黄河上游积石峡史前滑坡堰塞湖形成年代与发展演变研究

张玉柱^{2,3,4}, 黄春长^{1*}, 周亚利¹, 庞奖励¹, 查小春¹, 周强^{1,5}, 郭永强¹, 陈莹璐¹, 郑紫星¹, 胡迎¹, 胡贵明¹, 刘涛⁶

1. 陕西师范大学地理科学与旅游学院, 西安 710062;

2. 西北大学陕西省地表系统与环境承载力重点实验室, 西安 710127;

3. 西北大学城市与环境学院, 西安 710127;

4. 西北大学地质学系, 西安 710069;

5. 青海师范大学生命与地理科学学院, 西宁 810008;

6. Department of Hydrology and Atmospheric Sciences, University of Arizona, Tucson, AZ 85721-0011, USA

* 通讯作者, E-mail: cchuang@snnu.edu.cn

收稿日期: 2016-09-30; 接受日期: 2017-08-21; 网络版发表日期: 2017-10-17

国家自然科学基金项目(批准号: 41771110)和中国博士后基金面上项目(编号: 2016M592829)资助

摘要 黄河上游史前大洪水与积石峡史前巨型滑坡堰塞湖、及其与中原地区“大禹治水”和夏王朝的关系问题,受到中外学术界和媒体的广泛关注。其中,关于黄河积石峡古堰塞湖的形成、发展演变和消亡形式问题,成为地学家必须准确回答的前沿性的科学问题。最近七年来,我们在黄河上游循化盆地、积石峡和官亭盆地进行了深入细致的调查研究,通过对古滑坡堆积体和堰塞湖厚达37m沉积物的野外宏观特征观测,沉积物磁化率、粒度、地球化学元素的测定,沉积物成因综合分析论证,以及光释光(OSL)技术断代,结果表明积石峡中段狐跳峡巨型滑坡堰塞事件发生在全新世中期(8.25 ± 0.39)ka。巨大的滑坡堆积体堵塞黄河形成了堰塞湖,它并没有发生突然地垮坝溃决形成异常大洪水,而是持续存在了2600多年。滑坡堰塞坝体受到溢流缓慢的切割,堰塞湖逐渐变浅消亡,期间有反复地收缩和扩张变化,最终在全新世中期(5.65 ± 0.21)ka消失,黄河逐渐贯通。也就是说,积石峡古堰塞湖消亡的年代要早于官亭盆地喇家遗址毁灭废弃的年代约1800年。在积石峡堰塞坝体下游的调查,没有发现所谓“堰塞湖溃决大洪水”的沉积物。这说明积石峡古堰塞湖的形成演变及其消亡过程与官亭盆地喇家遗址的毁灭废弃没有关系。这些研究结果,对于揭示青藏高原东北缘黄河上游史前时期自然灾害发生的规律,正确认识史前时期的人地关系发展演变,准确回答国际学术界和媒体对于黄河上游“堰塞湖溃决大洪水与大禹治水”和夏王朝关系问题的疑问,具有重要的科学意义。

关键词 黄河上游, 积石峡, 古堰塞湖, 大洪水, 喇家遗址

中文引用格式: 张玉柱, 黄春长, 周亚利, 庞奖励, 查小春, 周强, 郭永强, 陈莹璐, 郑紫星, 胡迎, 胡贵明, 刘涛. 2017. 黄河上游积石峡史前滑坡堰塞湖形成年代与发展演变研究. 中国科学: 地球科学, 47: 1357–1370, doi: [10.1360/N072016-00333](https://doi.org/10.1360/N072016-00333)

英文引用格式: Zhang Y Z, Huang C C, Zhou Y L, Pang J L, Zha X C, Zhou Q, Guo Y Q, Chen Y L, Zheng Z X, Hu Y, Hu G M, Liu T. 2017. Formation and development of the prehistorical landslide dammed-lake in the Jishixia Gorge along the upper Yellow River (in Chinese). *Scientia Sinica Terrae*, 47: 1357–1370, doi: [10.1360/N072016-00333](https://doi.org/10.1360/N072016-00333)

1 引言

青海民和官亭盆地是黄河上游青藏高原与黄土高原交界处的一个山间河谷盆地, 处于著名的黄河积石峡下游。该盆地内喇家遗址是一处大型的齐家文化聚落遗址, 因其中含有史前灾难遗迹及最早的面条遗迹, 受到了中外学术界和公众的广泛关注(任晓燕等, 2002; 夏正楷和杨晓燕, 2003; Lü等, 2005; Huang等, 2013; 殷志强等, 2013a; Wu等, 2016)。喇家遗址史前灾难的原因一直是学者们研究和关注的热点。同时, 黄河上游积石峡中段狐跳峡史前滑坡堰塞事件也得到了国内地质学、地震学和地理学等多学科学者的关注(周洪福等, 2009; 李小林等, 2011; 殷志强等, 2013b; 张志刚等, 2013; Dong等, 2013; Wu等, 2016)。学者们对于该滑坡堰塞事件的形成原因、发生年代、堰塞湖消亡的时间和形式等开展了多方面探讨和分析, 存在很大的分歧和争议。第一种观点认为在1920BC, 即3.87ka BP, 古地震诱发了滑坡堰塞事件, 古堰塞湖在形成后数月之内就突然地发生了垮坝溃决, 形成了毁灭喇家遗址的异常大洪水(吴庆龙等, 2009; Wu等, 2016)。第二种观点认为在9.00ka BP, 古地震诱发了滑坡堰塞事件, 古堰塞湖在形成之后没有发生溃决, 而是存在了1000年左右(殷志强等, 2013b; 张志刚等, 2013)。第三种观点认为发生在8.10ka BP的古地震和8.20ka BP开始的气候灾变事件诱发了滑坡堰塞事件, 古堰塞湖在6.78~5.75ka BP发生了溃决, 并造成了官亭盆地的大洪水事件, 其溃决年代要早于喇家遗址毁灭年代至少2000年, 即古堰塞湖的溃决对喇家遗址的毁灭没有影响(Dong等, 2014)。除此之外, 对于积石峡史前滑坡堰塞事件形成的堰塞湖具体的形成演变和消亡过程, 尚缺乏深入具体的研究。

本文应用多学科交叉的研究方法, 揭示积石峡中段狐跳峡史前滑坡堰塞事件的确切年代和堰塞湖的形成演变和消亡过程。这也将有助于正确认识积石峡古堰塞湖形成演变及其消亡过程与官亭盆地喇家遗址毁灭废弃之间的关系, 准确回答国际学术界和媒体对于黄河积石峡所谓“堰塞湖溃决大洪水与大禹治水和夏王朝”关系问题的疑问。

