度为 600 m, μ 取 0.05, 地震烈度等级 IX。根据 Seed 教授方法, 地震作用次数为 40 次, 即持时 40 s, 烈度 IX 地震加速度 400 gal, 假设水平和垂直方向加速度相等, 换算为 0.26 m/s^2 。根据式(14)与(20), 求得滑距 d 为 107 m, 堆积体面积 1224913.16 m^2 。求得滑距与滑移面积的结果与实际滑移情况大致相符。

3.4 液化滑移灾害的风险评估方法

液化滑移灾害风险评估是对液化滑移带来的影响或损失进行量化测评得到的可能程度。风险分析方法分为风险因素分析法、定性风险评价法与概率风险评价法^[36-37]。风险因素分析法是指对可能导致风险发生的因素进行评价分析, 如控制液化滑移的风险因素主要有区域地貌地质条件、土层物理力学参数、地震动强度、地下水位、降水与灌溉, 从而确定风险发生概率大小的风险评估方法^[38-39]; 定性风险评价法是指那些通过观察、调查与分析, 并结合个人经验、专业标准和判断等能对灾害风险进行定性评估的方法, 如最大致灾距法, 考虑发震构造对液化滑移灾害相关性, 根据已知的震源或发震断层, 给出最大致灾震中距或断层勾画出的液化滑移风险区域, 再结合断层结构影像与黄土分布, 对勾画范围进行修正; 概率风险评价法是依据某一个基本致因因素的触发灾害发生概率, 通过数理统计概率分析方法, 求取灾害基本致因因素的关联度(或重要度)或整个评价系统的事故发生概率的安全评价方法, 如最小致灾加速法, 考虑第五代《中国地震动参数区划图》(2015)^[40], 结合黄土分布对不同地震动峰值加速值范围进行勾画得到相应概率下液化滑移灾害风险。

黄土高原位于中国中部偏北部, 总面积约 517489 km^2 , 南北宽 750 km, 东西长约 1000 km。区域内黄土厚度在 50~80 m, 最厚达 150~180 m。地势东南低, 西北高, 自西北向东南呈波状下降^[5, 41]。区域内山脉以六盘山和吕梁山为主, 将黄土高原分三个区域, 海拔高度 500~3500 m, 其中以六盘山与吕梁山之的区域为黄土高原的主体, 如图 22。

对黄土高原区域进行黄土液化滑移灾害 I 级区划, 需要考虑黄土高原地貌、地质以及黄土地区大中城市地震小区划和重大工程地震安全性评价给出的不同超越概率下的地震动峰值加速(PGA)值。采用最小致灾加速度法, 对黄土高原液化滑移进行 I 级区划,

分别取 PGA 为 $0.2g$, $0.3g$, $0.4g$ 对应灾害风险等级 I 级、II 级与 III 级。结合第五代《中国地震动参数区划图》(2015) 给出的 50 a 超越概率 10%, 2% 与 0.5% 地震动峰值加速^[5], 得到黄土高原区域黄土液化滑移灾害区划图, 如图 23~25 所示。50 a 超越概率 10% 条件下, I 级风险区总面积约为 160877 km^2 , 占黄土高原区域面积 31.09%, 分别集中在甘肃省以东、宁夏回族自治区、陕西省中部、山西省与内蒙古自治区呼伦贝尔市。II 级风险区总面积约为 14546 km^2 , 占黄土高原区域面积 2.81%, 分别集中在天水市、固原市、中卫市级临汾市。III 级风险区总面积约为 437 km^2 , 占黄土高原区域面积 0.08%, 如表 5, 集中在固原市海原地震断裂带区域及周边。

