中国科学: 地球科学 2017 年 第 47 卷 第 2 期: 191 ~ 204
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

三阳川盆地渭河阶地发育与河谷地貌演化

高红山[1], 李宗盟[1], 刘小丰[2], 潘保田[1*], 吴雅婕[1], 刘芬良[1]

1. 兰州大学资源环境学院, 西部环境教育部重点实验室, 兰州 730000;
2. 中国地震局兰州地震研究所, 兰州 730000

* 通讯作者, E-mail: panbt@lzu.edu.cn

收稿日期: 2016-05-24; 接受日期: 2016-11-16; 网络版发表日期: 2016-12-30
国家自然科学基金项目(批准号: 41471008、91125008和41330745)和中央高校基本科研业务费专项资金项目(编号: LZUJBKY-2016-161)资助

摘要 阶地是研究现代河谷形成发育的重要地貌标志, 结合年代学研究可以为区域古环境提供丰富的构造、气候和古水文变化信息. 通过古地磁、电子自旋共振、光释光及黄土-古土壤地层序列的对比, 初步确定渭河上游三阳川盆地1.2Ma以来共发育和保存着13级河流阶地. 阶地特征与成因分析表明, 阶地是在构造抬升背景下, 河流系统对轨道尺度气候变化的响应, 侧蚀堆积和深切下蚀作用交替进行. 阶地序列的河漫滩顶部大多对应于古土壤层发育, 表明河流下切阶地形成主要发生在古土壤开始发育的冰期向间冰期过渡阶段. 河流两侧阶地时空展布的差异表明, 0.62Ma三阳川盆地发生了构造反转, 由过去盆地的整体抬升为主逐渐转变为断陷沉降. 综合流域内阶地序列的研究, 表明渭河上游现代河谷的形成发育起始于早更新世晚期1.4~1.2Ma.

关键词 阶地, 河谷发育, 构造活动, 气候变化, 三阳川盆地

1 引言

流域地貌演化和河谷发育问题在18~19世纪科学大争论时曾经是地质学界的核心议题, 现代地质学的奠基者Hutton、Lyell和Cuvier等均参与了这场旷日持久的辩论. 如果地球仅有6000年的历史, 河谷可能主要是流水侵占先成断裂的结果; 但是, 漫长的地球历史足以满足河流通过缓慢侵蚀形成自己的河谷, 后者亦被称其为普莱费尔法则(Playfair, 1802; Schumm和Ethridge, 1994). 此后围绕河谷发育过程和形成机理的研究为地貌学的发展和成熟提供了重要的理论源泉(Davis, 1899; Bretz, 1923; Montgomery和Dietrich, 1988).

河流阶地作为山地河谷中最为突出的地貌景观, 其平坦的台面成为聚落、农田、道路和工矿建设的主要分布场所, 同时这种层状结构说明河流在下蚀过程中经历过均夷阶段, 即河流在相当长的时期内保持在一个比较稳定的高度, 以侧蚀拓宽河谷为主, 而后再次深切侵蚀使原有的河床与漫滩脱离河流作用成为阶地. 河流重新深切下蚀可能是河道比降的增加, 流量的增加或者输沙量的减少造成的. 其中地表构造抬升造成河道比降增大从而导致下切是地貌学最为传统的解释, 基座阶地更是曾被归因为部分夷平的产物(Davis, 1902; Bucher, 1932). 而从冰川与河流系统联系

中文引用格式: 高红山, 李宗盟, 刘小丰, 潘保田, 吴雅婕, 刘芬良. 2017. 三阳川盆地渭河阶地发育与河谷地貌演化. 中国科学: 地球科学, 47: 191–204, doi: 10.1360/N072016-00037
英文引用格式: Gao H S, Li Z M, Liu X F, Pan B T, Wu Y J, Liu F L. 2017. Fluvial terraces and their implications for Weihe River valley evolution in the Sanyangchuan Basin. Science China Earth Sciences, 60: 413–427, doi: 10.1007/s11430-016-5037-8