2 研究区域背景

黄河上游积石峡位于青海与甘肃两省交界, 是青

藏高原东北缘与黄土高原交汇地带。峡谷全长23km, 深度达1000m, 是由黄河深切积石山体而形成的深邃峡谷(图1)。积石峡是黄河上游最为险峻的峡谷, 也是黄河流出青藏高原的最后一道峡谷, 素有青藏高原东大门之称。峡谷内河道弯曲, 崖壁陡峭, 水急浪高, 险峻异常。在积石山主峰区域, 有脆弱破碎的前寒武系蓝灰色(5BG6/1)或绿灰色(5G6/1)片岩和其他种类的变质岩出露。峡谷两侧地层主要由浊棕色(2.5YR5/4)的下白垩统河口群砂岩、砂砾岩夹泥质粉砂岩和粉砂质泥岩等陆相沉积岩组成, 在一些缓坡地带往往被第四纪风成黄土沉积物所覆盖。沿着峡谷两岸, 普遍有巨大滑坡发育, 密集成群, 尤其是黄河南岸, 由破碎松散岩土体构成的滑坡体比比皆是, 严重的地质灾害给沿岸村落和交通设施带来严重威胁。而积石峡上游的循化盆地和下游的官亭盆地, 则是发育在弱胶结的早第三系红橙色(10R6/8)泥质、粉砂质、砂质和砂砾层系。盆地周边丘陵地形破碎, 滑坡、崩塌、泥石流、泥石流普遍发生, 水土流失和地质灾害十分严重。

积石峡处于青藏高原东北缘, 该区域晚新生代构造运动活跃。拉脊山断裂发育, 其东南段穿过积石峡, 晚更新世和全新世时期构造活动强烈, 地震频繁(图1)。历史上沿拉脊山南北两侧和积石山东西两侧发生过 $M \geq 5.0$ 的地震就有12次之多(袁道阳等, 2005)。

积石峡属于高原峡谷温带干旱半干旱区, 年平均气温8~9℃, 年平均降水量250~300mm, 年平均蒸发量2000~2100mm。黄河干流循化水文站以上长度1908km, 控制流域面积145459km²。龙羊峡建成之前, 年平均流量690m³s⁻¹, 年径流总量21.8×10⁹m³。龙羊峡水库建成之后, 年平均流量562m³s⁻¹, 年径流总量17.7×10⁹m³。该站实测最大洪峰流量4410m³s⁻¹(1981年9月), 历史调查最大洪峰流量6510m³s⁻¹(1904年7月), 其次为5790m³s⁻¹(1911年7月)。

3 古堰塞湖的基本特征

3.1 古滑坡堰塞坝体的主要特征

黄河在青藏高原东北缘河道蜿蜒曲折, 河谷盆地和深切峡谷交替出现。盆地和峡谷地带由于构造抬升和河流下切侵蚀等原因, 滑坡、崩塌、泥石流等地质灾害异常发育。其中, 马儿坡滑坡和戈龙布滑坡就发生在黄河上游积石峡中段狐跳峡黄河南岸, 皆为下白垩

图1 黄河上游循化盆地-积石峡-官亭盆地卫星影像图

HPT, 积石峡中段狐跳峡古滑坡及其堰塞位置; YSR, 古堰塞湖沉积层乙赛村研究剖面位置; LJR, 官亭盆地喇家遗址; F₁, 积石山西缘断裂; F₂, 积石山东缘断裂; F₃, 拉脊山南缘-西缘断裂; F₄, 拉脊山北缘-东缘断裂(袁道阳等, 2005)

统河口群陆相沉积岩滑坡, 滑坡堆积体沉积物主要为浊红棕色(2.5YR5/4)砂岩、砂砾岩夹泥质粉砂岩、粉砂质泥岩构成。两者残余滑坡堆积体皆分布于积石峡中段的狐跳峡两岸(图2和3)。从拉脊山和积石山断裂带分布情况来看, 沿着积石山西缘断裂发生的古地震, 很可能诱发了该巨型滑坡事件的发生。结合多次野外实地考察和地形图上高程关系的判读, 可以看出马儿坡山体首先发生滑坡, 其滑坡堆积体堵塞了黄河河道, 滑坡堆积体的体积大约为 $20 \times 10^6 \text{ m}^3$ 。戈龙布山体紧接着发生滑坡, 滑坡堆积体体积大约为 $30 \times 10^6 \text{ m}^3$ 。马儿坡滑坡堆积体与戈龙布滑坡堆积体组成了堰塞黄河的巨型滑坡堰塞坝体, 其在狐跳峡沿着黄河河道延伸长度约1.5km, 鞍部海拔高程介于1915~1920m, 高于黄河平水位(1835m asl)达80~85m(图2b和4)。该巨型滑坡堰塞坝体堵塞黄河, 从而在狐跳峡以上到循化盆地范围形成了一个巨大的堰塞湖。在循化盆地野外考察发现, 真正能够指示古堰塞湖实际水位的灰黄色(2.5YR6/2)湖相沉积层最上游尖灭点, 夹在循化盆地西部甘都镇黄河两岸的全新世山洪泥石流和泥石流沉积层与黄河第一级阶地砂卵石层之间, 其指示的堰塞湖水水位海拔高程同样介于1915~1920m。据此, 在古堰塞湖水水位海拔高程1920m前提之下, 利用ArcGIS 10.1软件计算出堰塞湖面积 68.67 km^2 , 最大蓄水量为 $2.59 \times 10^9 \text{ m}^3$ 。在龙

羊峡水库建成之前, 循化水文站年平均径流量 $690 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ 。按此流量计算, 在不考虑湖水渗过滑坡堰塞坝体外流的情况下, 堰塞湖从形成到湖水蓄满外溢约需要约34天。

3.2 古堰塞湖沉积层的主要特征

在马儿坡滑坡和戈龙布滑坡发生后, 其滑坡堆积体在积石峡中段狐跳峡弯道堰塞黄河, 并形成了一个巨大的堰塞湖。黄河上游水流携带的泥砂在古堰塞湖区内堆积, 形成了一套堰塞湖沉积物地层。在循化盆地西部甘都镇到积石峡西段大约30km河段, 可见灰黄色的堰塞湖沉积层断断续续的出现在坡积物、山洪、泥石流和泥石流沉积地层之中。受河槽比降控制, 在甘都镇附近堰塞湖沉积层很薄且逐渐尖灭, 顶界高程约1915m, 向下游逐渐降低到1882m, 其厚度逐渐增加, 沉积物的粒度成分也逐渐地变细, 由灰黄色的中砂转变为细砂、粉砂和粘土质粉砂, 色调略有变化。在某些河段可见黄河第一、二级河流阶地灰色卵石层被堰塞湖沉积层覆盖叠压。由于堰塞湖泄水疏干过程当中黄河的缓慢下切, 黄河两岸堰塞湖沉积层形成陡壁, 剖面地层和沉积特征清晰出露, 在乙赛村一带厚度可达37m。它们总体呈现出淡黄橙色(10YR8/3)或者浊橙色(7.5YR7/4), 其色调与这一带广泛出露的浊

图2 黄河上游积石峡中段狐跳峡古滑坡堰塞坝体分布特征

(a) 马儿坡滑坡后壁(Ia)和滑坡堆积体(Ib)与戈龙布滑坡后壁(IIa)和滑坡堆积体(IIb); (b) 狐跳峡古滑坡堰塞坝体地质地貌断面

图3 黄河上游积石峡中段狐跳峡河谷地貌特征

(a) 马儿坡滑坡后壁(Ia)和滑坡堆积体(Ib); (b) 戈龙布滑坡后壁(IIa)和滑坡堆积体(IIb)

红棕色(2.5YR5/4)下白垩统陆相沉积岩及其坡积物形成鲜明的对比(图5a和c)。在乙赛村黄河两岸, 堰塞湖沉积层分布连续, 厚度大。其质地为粘土质粉砂、粉砂或砂质粉砂, 均质块状结构, 具有清晰的水平或者波状层理, 层理厚度变化在1~20cm, 垂直方向上表现出分选沉积的显著特点, 故层与层之间的界面出现横