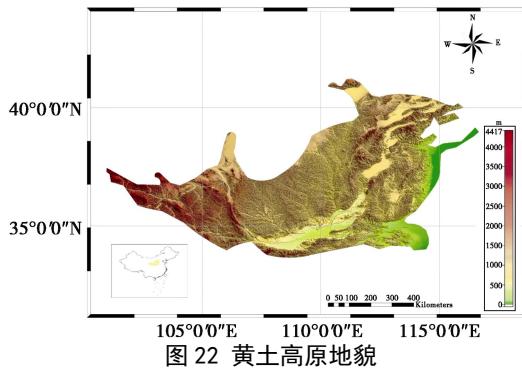


Fig. 22 Landform of Loess Plateau

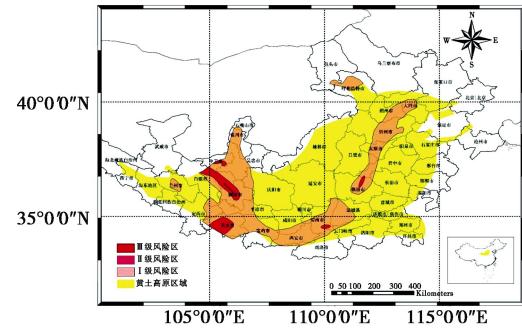


图 23 黄土高原液化滑移灾害风险区划图(50 a 超越概率 10%)

Fig. 23 Risk zoning map of liquefaction and sliding disaster in Loess Plateau (exceedance probability: 10% in 50 years)

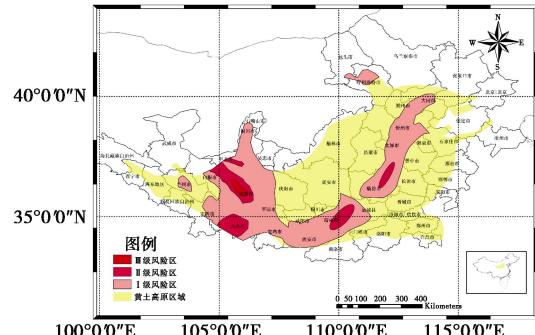


图 24 黄土高原液化滑移灾害风险区划图(50 a 超越概率 2%)

Fig. 24 Risk zoning map of liquefaction and sliding disaster in Loess Plateau (exceedance probability: 2% in 50 years)

50 a 超越概率 2%条件下, I 级风险区总面积约为 189575 km², 占黄土高原区域面积 36.63%, 分别集中在甘肃省以东、宁夏回族自治区、陕西省中部、山西省与内蒙古自治区呼伦贝尔市。II 级风险区总面积约为 31676 km², 占黄土高原区域面积 6.12%, 分别集中在天水市、固原市、中卫市级临汾市。III 级风险区总面积约为 1048 km², 占黄土高原区域面积 0.20%, 如表 6, 集中在固原市海原地震断裂带区域及周边。

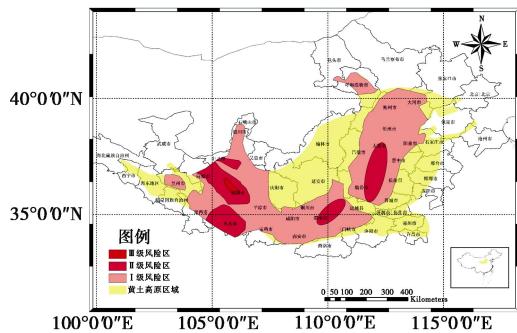


图 25 黄土高原液化滑移灾害风险区划图 (50 a 超越概率 0.5%)

Fig. 25 Risk zoning map of liquefaction and sliding disaster in Loess Plateau (exceedance probability: 0.5% in 50 years)

表 5 黄土高原液化滑移灾害风险区分布

Table 5 Distribution of risk areas of liquefaction and sliding disaster in Loess Plateau

区域	最小致灾加速度/g	面积/km ²	占比/%
I 级风险区	0.2	189575	36.63
II 级风险区	0.3	31676	6.12
III 级风险区	0.4	1048	0.20
黄土高原	—	517489	100.00

表 6 黄土高原液化滑移灾害风险区分布 (50 a 超越概率 2%)

Table 6 Distribution of risk areas of liquefaction sliding disaster in Loess Plateau (exceedance probability: 2% in 50 years)