© 2016 《中国科学》杂志社

的角度加以解释这一现象, 河流系统的泥沙和径流等水动力条件的改变可能主要是气候变化造成的(Penck和Brückner, 1909). 此种观点后来被进一步发展, 认为河流下游阶地的形成与海平面升降密切相关, 而在距海较远的上游导致了河流在冰期以堆积作用为主, 间冰期以下切侵蚀为主(Zeuner, 1935). 基于过程机理的实验模拟也发现, 海平面升降会对滨海区域的河流冲淤行为产生重要影响, 但难以波及远离海洋的内陆区域河流地貌的形成演化(Schumm, 1993; Koss等, 1994). 尽管目前学术界对河流阶地的形成过程和原因仍存在着较多的争议(Kiden和Törnqvist, 1998; Finnegan和Dietrich, 2011), 但作为地质历史时期的古河床, 河流阶地不仅直接记录着河谷的形成发育历史, 而且是目前研究流域地貌演化、新构造运动和古气候变化的重要载体(Burbank和Anderson, 2012).

晚新生代青藏高原的隆升不仅对全球气候变化产生重要影响(Ruddiman和Kutzbach, 1989; Molnar等, 1993; An等, 2001; Guo等, 2002), 还导致了中国地形的倒转(Wang, 1997)和现代黄河、长江等大型水系的形成与发育(Li, 1991; Zheng等, 2013). 高原东北部的陇中盆地位于中国三大自然带的交汇区, 在构造运动和气候变化共同作用下, 河流切开一系列山间和山前盆地, 形成了众多层状分布的阶地序列. 其上堆积着数百米厚的风成黄土, 它们不仅是良好的环境信息载体还是绝佳的测年断代材料(Liu和Ding, 1998; Ding等, 2002). 对这些阶地序列的时空分布进行研究, 不仅可以重建河谷发育和地貌演化的历史, 而且可以获取区域内丰富的构造活动和环境变迁信息(李吉均等, 1996; 鹿化煜等, 2004; Pan等, 2009).

本文基于对渭河上游三阳川盆地河流阶地的详细考察, 运用差分GPS(Global Positioning System)高程测量技术和古地磁、电子自旋共振(Electron Spin Resonance, ESR)、光释光(Optical Stimulated Luminescence, OSL)及^{14}C等测年技术, 获得了一些较为准确的阶地高程数据和年代资料, 进而对该区河谷地貌的形成过程进行分析, 同时对第四纪期间区域的构造活动和气候变化特征进行了探讨.

2 研究区概况

渭河发源于甘肃渭源陇南山地, 沿秦岭北麓东流, 其中河源至宝鸡峡流经山区, 河谷川峡相间, 出宝鸡峡后流经渭河地堑盆地, 河谷宽阔, 比降平缓, 水流弯曲, 至潼关附近注入黄河. 渭河流域属于暖温带半干旱、半湿润气候区, 具有大陆性季风气候的特点. 黄土分布面积较广, 植被覆盖较差, 夏季多暴雨, 因此水土流失严重, 大量泥沙汇入使渭河成为一条多沙性河流.

三阳川盆地位于陇中盆地的东南隅, 是一个由渭河与葫芦河汇流侵蚀而成的小型河谷盆地(图1). 此盆地西起余家峡东至导流山下的窦峡, 东西长约20km, 南北宽约10km. 河流北侧为陇西黄土高原, 南侧为西秦岭的北支山脉. 盆地四周山地与河谷平原之间地形对照显著, 高差约500~600m.