向开裂。尤其是堰塞湖沉积层上部, 单层沉积厚度增大, 并且出现浅水水生植物残体, 层与层之间普遍地有浊红棕色坡积石渣土或泥流沉积层插入, 向河逐渐尖灭。这清楚地表明, 在黄河切断堰塞坝体导致堰塞湖消失之前, 在相当长时期内, 随着黄河上游来水量变化, 湖水位曾经反复地升降波动着。

4 研究地点和研究方法

4.1 研究地点

综合上述对黄河上游积石峡中段狐跳峡古滑坡堰塞坝体和古堰塞湖沉积层特征的分析, 可知马儿坡滑坡堆积体和戈龙布滑坡堆积体堰塞黄河后, 在古堰塞湖区内堆积了一套淡黄橙色或浊橙色的湖相沉积层。本文选择古堰塞湖沉积层乙赛村剖面(YSR), 进行深入的分析研究。该剖面距离堰塞黄河的古滑坡堰塞坝体约1.6km, 受人类活动影响较小, 剖面地层特征清晰完整, 剖面中古堰塞湖沉积层顶界海拔高程为1882m(图5a)。它覆盖在黄河第一、二级阶地灰色河床相砂卵石层之上(图5b), 其顶部被厚度达5~7m的浊红棕色坡积石渣土覆盖(图5c)。利用Contour XL Ri激光测距仪量测, 表明黄河北岸乙赛村剖面古堰塞湖沉积层厚度达37m。

4.2 研究方法

古堰塞湖的形成和演变过程往往能够被古堰塞湖内的沉积物所记录。在野外仔细观察分析和测量积

图4 黄河上游积石峡中段狐跳峡古滑坡堰塞坝体在两岸残余特征

图5 黄河上游积石峡乙赛村段古堰塞湖沉积层分布特征 (a) 乙赛村南岸古堰塞湖沉积层及其延伸分布(坐标: 102°35′51″E, 35°49′58″N); (b) 古堰塞湖沉积层覆盖叠压黄河第一级阶地河床相砂卵石层; (c) 古堰塞湖沉积层覆盖叠压古滑坡堰塞坝体上游一侧坡脚

石峡古堰塞湖沉积层的分布和沉积学特征的基础上,选择在积石峡中段狐跳峡古滑坡堰塞坝体上游乙赛村剖面(YSR),从顶部到底部系统采集了沉积学样品和光释光(OSL)测年样品。

沉积学样品在室内风干后分别进行了磁化率、粒度和地球化学元素分析测试。磁化率测量使用英国Bartington公司生产的MS-2B型磁化率仪,分别对每个样品进行高频和低频磁化率的测量。粒度分析是取约0.8g(精度为0.0001g)风干均匀样品,先用30%的H₂O₂和10%的HCL去除有机质和碳酸盐类,经过加水清洗,静置72h后加入适量(NaPO₃)₆使颗粒充分散开,然后用美国Backman Coulter公司生产的LS型激光粒度仪测量。地球化学元素分析是在中国地质调查局西安地质调查中心采用荷兰Panalytical公司生产的PW2403型X-Ray荧光光谱仪,在测量过程中,为了保证数据质量,加入国家标准土壤参比物质样品,保证测定误差小于5%。

对于光释光(OSL)样品等效剂量(D_e)测试,使用陕西师范大学环境变迁实验室的RisøTL/OSL DA-20型自动化释光断代仪(Lapp等, 2009),选用单片再生剂量(SAR)技术测定完成的(Murray和Wintle, 2000)。测试矿

物选用40~63 μ m的纯石英颗粒, α 射线的辐射效率系数值,是参照前人的研究成果取值 $\eta=0.035$ (Lai等, 2008)。样品的年剂量与样品中放射性元素元素U、Th、K的含量、样品含水量及宇宙射线等有关。U、Th、K元素的含量是在中国原子能科学研究院利用中子活化分析法测定。由于古堰塞湖沉积层含水量随着堰塞湖形成到泄水疏干消失而变化,所以含水量数值综合考虑了样品采集时的含水量和饱和含水量。

5 结果分析与讨论

5.1 古滑坡堰塞事件的发生年代

对于黄河上游积石峡古堰塞湖沉积层乙赛村剖面OSL样品的测试条件为:测试石英释光信号的蓝光激发光源的波长为(470 $\pm$ 30)nm,检验长石组分所用的红外激光波长为830nm,光电倍增管前放置1个7mm的HoyaU-340滤光片,人工 β 辐照源为⁹⁰Sr/⁹⁰Y,对于粒径为40~63 μ m石英颗粒的辐照剂量率为0.092Gy s⁻¹。选取样品YSR-5进行了从180~300℃以20℃间隔进行预热坪区和剂量恢复实验。在180~260℃区间出现了一个明显的“坪区”,其等效剂量不随预热温度的变化而改变,且循环比(recycling ratio)介于0.93~1.01(图6a)。在180~260℃区间内,回授效应变化介于0.2~0.4%,说明回授效应所引起的等效剂量值的差异可忽略不计。恢复系数的变化范围在0.93~1.10,表明测试过程对石英颗粒的感量变化得到了很好的校正。所以综合预热坪区和剂量恢复实验结果,最终选择预热温度220℃和Cutheat 180℃作为测试条件,以保证测试等效剂量的精确度(Wintle和Murray, 2006)。

其中样品YSR-5的OSL信号晒退曲线和再生剂量生长曲线见图6b。用于计算等效剂量的OSL信号用前0.8s的初始累积信号减去最后4s的背景信号获得。从自然OSL信号晒退曲线来看,OSL信号衰减很快,都是在2s内快速晒退到本底值,说明OSL信号组成主要是快速组分,适合采用SAR法测定沉积样品的等效剂量(Wintle和Murray, 2006)。样品的等效剂量是将经校正的天然释光信号LN/TN投影到再生剂量生长曲线上得到的。

释光测年技术应用的前提是沉积物在最后一次被埋藏之前,其样品中矿物颗粒释光信号被彻底晒退归

图6 黄河上游积石峡古堰塞湖沉积层乙寨村剖面(YSR)样品OSL实验结果

零. 研究发现, 河流沉积物或者湖泊沉积物等水成沉积物中的矿物颗粒释光信号往往由于晒退不彻底, 从而导致埋藏年龄会被高估(Fuchs和Lang, 2001; Wallinga, 2002). 因此, 非常有必要对YSR剖面古堰塞湖沉积样品中石英颗粒先前积存的释光信号晒退情况进行检验. 文中利用以下两种方法对全部样品的晒退程度进行了检验: 其一是利用释光样品测试的样片等效剂量值的分布频率状况检验; 其二是利用释光样品测试的样片的等效剂量与感量变化校正后的自然OSL信号相关关系检验(Zhang等, 2003). 研究表明, 样品YSR-5的等效剂量分布频率直方图大致呈现正态分布(图6c), 等效剂量比较集中(图6d), 样品中石英颗粒先前积存的OSL信号晒退彻底. 因此, 该样品的等效剂量值采用全部测试样片的平均值(表1). 而样品YSR-2的等效剂量分布频率直方图大致呈现负偏态分布(图6e), 等效剂量非常分散(图6f). 这说明这些沉积物样品石英

颗粒先前积存的OSL信号晒退不够彻底, 需要通过有效的统计分析方法来挑选合适的等效剂量, 以得到其真实埋藏年龄, 而不至于埋藏年龄被高估. 结合我们课题组多年来在黄河中上游和汉江上游河流沉积物光释光测年研究的结果, 揭示出应用OSL信号对比模型能够有效的挑选出合适的等效剂量, 以确定样品的真实埋藏年龄(Zhang等, 2003). 因此, 文中也应用该年龄模型来挑选合适的等效剂量, 以确定剖面中晒退不彻底的古堰塞湖沉积物样品的真实埋藏年龄(表1).