区域	最小致灾加速度/g	面积/km ²	占比/%
I 级风险区	0.2	284668	55.01
II 级风险区	0.3	64008	12.37
III 级风险区	0.4	2219	0.43
黄土高原	—	517489	100.00

50 a 超越概率 0.5%条件下, I 级风险区总面积约为 284668 km², 占黄土高原区域面积 55.01%, 分别集中在甘肃省以东、宁夏回族自治区、陕西省中部、山西省与内蒙古自治区呼伦贝尔市。II 级风险区总面积约为 64008 km², 占黄土高原区域面积 12.37%, 分别集中在天水市、固原市、中卫市级临汾市。III 级风险区总面积约为 2219 km², 占黄土高原区域面积 0.43%, 如表 7, 集中在固原市海原地震断裂带区域及周边。

及周边。

4 黄土地层大规模液化滑移灾害的防控途径

为了防止和降低黄土地层液化滑移灾害风险, 可通过治水工程进行地表导流、孔隙水消散、集水井等主动防控措施和挡土墙、抗滑桩、排导沟等被动的防治体系来对黄土地层液化滑移潜在危险区域内重要的危害目标进行保护, 同时建立监测预警体系, 对于可能遭受液化滑移严重威胁的居民、企业和重要工程设施及时搬迁、疏散, 进而在受灾时有效地抢险救灾, 减少灾害破坏损失。

表 7 黄土高原液化滑移灾害风险区分布 (50 a 超越概率 0.5%)

Table 7 Distribution of risk areas of liquefaction and sliding disaster in Loess Plateau (50-year exceedance probability 0.5%)

区域	最小致灾加速度/g	面积/km ²	占比/%
I 级风险区	0.2	160877	31.09
II 级风险区	0.3	14546	2.81
III 级风险区	0.4	437	0.08
黄土高原	—	517489	100.00

4.1 主动防控途径

(1) 地表导流

在主动防治过程中, 对水的控制是对大规模液化滑移灾害防治最关键的要素, 对于易液化的场地依据地表汇水区水流量和势能设计导水槽, 将大量的地表降雨进行疏导排泄, 使其尽可能减少对液化场地一定区位场所地下水位的补给。从而控制下部液化势较高的层位含水率和地下水位保持在一个比较低的水平。

(2) 孔隙水压力消散

降雨、浇灌、地下水位上升和地震等是影响孔隙水变化的主要因素, 也是造成黄土地层大规模液化滑动的重要因素。因此, 孔隙水压力快速消散是减轻斜坡失稳的重要途径, 基于此, 采孔隙水消散套管, 促使孔隙水水平流入消散套管中并沿地表汇水区导水槽流出, 促进土体内孔隙水压力的快速消散, 从而减轻边坡失稳等工程实际风险。

(3) 集水井

集水井是有效降低地下水位的措施之一, 为防止地下水位上升, 可在潜在地层滑移区域外、地下水水流上游位置等间隔设置集水井, 及时防止地下水汇集, 有效促进孔隙水压力消散, 提高地层的瞬态抗滑强度, 进而起到保护作用。

4.2 被动防控途径

(1) 挡土墙

大规模液化滑移的发生对场地被动防治途径可设

计采用分段挡土墙的方式，在对一般滑坡灾害防治过程中挡土墙是最常采用的抗滑方式，而对可能发生大规模液化滑移区挡土墙的设置形式应采用据地貌及地区基本工程地质条件进行多段式防护设置。

(2) 防滑桩

大规模液化滑移的一般形成条件由于强震作用和高含水率的影响沿一定层位界面发生滑移。因此，在对大规模液化滑移区防治过程中可考虑采用防滑桩的形式，打入基岩面或坚硬土层增加抗滑力，从而形成对地区液化滑移的防治。

(3) 排导沟

对于大规模的地层滑移可借鉴泥石流治理过程中的排导槽方式。通过人工修建或改造的沟道引导滑移土层顺畅通过保护区（段），排向下游泄入平坦区域，进而阻止其继续滑移致灾。

4.3 监测预警

对液化滑坡类灾害的提前预警预报和及时避让，可最大限度的减少灾害造成的损失；对于大范围黄土地层液化滑移，合理的监测预警是为最有效的防灾手段。根据该类滑坡灾害的成因机理及致灾范围，根据当前监测技术，监测预警方式主要从地下水位线、孔压监测和地震加速度监测几方面进行。可参考的监测预警方法及手段主要为：