本区在构造上属于西秦岭北缘断裂带(图1a), 该断裂带是青藏高原东北缘一条重要的构造分界线, 对新生代盆地的形成和演化具有控制作用. 断裂带以南只发育零星的规模较小的新生代盆地, 以北则发育了规模巨大的由祁连山、六盘山和秦岭围陷的陇中盆地. 近年来对该区新生代沉积地层、盆地形成演化和山地隆升历史的大量研究表明, 中新世之前该断裂带以挤压逆冲活动为主, 中新世晚期以后该区发生了向北的强烈逆冲断裂活动, 陇中盆地结束了前陆盆地发育历史(Fang等, 2003). 在青藏运动以后西秦岭北缘断裂带失去了其作为陆内造山前缘逆冲推覆构造带的地位, 成为了高原内部的以左旋走滑运动为主的断裂带, 而断裂以北的陇中盆地成为了青藏高原最新扩展的组成部分(Wang等, 2012; Yuan等, 2013). 强烈的构造运动造成了新生代期间陇中盆地地表景观的复杂变化, 新近纪末以地表夷平作用(甘肃侵蚀期)为主, 三趾马红土既覆盖在灞河期尧店组堆积面上, 也覆盖在侵蚀区的剥蚀面之上. 细粒沉积的保德期红层含有大量生活于相当开阔的草原环境下的三趾马动物群化石, 也反映当时陇中盆地地形仍然十分平坦, 目前渭河上游盆山地貌与现代水系格局均是上新世晚期以来强烈构造运动和气候变化的产物(李吉均等, 1996, 2007).

3 三阳川盆地渭河阶地的空间分布

三阳川盆地渭河阶地主要发育和保存在盆地西部和葫芦河汇入口处, 盆地东端以峡谷地貌为主, 山地多黄土梁峁地形, 阶地发育较差. 根据阶地的空间展布特征(图1), 我们分三个区域进行阐述, 其中葫芦河