基于上述分析, 我们根据YSR剖面古堰塞湖沉积层OSL样品的等效剂量和年剂量数据, 利用Age.exe软件进行计算, 得到了样品的光释光年龄值(Grün, 2003). 如表1所示, YSR剖面古堰塞湖沉积层的OSL年龄介于 $(8.25 \pm 0.39) \sim (5.65 \pm 0.21)$ ka, 数据误差范围介于2.97~8.19%, 这说明实验研究获得的OSL年龄数据是可靠的. YSR剖面中OSL年龄数据没有倒置现象, 即

表1 黄河上游积石峡古堰塞湖沉积层乙赛村剖面(YSR)OSL测年结果^{a)}

样品名称	深度(m)	测试年/月	测片数量	年龄模型	等效剂量(Gy)	年剂量(Gy ka ⁻¹)	OSL年龄(ka)
YSR-1	0.025	2014/04	7/19	OSL信号对比	19.86±0.67	3.52±0.06	5.65±0.21
YSR-2	1.975	2014/04	5/18	OSL信号对比	16.28±1.28	2.83±0.06	5.74±0.47
YSR-3	4.975	2013/12	10/21	OSL信号对比	16.57±0.55	2.81±0.06	5.90±0.23
YSR-4	9.975	2014/05	6/17	OSL信号对比	16.95±1.34	2.81±0.06	6.03±0.49
YSR-5	19.975	2013/12	18/18	全部测片平均	17.52±0.42	2.67±0.06	6.57±0.21
YSR-6	26.975	2013/12	12/17	OSL信号对比	27.34±1.09	3.66±0.07	7.47±0.33
YSR-7	35.475	2014/05	7/20	OSL信号对比	26.07±0.84	3.20±0.06	8.16±0.30
YSR-8	36.475	2014/05	9/21	OSL信号对比	27.85±1.20	3.38±0.07	8.25±0.39

a) Zhang等, 2015

剖面地层从底部向顶部逐渐变年轻,符合堰塞湖沉积物地层沉积发育基本规律。

前人研究表明,黄河上游该河段第一级阶地形成在全新世10ka左右(彭建兵等, 1997)。我们野外调查,表明YSR剖面古堰塞湖沉积层覆盖叠压在黄河第一、二级阶地河床相砂卵石层之上。因此,可以判断YSR剖面古堰塞湖沉积层堆积于全新世时期,也说明积石峡中段狐跳峡史前滑坡堰塞事件发生在全新世时期。根据古堰塞湖沉积物沉积韵律层的厚度关系,有学者曾经粗略地推断出这个古堰塞湖存在了至少1000年(周洪福等, 2009)。

我们对于积石峡古堰塞湖沉积层乙赛村剖面进行OSL断代的结果,为确定积石峡中段狐跳峡史前滑坡堰塞事件的年代,提供了重要依据。如表1所示,在YSR剖面中,样品YSR-8取于剖面深度36.475m处,接近古堰塞湖沉积层底界,根据其OSL断代结果,可知古堰塞湖沉积层堆积开始于全新世中期(8.25±0.39)ka,这代表了古滑坡堰塞事件发生的时间以及古堰塞湖开始形成的时间。样品YSR-1取于剖面深度0.025m处,接近古堰塞湖沉积层顶界,根据其OSL断代结果,可知古堰塞湖沉积层堆积结束于全新世中期(5.65±0.21)ka,这代表了黄河水流切穿古滑坡堰塞坝体,河道被彻底疏通,导致古堰塞湖消亡的时间。据此,我们推断黄河积石峡古堰塞湖从形成到疏干消亡经历了约2600年。

5.2 古堰塞湖的形成演变过程分析

结合磁化率和粒度指标,有助于揭示沉积物的物质来源、沉积动力和次生改造的影响。黄河上游

积石峡古堰塞湖沉积层乙赛村剖面样品的磁化率值均很低,其底部样品的磁化率皆呈现最低值,介于 $11.7\times 10^{-8}\sim 12.3\times 10^{-8}\text{m}^3\text{kg}^{-1}$,而中部和顶部样品的磁化率呈现较高值,介于 $16.7\times 10^{-8}\sim 19.6\times 10^{-8}\text{m}^3\text{kg}^{-1}$ 。粒度分析表明沉积物主要成分是质地均匀、分选良好的粉砂和粘土质粉砂(图7)。这说明它主要是由黄河上游洪水携带的悬移质泥砂,进入堰塞湖在滞流状态下缓慢沉积而成。况且,这些沉积物基本没有受到后期环境变化过程的次生改造。

沉积物的元素地球化学特征能够指示其沉积环境、气候水文变化和物质来源。黄河上游积石峡古堰塞湖沉积层YSR剖面底部、中部和顶部样品的地球化学元素含量具有明显的变化(表2)。其主要特征是:底部样品常量元素 Fe_2O_3 、 MgO 、 K_2O 、 CaO 、 TiO_2 和 P_2O_5 的含量呈现最高值,但是常量元素 Na_2O 和微量元素 Cl 、 Br 和 S 的含量呈现较低值;中部样品常量元素 Fe_2O_3 、 Al_2O_3 、 MgO 、 K_2O 、 CaO 、 TiO_2 、 P_2O_5 和 Na_2O 的含量皆呈现较低值,微量元素 Cl 、 Br 和 S 的含量呈现较低值;顶部样品常量元素 Fe_2O_3 、 MgO 、 K_2O 、 CaO 、 TiO_2 和 P_2O_5 的含量呈现较低值,并且与中部样品含量相当,但是常量元素 Na_2O 和微量元素 Cl 、 Br 和 S 的含量呈现最高值。

野外沉积学宏观特征对比发现,黄河上游积石峡古堰塞湖沉积层YSR剖面底部与中部和顶部的沉积相有明显的区别(图8)。剖面底部沉积物,主体呈现淡灰色调(10Y7/1),粒度成分以细粉砂为主,质地极其致密,为坚硬的粘土或粘土质细粉砂(sterile clay),单层沉积物厚度介于1~2cm,表明下部具有纹泥特征的沉积层

表2 黄河上游积石峡古堰塞湖沉积层乙寨村剖面(YSR)地球化学元素含量

地层层位	Fe ₂ O ₃ (%)	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	MgO (%)	K ₂ O (%)	CaO (%)	TiO ₂ (%)	P ₂ O ₅ (%)	Na ₂ O (%)	Cl (ppm)	Br (ppm)	S (ppm)	CO ₃ (%)
YSR-0.025m	6.50	55.32	16.53	3.04	3.06	7.63	0.69	0.14	1.91	5923.50	4.80	208.30	2.97
YSR-1.975m	6.32	56.26	16.12	3.01	2.98	7.50	0.71	0.14	1.65	3740.50	5.45	241.85	3.29
YSR-4.975m	4.77	59.19	13.89	2.73	2.47	7.99	0.70	0.15	1.52	512.30	2.60	467.10	4.78
YSR-9.975m	5.19	54.75	13.81	2.73	2.52	8.94	0.68	0.15	1.27	319.00	1.80	200.60	8.41
YSR-19.975m	4.45	60.71	13.47	2.38	2.45	7.66	0.66	0.15	1.53	45.80	0.80	93.50	4.68
YSR-26.975m	5.69	56.99	17.27	2.99	3.43	7.28	0.57	0.12	1.38	595.90	2.50	131.00	2.50
YSR-35.475m	6.63	53.00	15.37	4.82	3.66	8.21	0.79	0.18	1.47	46.69	0.47	178.21	4.74
YSR-36.475m	7.40	52.15	15.52	6.68	4.01	8.06	0.81	0.19	1.59	49.59	0.42	182.50	3.35