(1) 基于孔隙水压力计、地下水位计和水分计的地下水作用因素监测。地下水位是直接影响黄土地层发生大规模液化滑移的主要因素，地下水位的高低及下部饱和土体物性参数和厚度是发生液化的必要条件。在对大规模液化滑移区的防治过程中对地下水位的监测可直接获取地下水文条件对防治区下部高液化势层位的影响。同时，对地下水位数据的直接监测资料的分析，可以获取区位一定范围更精确的水文及地质条件。而且在监测过程中若地下水位线已达到临界水位线时，可打竖井或者深井对其进行人工吸取排除，从而达到对高危险区的监测，并形成对危险临界线处置的指导。

(2) 基于位移计、裂缝计、测斜仪和 GNSS 的土体形变监测。黄土滑坡在滑动变形过程中，其变形速率会发生陡增的现象，此现象与地裂缝的产生和变形的突变存在紧密联系，但是变形速率快速增大后在一定时间内又迅速稳定，则滑坡将不会出现变形失稳破坏。因此，基于检测曲线可判断黄土滑坡的加速变形阶段，从而提出相应的预警模型，并根据变形速率的增大幅值发布不同的预警。

(3) 基于加速度和速度计的地震动作用及重力作用监测。可参考的监测系统如图 26 所示。黄土层滑坡变形过程中，加速度和速度在蠕滑阶段、滑移阶段和

溃滑阶段发生明显的变化。变形的加速度和速度以等速变形小幅值振动，随后振动幅值增加，溃滑阶段呈现骤增的趋势。因此，可参考变形加速度和速度演化曲线，对黄土滑坡液化灾害进行有效的预警。

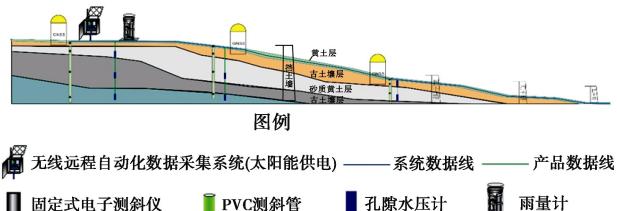


图 26 黄土地层液化滑移灾害监测预警系统示意图

Fig. 26 Schematic diagram of geological disaster monitoring and early warning system of liquefied landslide in loess stratum

5 结 论

本文在对典型黄土地层大规模地震液化滑移灾害进行深入调查和研究分析的基础上，提出了饱和黄土地层液化的特征、机制与判别方法，得出了黄土地层大规模地震液化滑移的机制与特征，提出了地震液化滑移的滑距预测方法和风险评估方法，并给出了相应的风险防控建议。主要得出以下结论：

(1) 饱和黄土液化破坏的内在机制主要是动荷载作用下土骨架对荷载的响应以及由于土骨架的响应造成土中水对孔隙形变产生的适应性响应，进而导致的土骨架强度弱化和孔隙水压力升高交替作用，直至土体丧失结构强度而表现为近似流态的物理过程。黄土的非均质性导致其液化过程具有渐进性破坏特征。

(2) 动荷载作用下饱和黄土的动孔隙水压力相对于动应力和动应变存在一定的滞后性，动应变比 - 振次比曲线可分为持续增长型和增长稳定型两类，动孔隙水压力比 - 振次比与动应变比 - 振次比具有良好的对应关系。《建筑抗震设计规范》中推荐的方法对于判别黄土地层的液化势同样适用，但需根据黄土地层工程实际对标准贯入锤击数参考值进行修正。