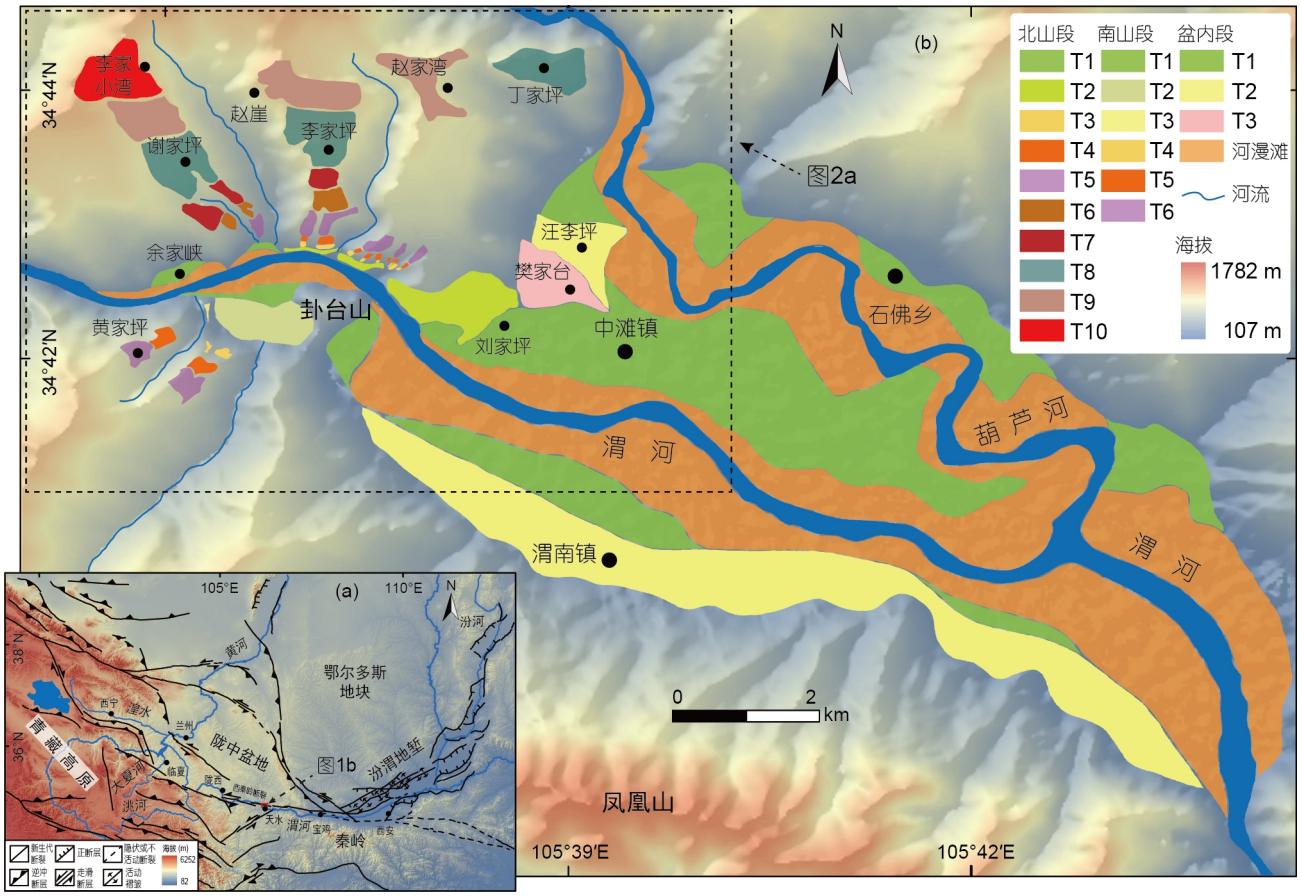


图 1　研究区所处构造单元(a)及三阳川盆地渭河阶地的空间分布(b)

与渭河交汇地带的盆地内部可见3级堆积阶地, 渭河出余家峡后在河流北侧山地发育着10级阶地, 而南侧山地保存着6级阶地, 各级阶地的详细地貌参数见表1.

葫芦河与渭河交汇地带的盆地内部可见三级堆积阶地, 表现为三级清晰的黄土台面, 黄土下部为发育水平层理的河漫滩物质, T3和T2的砾石层仅在部分砖厂与工程取土点出露(图1、2b和3; 表1). 这些黄土台面与西侧山地之间存在着200~300m的高差. 其中T3和T2分布于中滩镇樊家台和汪李坪一带. T1是三阳川盆地的主体, 为渭南镇、中滩镇和石佛乡三个乡镇主要的村落所占据. 阶地砾石层上覆约1m厚的河漫滩沉积, 在山前地带漫滩之上还堆积着数米厚的风成黄土.

北山李家小湾一带最高处的黄土台面主要分布在海拔1900m左右, 沟壑侵蚀严重, 沟谷中出露河流砾石层和新近系红层. 依据基座和砾石层的拔河高度, 并结合其上风成黄土的厚度及黄土台面的分布, 可以划分出10级河流阶地(图1和2c; 表1). 其中T10~T2为基座阶地, T5和T2阶地的基座由前震旦系变质岩和新近系红层共同组成, 其余阶地的基座均为新近系红层; T1为堆积阶地, 分布较为狭窄.

三阳川盆地南侧的凤凰山是渭河与其支流藉河的分水岭, 山峰海拔高度在1800~2100m, 保存着面积不大的夷平面. 岩性以前震旦系、震旦系、泥盆系变质岩和火成岩为主. 山地北坡可见古近系砂砾岩出露, 最高黄土台面海拔约1630m, 其下可见河流砾石层与新近系红层出露. 依据河流砾石层和基座拔河高程的分布, 我们认为南山黄家坪一带共发育和保存着6级河流阶地(图1和2d; 表1). 其中T6~T2为基座阶地, 基座均为新近系红层, T1为堆积阶地.