图7 黄河上游积石峡古堰塞湖沉积层乙寨村剖面(YSR)粒度自然分布频率曲线

经历了长期的巨大重力压实作用(图8c). 其与青藏高原高山地区冰水湖泊沉积物, 具有某些相似沉积学特征(钟建华等, 2005; Patton和Hambrey, 2009; Roberts等, 2013). 这表明其来源主要是全新世早中期黄河上游冰雪融水洪水携带的纯净悬移质泥砂物质在古堰塞湖内沉积形成的. 而且该剖面底部沉积物韵律层清晰可见, 没有发现任何水生植物残体(图8c). 这说明它们是在深水缺氧环境下的沉积物. 剖面底部Fe₂O₃、Al₂O₃等常量元素含量呈现最高值, 而磁化率却呈现最低值,

同样表明它们是在深水还原环境中沉积形成的, 其中的铁矿物主要是弱磁性的铁的硫化物和氢氧化合物(Zhu等, 2003). 这种纹泥层间所夹的橙色(2.5YR7/6)粘土质细纹层, 则是支沟泥流和坡积物进入堰塞湖所沉积形成. 结合该剖面OSL断代结果, 可知在全新世中期(8.25±0.39)ka, 堰塞湖形成后, 黄河上游来水在大约34天会蓄满湖盆, 湖水通过古滑坡堰塞坝顶鞍部缓慢溢流, 水位高程在1915~1920m, 形成一个半封闭式堰塞湖, 水深可达80~85m, 底部形成深水缺氧的环境. 由

图8 黄河上游积石峡古堰塞湖沉积层乙寨村剖面(YSR)
(a) 剖面顶部浊红棕色坡积石渣土插入浊黄橙色粉砂质堰塞湖沉积层形成的互层状序列; (b) 剖面顶部含有水生植物残体的堰塞湖沉积层层面特征; (c) 剖面底部具有纹泥特征的致密的淡灰色粘土质沉积层(sterile clay). 坐标: 102°35'57"E, 35°50'46"N

于黄河上游冰雪融水洪水携带的纯净悬移质泥砂入湖沉积, 在堰塞湖底部深水缺氧的环境下, 没有水生植物的生长分布. 况且, 由悬移质泥砂沉积形成的纹泥层, 本身也不含有植物碎屑或者来自于地表成熟土壤的组分.

古堰塞湖沉积层YSR剖面中部和顶部沉积物, 呈现淡黄橙色(10YR8/3)或者浊橙色(7.5YR7/4), 粒度成分以粗粉砂为主, 质地为疏松的粉砂或砂质粉砂, 层次清晰但不再是韵律状纹泥层, 单层沉积物厚度增大到5~20cm(图8a和b). 两者地球化学元素 Fe_2O_3 、 MgO 、 K_2O 、 CaO 、 TiO_2 和 P_2O_5 含量也非常接近, 可知该两者具有相同的物质来源. 它们皆与黄河古洪水滞流沉积物具有很多相似的沉积学特征(黄春长等, 2012; Liu等, 2014), 这表明其来源主要是黄河上游暴雨洪水从流域地表土壤侵蚀携带来的悬移质泥砂物质. 而且剖面顶部沉积物层与层之间有锈斑和水生植物(如浮萍和木贼等)残体, 这说明它们是在浅水有氧环境下的沉积物. 该剖面顶部的古堰塞湖沉积层之间往往有坡积石渣土插入(图8a), 则说明由于泄流水流逐渐切割古滑坡堰塞坝体, 堰塞湖水位是逐渐降低变浅. 同时也说明黄河上游洪水规模大小变化导致堰塞湖水体大小变化, 期间有反复地收缩和扩张变化, 但是总的趋势是堰塞湖缓慢外泄, 水面逐渐收缩变小, 而没有发生

突然地垮坝溃决, 因此才会有支沟泥流沉积物和坡积物插入堰塞湖沉积层形成稳定的互层状序列. 在剖面顶部可溶盐类元素 Na_2O 和微量元素Br、S和Cl含量呈现最高值, 表明在湖水逐渐外泄变浅过程当中, 盐度逐渐增大, 可知蒸发量增加也是导致湖水变浅的一个重要因素. 这也从另一个角度证明古滑坡堰塞坝体稳定, 没有发生突然地垮坝溃决. 在青藏高原东北部边缘河谷温带干旱半干旱区环境, 处于主河槽外侧的堰塞湖残余水体, 会因为强烈的蒸发浓缩作用而逐渐地咸化(张虎才, 1997). 从积石峡古堰塞湖顶部沉积物当中氯化物、溴化物和硫酸盐类可溶盐含量增加情况, 可知其湖水在后期发生了咸化. 结合该剖面OSL断代结果, 可知堰塞湖形成后, 没有发生突然地垮坝溃决, 而是存在经历了约2600年, 湖水缓慢外泄, 水流逐渐切开古滑坡堰塞坝体, 堰塞湖水位逐渐变浅, 进入缓慢消亡阶段. 在堰塞湖发展的后期, 由于黄河上游暴雨洪水从流域地表土壤侵蚀, 携带来的悬移质泥砂物质沉积在温暖的浅水有氧环境下, 从而使水生植物繁茂生长.

综上所述, 通过对积石峡古堰塞湖沉积层乙寨村剖面(YSR)沉积学特征的分析, 可知积石峡古堰塞湖的形成和发展演变过程为: 在全新世中期(8.25 ± 0.39)ka, 积石峡中段狐跳峡大地震导致马儿坡山体和戈龙布山体相继发生巨大滑坡, 滑坡堆积体堵塞黄河形成古堰塞湖, 湖水从滑坡堰塞坝后沿黄河上溯大约33km到达循化盆地西端, 水位高程在1915~1920m左右. 在不考虑湖水渗过滑坡堰塞坝体外流的情况下, 黄河上游来水在大约34天会蓄满湖盆, 湖水通过坝顶鞍部缓慢泄流, 形成一个半封闭式堰塞湖, 水深可达80~85m. 由于滑坡堆积体填塞黄河积石峡中段狐跳峡长度达1.5km, 高度达85m的滑坡堰塞坝体土石, 随时间的进程自重压实, 滑坡堰塞坝体变得更加稳固, 因而堰塞湖缓慢泄流, 并没有发生突然地垮坝溃决形成异常大洪水. 最后泄水水流慢慢切穿滑坡堆积体大坝, 从而使古堰塞湖进入一个缓慢消亡的过程, 并在全新世中期(5.65 ± 0.21)ka黄河彻底贯通, 古堰塞湖最终消失.