(3) 石碑塬缓斜坡由于上下古土壤形成的隔水层，加之位于隔水层中间的砂质黄土具有良好的导水特性，使其在塬面汇水及降水入渗作用下 8~20 m 的范围内充分饱水，为地震作用下的土体液化和大规模滑移奠定了物质基础。而高于 IX 度的地震动作用是其产生液化大滑移的必要启动条件。

(4) 石碑塬缓斜坡黄土地层大规模地震液化滑移的机理是：高强度地震动作用下饱和砂质黄土层发生振动液化，在持续的地震惯性力和重力耦合作用下，液化土层驮载并拖曳上部非饱和黄土层发生液化大滑移；而表层非饱和黄土层在向下运移过程中，由于地

震动的往复作用和液化物质上涌, 不同部位土体间出现显著的速度不同步现象, 造成局部拉应力集中而出现滑移拉裂破坏, 从而形成壮观的峰谷地貌形态。

(5)通过理论推导给出了黄土地层大规模地震液化滑移滑距和致灾范围预测模型, 并结合宁夏固原石碑塬和山西临汾郇堡地震液化滑移实例进行了验证, 预测得出的滑距和滑移面积与实际滑移灾害具有较好的一致性; 通过提出液化滑移灾害的风险评估方法, 给出了不同超越概率下黄土地层大规模地震液化灾害风险区划图, 结果表明不同超越概率下海原断裂带周边区域均具有较高的液化滑移灾害风险。

(6)基于黄土地层大规模地震液化滑移灾害的机理和触发条件, 从主动防控(地表导流、土体孔隙水压力消散及集水井)、被动防控(挡土墙、防滑桩及排导沟)和监测预警(地下水监测、空天地综合监测预警和地震动综合监测预警)三个层次给出了黄土地层大规模地震液化滑移灾害的防控建议。

致 谢: 山西省地震局赵晋泉院长协助作者现场调查了 1303 年洪洞 8 级地震引起的郇堡黄土地层液化滑移和 1695 年临汾 8 级地震引起的堡头村黄土地层液化滑移。中国地震局兰州地震研究所黄土地震工程研究团队王谦、王平、蒲小武协助撰写了本文, 严武建、钟秀梅、柴少峰、许世阳、郭海涛、王会娟、车高凤、马金莲、刘钊钊、刘富强、郭鹏、陈金昌、常文斌、马星宇、朱家强、张晖、岳福强等参加了本文的现场调查、相关试验以及图件绘制等工作, 在此一并表示衷心的感谢!

参考文献:

- [1] SASSA S, TAKAGAWA T. Liquefied gravity flow-induced tsunami: first evidence and comparison from the 2018 Indonesia Sulawesi earthquake and tsunami disasters[J]. *Landslides*, 2019, **16**(1): 195 – 200.
- [2] BRADLEY K, MALLICK R, ANDIKAGUMI, et al. Earthquake-triggered 2018 Palu Valley landslides enabled by wet rice cultivation[J]. *Nature Geoscience*, 2019(12): 935 – 939.
- [3] WATKINSON I M, HALL R. Impact of communal irrigation on the 2018 Palu earthquake-triggered landslides[J]. *Nature Geoscience*, 2019(12): 940 – 945.
- [4] JEFFERSON I F, EVSTATIEV D, KARASTANEV D, et al. Engineering geology of loess and loess-like deposits: a commentary on the russian literature[J]. *Engineering Geology*, 2003, **68**(3/4): 333 – 351.
- [5] 王兰民. 黄土动力学[M]. 北京: 地震出版社, 2003. (WANG Lan-min. Loess Dynamics[M]. Beijing: Seismological Press, 2003. (in Chinese))
- [6] 赵晋泉, 张大卫, 高树义, 等. 1303 年山西洪洞 8 级大地震郇堡地滑之研究[J]. 山西地震, 2003(3): 17 – 23. (ZHAO Jin-quan, ZHANG Da-wei, GAO Shu-yi, et al. Huanbu ground slide, the relic of 1303 Hongtong, Shanxi, earthquake of M8[J]. *Earthquake Research in Shanxi*, 1995(3): 17 – 23. (in Chinese))
- [7] 苏宗正, 时振梁. 1695 年临汾地震震害及有关问题[J]. 山西地震, 1995(3/4): 150 – 158, 169. (SU Zong-zheng, SHI Zhen-liang. Study and discussion for the historical documents of Linfen Macroquake in 1695[J]. *Earthquake Research in Shanxi*, 1995(3/4): 150 – 158, 169. (in Chinese))
- [8] HWANG H, WANG L M, YUAN Z H. Comparison of liquefaction potential of loess in Lanzhou, China, and Memphis, USA[J]. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 2000, **20**(5): 389 – 395.
- [9] 白铭学, 张苏民. 高烈度地震时黄土地层的液化滑移[J]. 工程勘察, 1990, **20**(6): 1 – 5. (BAI Ming-xue, ZHANG Su-min. Loess liquefaction flow in high intensity earthquake[J]. *Geotechnical Investigation and Surveying*, 1990, **20**(6): 1 – 5. (in Chinese))
- [10] ISHIHARA K, OKUSA S, OYAGI N, et al. Liquefaction-induced flow slide in the collapsible loess deposit in soviet Tajik[J]. *Soils and Foundations*, 1990, **30**(4): 73 – 89.
- [11] 王 谦, 王兰民, 袁中夏, 等. 汶川地震中甘肃清水田川黄土液化的试验研究[J]. 水文地质工程地质, 2012, **39**(2): 116 – 120. (WANG Qian, WANG Lan-min, YUAN Zhong-xia, et al. Experimental study on liquefaction of Qingchuan Tianchuan loess in Wenchuan Earthquake[J]. *Hydrogeology and Engineering Geology*, 2012, **39**(2): 116 – 120. (in Chinese))
- [12] 徐舜华, 吴志坚, 孙军杰, 等. 岷县漳县 6.6 级地震典型滑坡特征及其诱发机制[J]. 西北地震学报, 2013, **35**(3): 471 – 476. (XU Shun-hua, WU Zhi-jian, SUN Jun-jie, et al. Study of the characteristics and inducing mechanism of typical earthquake landslides of the Minxian-Zhangxian M_{6.6} earthquake[J]. *China Earthquake Engineering Journal*, 2013, **35**(3): 471 – 476. (in Chinese))
- [13] 王兰民, 刘红玫, 李 兰, 等. 饱和黄土液化机理与特性的试验研究[J]. 岩土工程学报, 2000, **22**(1): 89 – 94. (WANG Lan-min, LIU Hong-mei, LI Lan. Laboratory study on the mechanism and behaviors of saturated loess liquefaction[J]. *Chinese Journal of Geotechnical Engineering*, 2000, **22**(1): 89 – 94. (in Chinese))