4　河流阶地的形成时代

地貌面形成时代的确定是长尺度地貌演化分析的基础与前提. 近十年来, 为了获取该区阶地的年代

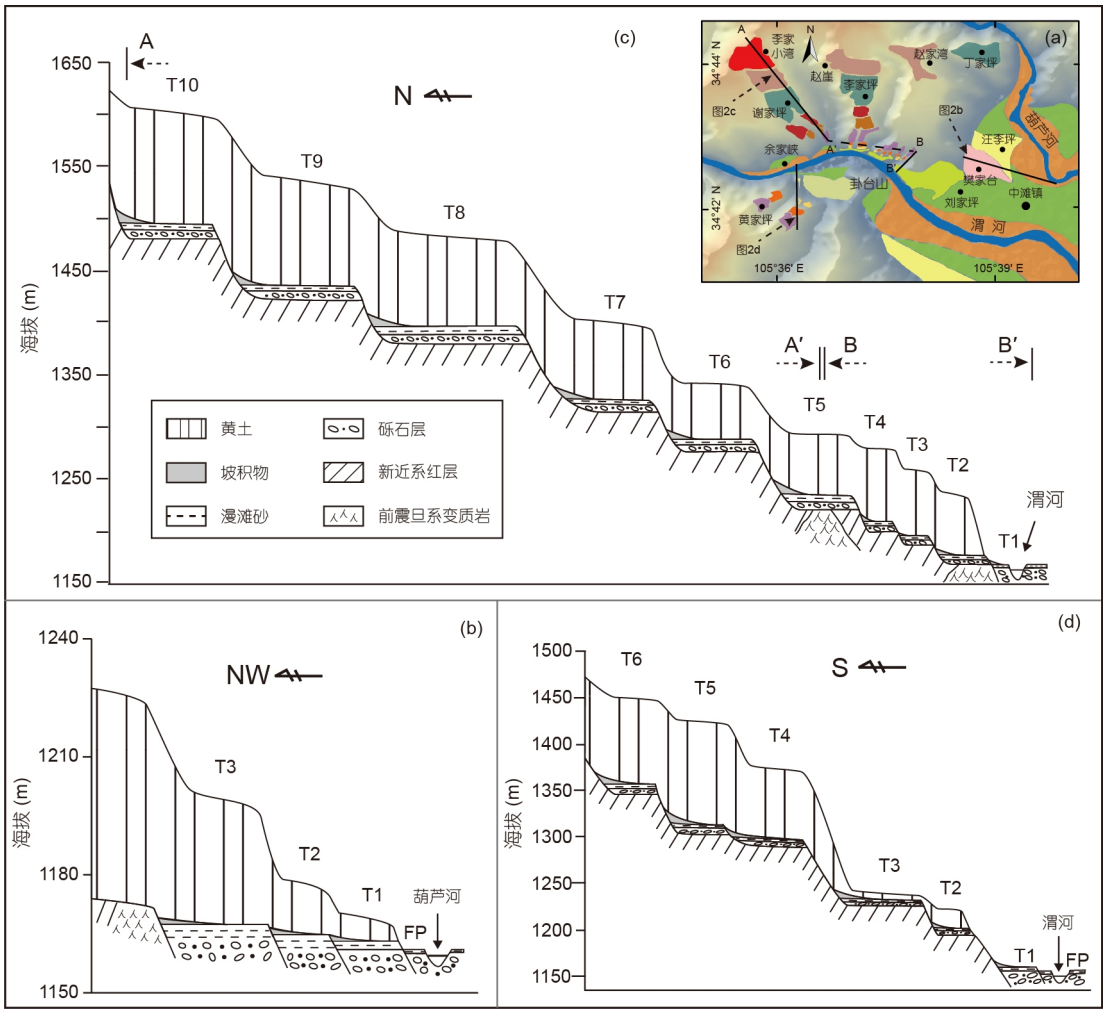


图 2　三阳川盆地渭河阶地的断面图

(a) 阶地断面位置; (b) 葫芦河交汇口盆地内阶地序列; (c) 渭河北山李家小湾段阶地序列, 断面A-A′, B-B′位置见图2a; (d) 渭河南山黄家坪段阶地序列. FP: 河漫滩

序列, 我们对阶地上覆黄土地层进行了磁性年代学、气候地层学和OSL年代学研究, 并对阶地砾石层和漫滩物质进行了ESR和^{14}C年龄的测试分析, 几多努力但鲜有成效, 本文仅能将部分成果给予报道.