5.3 “古堰塞湖溃决大洪水”沉积物辨析

通过对黄河上游积石峡中段狐跳峡古滑坡堰塞坝体下游的黄河河道开展野外调查, 并没有发现“古堰

塞湖溃决大洪水”沉积物的存在(Carling, 2013). 从地貌学、地层学、沉积学角度来看, 古滑坡堰塞坝体至积石峡出口段河道两侧出露的沉积物, 其实是不同时代、不同成因、不同来源土石混杂的坡积物、滑坡崩塌堆积物等. 它们总体呈现出浊红棕色(2.5YR5/4), 主要由砂砾岩、砂岩、泥质粉砂岩、砂质泥岩等组成, 结构松散杂乱, 沉积物大小极为混杂, 呈现棱角状或者次棱角状, 沉积毫无分选, 是大小角砾石块和土状物质的混合物(Huang等, 2017). 在古滑坡堰塞坝体近下方右岸就有一个带状坡积物台地, 高出黄河平水位50~70m, 主要由大小混杂的、松散的石渣土构成, 图9a右侧显示了该坡积物台地沉积物的真实物质成分和结构. 而在黄河铁索桥河段所见, 则是盘上这个坡积物台地的新老两条道路边坡, 人工弃渣形成的倒石堆群, 黄河积石峡水库建成之后, 该河段水位上升大约17m, 从而将人工倒石堆群下部粗大角砾石块淹没, 目前看到的只是倒石堆上部的细小石渣(图9a). 从

图9 黄河上游积石峡中段狐跳峡古滑坡堰塞坝体-孟达盆地河段沉积特征

(a) 堰塞坝体下游右岸坡积物台地下游端新老两条公路边坡人工弃渣倒石堆(坐标: 102°37'29"E, 35°50'14"N); (b) 孟达盆地坡积物和崩积物覆盖黄河基座阶地形成的(经过人工整修过的)台地(坐标: 102°38'00"E, 35°49'57"N, 图片来源: http://blog.sina.com.cn/s/blog_7e434e860100rce7.html)

狐跳峡古滑坡堰塞坝体到下游积石峡出口之间, 孟达盆地是峡谷内最易于发生堆积的开阔空间. 如果积石峡发生过任何规模的特大洪水, 则首先会在孟达盆地形成滞流环境而发生堆积. 然而, 野外调查发现, 位于堰塞坝体下游2km处的孟达盆地内, 两岸宽阔台地, 高出黄河平水位40~50m, 主要是由坡积物和滑坡、崩塌堆积物覆盖黄河基座阶地而形成的(经过人工整修)台地, 并没有发现任何来自上游不远处所谓“古堰塞湖溃决大洪水”的沉积物(图9b).

在黄河出积石峡进入官亭盆地西端, 地形开阔, 搬运能力迅速降低, 形成了多级冲积扇台地. 其中公路所在的这一级冲积扇沿流向伸展3km, 最大宽度1.8km. 其顶部平坦, 略向下游倾斜, 现代黄河深切其中, 使其成为一个宽广的古冲积扇台地, 高度从25m逐渐降低到10m. 在其北侧, 发源于蓝灰色(5BG6/1)或绿灰色(5G6/1)片岩高山区的上马家沟, 堆积形成的巨大洪积扇覆盖叠压黄河古冲积扇台地. 多处剖面可见, 台地是由两套沉积物构成, 中下部主要是由黄河通过积石峡搬运沉积下来的磨圆度很好的大小不等的圆状或者次圆状卵石构成. 其中含有较多来自龙羊峡段灰色花岗岩和来自于李家峡、公伯峡和积石峡段的浊红棕色砂岩、砾岩的卵石或漂砾, 偶见磨圆度较差的蓝灰色或绿灰色片岩碎屑. 这与黄河现代河床相卵石成分一致. 剖面顶部则是由上马家沟山洪携带而来的磨圆度很差的杂色的透镜状砂砾层, 成分复杂, 偶见蓝灰色或绿灰色片岩碎屑, 并被全新世红色泥流沉积层覆盖.

在官亭盆地中部喇家遗址区域, 覆盖了齐家文化时期人类生产生活古地面、房屋地面, 包裹着人类遗骸和器物, 以及填充在黄土地震裂隙内的红色粘土, 亮红棕色(2.5YR5/8)或橙色(2.5YR7/8)色调, 为粘土质粉砂质地, 团块状构造, 含有大量气孔, 显示出粘稠状态流动的内部结构. 从地层剖面可以看出, 它是多次泥流过程堆积而成, 垂直方向因为差异风化, 呈现出不同色彩的假层理. 深入调查研究发现, 这是来自于岗沟、吕家沟和马家沟的暴雨山洪和泥流过程的沉积物(Huang等, 2013; 张玉柱等, 2013). 在红色泥流沉积层之下齐家文化人类活动古地面, 是由风成黄土构成. 黄土层之下的浊红橙色(10R6/3)或灰红色(10R6/2)大型透镜状、波状粗砂土和细砾层, 是来自吕家沟、岗沟和马家沟的山洪泥石流沉积物(图10c和d). 夹在

全新世沉积层之间的浊红橙色(10R6/3)或杂色小型透镜状砂土斑、填充在一些地震裂隙中的浊红橙色或杂色砂土和细砾脉(图10a和b), 则是大地震导致底部砂和砂砾层液化, 沿着地震裂隙垂直向上喷涌尖灭或喷出古地面沉积的结果(夏正楷和杨晓燕, 2003; 欧阳杰等, 2008; 李智敏等, 2014)。与喇家遗址隔黄河相望的韩陕家阶地地层剖面, 在全新世黄土与古土壤之下, 出现大型透镜状分布的杂色或红灰色(7.5R6/1)粗砂或细砾层。它也是来自黄河南岸支沟的山洪沉积物, 覆盖在晚第三纪红色粘土层基座之上(Huang等, 2017)。因而, 这几个区域由山洪和泥石流沉积的这种混杂的砂土和砂砾石沉积物, 其地层层位高于或低于喇家遗址文化层, 沉积年代差异甚大。

另外, 据称在积石峡出口即官亭盆地西端黄河古冲积扇台地、及叠覆其上的上马家沟洪积扇、喇家遗址古地震裂隙砂脉和吕家沟与岗沟之间的三角台地考古探方剖面所谓“喷砂透镜体”(实则是含有大量泥球的红灰色(7.5R6/1)山洪泥石流沉积砂土砂砾斜层)中, 发现极个别“前寒武纪绿色片岩”碎屑(吴庆龙等, 2009; 张雪莲等, 2014; Wu等, 2016)。这并不能够成为所谓“古堰塞湖溃决大洪水”的证据。因为在积石峡中

段狐跳峡上游与下游的若干河段黄河切割前寒武系蓝灰色(5BG6/1)或绿灰色(5G6/1)片岩带, 形成深邃的峡谷。这种脆弱破碎的崖壁不断有碎屑坠入黄河, 与其他的岩石碎屑一起被河水搬运到官亭盆地沉积下来。况且, 在积石峡口北侧发源于这种片岩高山区的上马家沟的山洪和泥石流, 也会将片岩碎屑与其他岩石碎屑一道输送到官亭盆地沉积下来。所以, 无论黄河积石峡是否发生堰塞堵塞, 水流都会将大大小小的蓝灰色或绿灰色片岩碎屑和浊红棕色砂岩泥岩砂砾岩碎屑、各类变质岩, 以及灰色花岗岩石块岩屑等搬运到下游沉积。