- [14] WANG L M, HE K M, SHI Y C, et al. Study on liquefaction of saturated loess by in-situ explosion test[J]. Earthquake Engineering and Engineering Vibration, 2002, **1**(1): 50 – 56.
- [15] WANG S Y, LUNA R. Compressibility characteristics of low-plasticity silt before and after liquefaction[J]. Journal of Materials in Civil Engineering, 2014, **26**(6): 040140141-1-6.
- [16] 邓龙胜, 范文, 贺龙鹏. 随机地震荷载作用下黄土的液化特性[J]. 岩石力学与工程学报, 2012, **31**(6): 1274 – 1280. (DENG Long-sheng, FAN Wen, HE Long-peng. Liquefaction property of seismic loess under stochastic load[J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 2012, **31**(6): 1274 – 1280. (in Chinese))
- [17] PRAKASH S, PURI V K. Liquefaction of loessial soils[C]// Anon Proc of Third International Conference on Seismic Microzonation, Seattle, Wash, 1982: 1101 – 1107.
- [18] 杨振茂, 赵成刚, 王兰民, 等. 饱和黄土液化及其理论研究现状[J]. 土木工程学报, 2003, **36**(11): 38 – 43. (YANG Zhen-mao, ZHAO Cheng-gang, WANG Lan-min, et al. Current status of saturated loess liquefaction and its theoretical research[J]. China Civil Engineering Journal, 2003, **36**(11): 38 – 43. (in Chinese))
- [19] 王平, 王兰民, 王谦, 等. 饱和原状 Q3 黄土液化应变发展试验研究[J]. 岩土工程学报, 2013, **35**(增刊 1): 328 – 333. (WANG Ping, WANG Lan-min, WANG Qian, et al. Experimental study on liquefaction strain development of saturated Q3 loess[J]. Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 2013, **35** (S1): 328 – 333. (in Chinese))
- [20] LIU C, SHI B, ZHOU J. Quantification and characterization of microporosity by image processing, geometric measurement and statistical methods: Application on SEM images of clay materials[J]. Applied Clay Science, 2011, **54**(1): 97 – 106.
- [21] LIU C, TANG C, SHI B, et al. Automatic quantification of crack patterns by image processing[J]. Computers and Geosciences, 2013, **57**: 77 – 80.
- [22] 建筑抗震设计规范: GB50011—2010[S]. 北京: 中国建筑工业出版社, 2010. (Code for Seismic Design of Building: GB50011—2010[S]. Beijing: China Architecture & Building Press, 2010. (in Chinese))
- [23] 王兰民, 袁中夏, 汪国烈. 饱和黄土地液化的工程初判和详判指标与方法研究[J]. 地震工程学报, 2013, **35**(1): 1 – 8. (WANG Lan-min, YUAN Zhong-xia, WANG Guo-lie. Study on initial judgment and detailed judgment index and method of liquefaction of saturated loess site[J]. Journal of Earthquake Engineering, 2013, **35**(1): 1 – 8. (in Chinese))
- [24] 董林, 王峻, 夏坤, 等. 我国标贯液化判别方法对黄土适用性研究[J]. 地震工程与工程振动, 2013, **33**(2): 209 – 213. (DONG Lin, WANG Jun, XIA Kun, et al. Study on the applicability of China's standard liquefaction discrimination method to loess[J]. Earthquake Engineering and Engineering Vibration, 2013, **33**(2): 209 – 213. (in Chinese))
- [25] 甘肃省地方标准 建筑抗震设计规程: DB62/T25—3055—2011[S]. 2012. (Specification for Seismic Design of Buildings in Gansu Province: DB62/T25—305502011[S]. 2011. (in Chinese))
- [26] 地下结构抗震设计标准: GB/T51336—2018[S]. 2018. (Standard for seismic design of underground structures GB/T51336—2018[S]. 2018. (in Chinese))
- [27] 王谦, 王峻, 王兰民, 等. 石碑塬饱和黄土地震液化机制探讨[J]. 岩石力学与工程学报, 2014, **33**(增刊 2): 4168 – 4173. (WANG Qian, WANG Jun, WANG Lan-min, et al. Discussion on mechanism of seismic liquefaction of sturation loess in Shibi Tableland, Guyuan City[J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 2014, **33**(S2): 4168 – 4173. (in Chinese))
- [28] 张晓超. 地震诱发石碑塬低角度黄土滑坡形成机理的试验研究 [D]. 成都: 成都理工大学, 2015. (ZHANG Xiao-chao. Experimental Study on the Formation Mechanism of Low Angle Loess Landslide Induced by Earthquake[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2015. (in Chinese))
- [29] 张晓超, 黄润秋, 许模, 等. 石碑塬滑坡黄土液化特征及其影响因素研究[J]. 岩土力学, 2014, **35**(3): 801 – 810. (ZHANG Xiao-chao, HUANG Run-qiu, XU Mo, et al. Loess liquefaction characteristics and its influential factors of Shibeiyuan landslide[J]. Rock and Soil Mechanics, 2014, **35**(3): 801 – 810. (in Chinese))
- [30] 师伟雄, 张子东, 高和新, 等. 饱和黄土液化后强度与变形特性的试验研究[J]. 地震工程学报, 2016, **38**(6): 922 – 928. (SHI Wei-xiong, ZHANG Zi-dong, GAO He-xin, et al. Experimental study on strength and deformation characteristics of saturated loess after liquefaction[J]. Journal of Seismological Engineering, 2016, **38**(6): 922 – 928. (in Chinese))
- [31] 袁丽侠. 宁夏西吉县低角高速远程黄土滑坡及其形成机理分析[J]. 防灾减灾工程学报, 2006(2): 219 – 223. (YUAN Li-xia. Analysis of long-distance loess landslide and its