综上对积石峡中段狐跳峡至官亭盆地不同沉积物性质和成因的分析, 可知并没有足够的地质证据表明在全新世时期, 黄河上游积石峡的古堰塞湖发生过突然地垮坝溃决, 形成异常大洪水。

5.4 古堰塞湖消亡与喇家遗址毁灭废弃的关系

黄河上游官亭盆地喇家遗址是一处大型的齐家文化聚落遗址(任晓燕等, 2002; 叶茂林, 2002)。它在2001年入选中国十大考古发现之一。因其中含有史前灾难遗迹, 故被称为“东方庞贝”。近十年来, 造成官亭盆地喇家遗址彻底毁灭和废弃的原因, 一直是学者们研究和争论的焦点(夏正楷和杨晓燕, 2003; 杨晓燕, 2003; 佟派和王睦, 2005; 吴庆龙等, 2009; Huang等, 2013; 殷志强等, 2013a; Wu等, 2016)。已有研究成果揭示出, 在全新世中期3.95ka BP, 伴随着强烈地震发生了暴雨山洪, 源自于官亭盆地北侧谷坡大红山(第三纪红色层系)地区的大规模泥石流和泥石流, 沿着岗沟、吕家沟和马家沟等沟谷倾泻而下, 彻底的掩埋毁灭了这个重要的史前村落(Huang等, 2013; 张玉柱等, 2013; 周强和张玉柱, 2015)。根据对遗址内受灾居室内人类骨骼等材料的精确¹⁴C测年数据, 确认毁灭喇家遗址的灾难发生年代为1900BC, 即3.85ka BP(张雪莲等, 2014)。

最近有学者认为, 发生在1920BC(3.87ka BP)前后的强烈地震, 既诱发了黄河上游积石峡中段狐跳峡史前滑坡堰塞事件, 又破坏了官亭盆地喇家村齐家文化时期人类生活的房屋及古地面。积石峡堰塞湖形成后的6~9个月内, 发生部分溃决形成异常大洪水, 彻底摧毁了喇家遗址齐家文化古聚落(Wu等, 2016)。但是, 其作为重要年代证据的, 所谓的“堰塞湖溃决大洪水”沉

图 10 黄河上游官亭盆地喇家遗址沉积物和地层特征
(a), (b) 喇家遗址考古探方剖面地震裂隙及其喷砂充填物质(坐标: 102°48'16"E, 35°51'53"N); (c), (d) 喇家遗址东部岗沟壁剖面显示遗址地层下部浊红橙色(10R6/3)山洪沉积砂和砂砾层(坐标: 102°48'46"E, 35°51'40"N)

积物的 ^{14}C 年代数据, 由于其碳屑样品采集于不同性质和成因、不同层位和时代的沉积地层之中, 所以 ^{14}C 年代数据值分散. 而古堰塞湖沉积物顶部上覆的所谓“扇三角洲”(洪积扇)沉积物的 ^{14}C 年代数据, 则只能代表黄河切穿积石峡堰塞坝体、河道疏通、堰塞湖最终消亡之后, 该地支流沟谷发生山洪和泥流泥石流事件沉积的年代. 如果不对古堰塞湖沉积物底部进行绝对年代测定, 也就不能够确定古滑坡堰塞事件发生和堰塞湖形成的年代. 而这个层位恰恰是准确揭示古堰塞湖与喇家遗址毁灭废弃关系的关键. 前人对积石峡古堰塞湖问题的初步研究, 认为其能够发育厚达30多米的湖相沉积物, 就表明古堰塞湖持续存在的年代应该在千年至数千年尺度之间, 进而可以推断出积石峡史前滑坡堰塞事件和堰塞湖的形成年代要远远早于1920BC(彭建兵等, 1997; 周洪福等, 2009; 周保, 2010; 殷志强等, 2013b; 张志刚等, 2013; Dong等, 2013; 郭海婷, 2015).

综上所述, 积石峡中段狐跳峡古滑坡堰塞事件和堰塞湖的形成年代与官亭盆地喇家遗址古聚落毁灭废弃的年代之间, 存在1800年左右的时间差. 这就从年代学角度, 证明积石峡古堰塞湖的形成演变及其消亡过程与官亭盆地喇家遗址的毁灭废弃没有关系.

6 结论

综合黄河上游积石峡古堰塞湖沉积物的OSL测年结果, 以及沉积物的宏观特征、理化性质和成因分析, 对于积石峡中段狐跳峡史前滑坡堰塞事件的发生年代, 以及堰塞湖的形成演变及其消亡过程与官亭盆地喇家遗址毁灭废弃的关系, 有了明确的认识. 研究结果表明: 积石峡中段狐跳峡古滑坡堰塞事件发生在全新世中期(8.25 ± 0.39)ka, 应当是沿着积石山西缘断裂发生的古地震诱发了如此规模巨大的基岩滑坡. 滑坡堆积体堵塞黄河形成了一个巨大的堰塞湖, 湖水从滑坡堰塞坝后沿黄河上溯大约33km到达循化盆地的西端. 没有地质证据表明古堰塞湖发生突然地垮坝溃决, 形成异常大洪水. 它持续存在了约2600年, 湖水溢流缓慢切割滑坡堰塞坝体, 湖泊逐渐变干消亡, 期间有反复地收缩和扩张变化, 最终在全新世中期(5.65 ± 0.21)ka消失, 黄河彻底贯通. 也就是说积石峡古堰塞湖消亡的年代, 要早于官亭盆地喇家遗址毁灭废弃的年代约1800年. 这说明积石峡古堰塞湖的形成演变及其消亡

过程与官亭盆地喇家遗址的毁灭没有关系.

这里, 我们利用多学科交叉研究的途径, 准确揭示了青藏高原东北缘黄河上游积石峡史前滑坡堰塞湖形成年代与发展演变过程, 确认该堰塞湖的形成和消亡的年代皆早于官亭盆地喇家遗址毁灭废弃的年代, 并没有证据表明堰塞湖发生突然地垮坝溃决形成异常大洪水. 本研究成果对于我们正确认识史前群发性灾难事件与人地关系演变, 准确回答中外各界对于黄河上游积石峡所谓“堰塞湖溃决大洪水与大禹治水和夏王朝”问题的疑问, 具有重要的意义.