- formation mechanism in Xiji County, Ningxia[J]. Journal of Disaster Prevention and Mitigation Engineering, 2006(2): 219 - 223. (in Chinese))
- [32] 国家地震局兰州地震研究所, 宁夏回族自治区地震队. 1920 年海原大地震[M]. 北京: 地震出版社, 1980. (State Seismological Bureau, Lanzhou Institute of Seismology, Seismological Team of Ningxia Hui Autonomous Region. The Haiyuan Great Earthquake in 1920[M]. Beijing: Seismological Press, 1980. (in Chinese))
- [33] 朱海之, 王立功, 高清武, 等. 下辽河地区砂土液化形成的震害地质问题[J]. 地震地质, 1979(2): 69 - 75, 100. (ZHU Hai-zhi, WANG Li-gong, GAO Qing-wu, et al. Seismic damage geological problems caused by sand liquefaction in Xialiaohe area[J]. Seismogeology, 1979(2): 69 - 75, 100. (in Chinese))
- [34] 陈龙伟, 袁晓铭, 孙 锐. 2011 年新西兰 M_w 6.3 地震液化及岩土震害述评[J]. 世界地震工程, 2013(3): 3 - 11. (CHEN Long-wei, YUAN Xiao-ming, SUN Rui. Review of liquefaction and geotechnical earthquake damage of M_w 6.3 earthquake in New Zealand in 2011[J]. World Earthquake Engineering, 2013(3): 3 - 11. (in Chinese))
- [35] WANG L M, WANG N, WANG Q. Prediction of sliding distance of seismic landslides in Loess Plateau, China. Japanese Geotechnical Society Special Publication, 2015, 32(2): 1177 - 1182.
- [36] 于 汐. 重大岩土工程风险评估基础理论研究[D]. 北京: 中国地震局工程力学研究所, 2018. (YU Xi. Basic Theoretical Research on Risk Assessment of Major Geotechnical Engineering[D]. Beijing: Institute of Engineering Mechanics, China Earthquake Administration, 2018. (in Chinese))
- [37] 邱丹丹. 基于多源数据融合的滑坡风险分析研究[D]. 武汉: 中国地质大学, 2017. (QIU Dandan. Landslide Risk Analysis Based on Multi-source Data Fusion[D]. Wuhan: China University of Geosciences, 2017. (in Chinese))
- [38] 李晓辉. 基于功效系数法的滑坡灾害危险性评估研究[D]. 武汉: 武汉理工大学, 2017. (LI Xiao-hui. Study on Landslide Hazard Assessment Based on Efficacy Coefficient Method[D]. Wuhan: Wuhan University of Technology, 2017. (in Chinese))
- [39] 何淑军. 陕西宝鸡市渭滨区地质灾害风险评估研究[D]. 北京: 中国地质科学院, 2009. (HE Shu-jun. Study on Risk Assessment of Geological Disasters in Weibin District, Baoji City, Shaanxi Province[D]. Beijing: Chinese Academy of Geosciences, 2009. (in Chinese))
- [40] 中国地震动参数区划图: GB 18306—2015[S]. 北京: 中国标准出版社, 2015. (Seismic Ground Motion Parameter Zoning Map of China: GB 18306—2015[S]. Beijing: China Standard Press, 2015. (in Chinese))
- [41] 曾 瑞, 李榜晏, 朱立波, 等. 黄土高原地形地貌研究与海绵城市建设[J]. 绿色科技, 2017(1): 74 - 80. (ZENG Rui, LI Bang-yan, ZHU Li-bo, et al. Landform research and sponge city construction on the Loess Plateau[J]. Green Technology, 2017(1): 74 - 80. (in Chinese))