参考文献

- 郭海婷. 2015. 黄河上游戈龙布滑坡及其堰塞湖沉积物光释光年代研究. 硕士学位论文. 南京: 南京师范大学. 1-77
- 黄春长, 李晓刚, 庞奖励, 查小春, 周亚利. 2012. 黄河永和关段全新世古洪水研究. 地理学报, 67: 1494-1504
- 李小林, 郭小花, 李万花. 2011. 黄河上游龙羊峡-刘家峡河段巨型滑坡形成机理分析. 工程地质学报, 19: 516-529
- 李智敏, 李延京, 田勤俭, 夏玉胜, 张加庆, 姚生海, 黄伟. 2014. 拉脊山断裂古地震与喇家遗址灾变事件关系研究. 地震研究, 37(增刊): 109-115
- 欧阳杰, 朱诚, 叶茂林, 任晓燕, 钟建, 蔡林海, 何克洲, 朱青. 2008. 青海喇家遗址古地震喷砂磁化率异常现象与机制的初步研究. 国际地震动态, 11: 128
- 彭建兵, 毛彦龙, 杜冬菊. 1997. 黄河积石峡水电站水库滑坡工程地质研究. 西安: 陕西科学技术出版社
- 任晓燕, 王国道, 蔡林海, 何克洲, 叶茂林. 2002. 青海民和县喇家遗址2000年发掘简报. 考古, 12: 12-28
- 佟派, 王睦. 2005. 古代中国的环境研究: 关于解释和年代对应方面的问题//山东大学东方考古研究中心. 东方考古: 第2辑. 北京: 科学出版社. 263-271
- 吴庆龙, 张培震, 张会平, 叶茂林, 张竹琪. 2009. 黄河上游积石峡古地震堰塞溃决事件与喇家遗址异常古洪水灾害. 中国科学: 地球科学, 39: 1148-1159
- 夏正楷, 杨晓燕. 2003. 青海喇家遗址史前灾难事件. 科学通报, 48: 1200-1204
- 杨晓燕. 2003. 基于不同空间尺度的环境考古研究. 博士学位论文. 北京大学. 1-109
- 叶茂林. 2002. 青海民和喇家史前遗址的发掘. 考古, 7: 3-6
- 袁道阳, 张培震, 雷中生, 刘百箴, 刘小龙. 2005. 青海拉脊山断裂带新活动特征的初步研究. 中国地震, 21: 93-102
- 殷志强, 秦小光, 赵无忌, 魏刚. 2013a. 黄河上游官亭盆地红粘土层成因机制再探讨. 第四纪研究, 33: 995-1004

- 殷志强, 赵无忌, 李小林, 魏刚. 2013b. 黄河上游戈龙布滑坡堵河事件及堰塞湖沉积物研究. *地质学报*, 87: 310–313
- 周保. 2010. 黄河上游(拉干峡-寺沟峡段)特大型滑坡发育特征与群发机理研究. 硕士学位论文. 西安: 长安大学. 1–166
- 周洪福, 韦玉婷, 聂德新. 2009. 黄河上游戈龙布滑坡高速下滑成因机制及堵江分析. *工程地质学报*, 17: 484–488
- 周强, 张玉柱. 2015. 青海喇家遗址史前灾难成因的探索与辨析. *地理学报*, 70: 1774–1787
- 张虎才. 1997. 元素表生地球化学特征及理论基础. 兰州: 兰州大学出版社
- 张雪莲, 叶茂林, 仇士华, 钟建. 2014. 民和喇家遗址碳十四测年及初步分析. *考古*, 11: 91–104
- 张玉柱, 黄春长, 庞奖励, 周亚利, 查小春, 王龙升, 周亮. 2013. 黄河上游官亭盆地喇家遗址地层光释光测年研究. *地理学报*, 68: 626–639
- 张志刚, 白世彪, 王建, 张帆宇, 洪婷. 2013. 全新世早期黄河上游积石峡大型滑坡堵江事件研究. *干旱区资源与环境*, 27: 102–107
- 钟建华, 李浩, 黄立功, 温志峰, 郭泽清, 王海桥, 李勇. 2005. 柴西第四纪湖泊冰水沉积的发现及意义. *沉积学报*, 23: 285–289
- Carling, P A. 2013. Freshwater megaflood sedimentation: What can we learn about generic processes. *Earth Sci Rev*, 125: 87–113
- Dong G H, Zhang F Y, Ma M M, Fan Y X, Zhang J W, Wang Z L, Chen F H. 2014. Ancient landslide-dam events in the Jishi Gorge, upper Yellow River valley, China. *Quat Res*, 81: 445–451
- Fuchs M, Lang A. 2001. OSL dating of coarse-grain fluvial quartz using single-aliquot protocols on sediments from NE Peloponnese, Greece. *Quat Sci Rev*, 20: 783–787
- Grün R. 2003. The Age.exe computer program for the calculation of luminescence dates. Unpublished Computer Program, RSES
- Huang C C, Pang J L, Zhou Y L, Su H X, Zhang Y Z, Wang L S. 2013. Palaeoenvironmental implications of the prehistorical catastrophes in relation to the Lajia Ruins within the Guanting Basin along the upper Yellow River, China. *Holocene*, 23: 1584–1595
- Huang C C, Zhou Y L, Zhang Y Z, Guo Y Q, Pang J L, Zhou Q, Liu T, Zha X C. 2017. Comment on “Outburst flood at 1920 BCE supports historicity of China’s Great Flood and the Xia dynasty”. *Science*, 355: 1382.4–1382
- Lai Z P, Zöller L, Fuchs M, Brückner H. 2008. Alpha efficiency determination for OSL of quartz extracted from Chinese loess. *Radiat Meas*, 43: 767–770
- Lapp T, Jain M, Ankjærgaard C, Pirtzel L. 2009. Development of pulsed stimulation and Photon Timer attachments to the Risø TL/OSL reader. *Radiat Meas*, 44: 571–575
- Liu T, Huang C C, Pang J L, Zhou Y L, Zhang Y Z, Ji L, Shang R Q. 2014. Extraordinary hydro-climatic events during 1800–1600 yr BP in the Jin-Shaan Gorges along the middle Yellow River, China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 410: 143–152
- Lü H Y, Yang X Y, Ye M L, Liu K B, Xia Z K, Ren X Y, Cai L H, Wu N Q, Liu T S. 2005. Millet noodles in late Neolithic China: A remarkable find allows the reconstruction of the earliest recorded preparation of noodles. *Nature*, 437: 967–968
- Murray A S, Wintle A G. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiat Meas*, 32: 57–73
- Patton H, Hambrey M J. 2009. Ice-marginal sedimentation associated with the Late Devensian Welsh Ice Cap and the Irish Sea Ice Stream: Tonfanau, West Wales. *Proc Geol Assoc*, 120: 256–274
- Roberts D H, Evans D J A, Lodwick J, Cox N J. 2013. The subglacial and ice-marginal signature of the North Sea Lobe of the British-Irish Ice Sheet during the Last Glacial Maximum at Upgang, North Yorkshire, UK. *Proc Geologists’ Association*, 124: 503–519
- Wallinga J. 2002. Optically stimulated luminescence dating of fluvial deposits: A review. *Boreas*, 31: 303–322
- Wintle A G, Murray A S. 2006. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiat Meas*, 41: 369–391
- Wu Q L, Zhao Z J, Liu L, Granger D E, Wang H, Cohen D J, Wu X H, Ye M L, Bar-Yosef O, Lu B, Zhang J, Zhang P Z, Yuan D Y, Qi W Y, Cai L H, Bai S B. 2016. Outburst flood at 1920 BCE supports historicity of China’s Great Flood and the Xia dynasty. *Science*, 353: 579–582
- Zhang J F, Zhou L P, Yue S Y. 2003. Dating fluvial sediments by optically stimulated luminescence: Selection of equivalent doses for age calculation. *Quat Sci Rev*, 22: 1123–1129
- Zhang Y Z, Huang C C, Pang J L, Zhou Y L, Shang R Q, Zhou Q, Guo Y, Liu T, Hu G M. 2015. OSL dating of the massive landslide-damming event in the Jishixia Gorge, on the upper Yellow River, NE Tibetan Plateau. *Holocene*, 25: 745–757
- Zhu R X, Matasova G, Kazansky A, Zykina V, Sun J M. 2003. Rock magnetic record of the last glacial-interglacial cycle from the Kurtak loess section, southern Siberia. *Geophys J Int*, 152: 335–343