OSL样品在遮光条件下用不锈钢管砸入清理出的剖面进行采集, 之后进行密封保存. 等效剂量测试前首先在暗室内对样品进行石英的提纯处理. 在暗室中, 选取不锈钢采样管中段的样品, 按常规石英矿物的分离方法制得粒径为38~63或90~125μm的石英组分. 将提取的石英样品分别加入HCl和H_2O_2用于除去样品中的碳酸盐和有机质, 之后通过氟硅酸或氢氟酸除去细颗粒或粗颗粒样品中的长石. 等效剂量样品的测试仪器为Risø TL/OSL-DA-20全自动释光仪, 采用红外-蓝光联合激发单片再生法(Banerjee等, 2001). 等效剂量测量的预热温度选取260℃, 测试流程参考范育新等(2013). 剂量率的测定采用中子活化法, 对样品中的U、Th和K进行了测量, 并考虑样品的含水量、地理位置等影响因素, 通过转换公式(Aitken, 1985)计算得到样品的年剂量率. 所有测试均在兰州大学西部环境教育部重点实验室光释光年代室完成. ESR样品同样在遮光条件下选取砾石层中砂层进行采集, 在室内进行石英的提纯后进行辐照. 古剂量的测试在德国Bruker公司的EMX BRUKER X-Band ESR信号测量谱仪上进行. 测试条件为: 室温、X波段, 并根据样品岩性、地

表 1　渭河三阳川盆地段及陇西段阶地参数[a)]

地点		阶地	基座高度(m)		砾石层厚度(m)	漫滩砂厚度(m)	黄土层厚度(m)	最底部黄土地层	MIS阶段	下切年代(ka)	资料来源
			海拔	拔河							
三阳川盆地	盆内段	T1				1	8	S0	1	5.48	本文
		T2				4	9	S1	5	130	
		T3					32	S4	11	424	
	北山段	T1				0.5			*1*	*14*	
		T2	1168	3~5	1.5	1	63	S5	15	621	
		T3	1188	23	1.5	1.2	70	*S6*	*17*	*712*	
		T4	1200	35	2	1.5	80	*S7*	*19*	*790*	
		T5	1220	55	2~3	5.3	72	S8	21	866	
		T6	1274	109	1.1	1	66	*S9*	*27*	*982*	
		T7	1314	149	1.5	1.2	86	*S10*	*29*	*1031*	
		T8	1380	215	2~3	1.5	100	S11	31	1081	
		T9	1420	255	1	0.8	110	*S12*	*33*	*1114*	
		T10	1480	315	3	1.3	120	*S13*	*35*	*1190*	
	南山段	T1				0.5			*1*	*14*	
		T2	1188	23	2	0.6	35	Sm	3	57	
		T3	1226	61	1	0.4	2~3	S1	5	130	
		T4	1290	125	1.5	1.2	80	*S6*	*17*	*712*	
		T5	1310	145	5	1.5	120	*S7*	*19*	*790*	
		T6	1340	175	6	2	110	*S8*	*21*	*866*	
陇西段		T1			1.5	3~4	1.5~2	S0	1	14	Gao等, 2008
		T2	1801	23	3	6	9	Sm	3	57	
		T3	1808	30	2	6	30	S1	5	130	
		T4	1830	52	10	6	58.5	S4	11	424	
		T5	1904	126	2	2~3	33.5	S6	17	712	
		T6	1922	142	5	4	79	S7	19	790	
		T7	1977	197	5	3	104.5	S8	21	866	
		T8	1985	221	2~3	1	100	S10	29	1031	Gao等, 2016
		T9	2000	246	6~7	0.5	115	*S11*	*31*	*1081*	
		T10	2046	282	8~9	2	110	S12	33	1114	

a) 斜体数据为推断结果

质地貌特征等, 选用0.2mW的E′心、2.0mW的E′和Ge′心信号. 环境剂量的测定采用电感耦合等离子体质谱分析法, 对样品中的U、Th和K等放射性元素进行测量. 根据样品埋藏深度及含水量等参数, 校正计算得到样品的环境剂量. ESR样品测试在中国地震局地质研究所地震动力学国家重点实验室完成. ^{14}C样品测试、磁性地层及沉积物粒度分析均在兰州大学西部环境教育部重点实验室完成.

4.1　葫芦河交汇口盆地内的阶地序列

结合OSL、^{14}C测年和黄土气候地层学分析, 我们对盆地内三级阶地的形成年代进行了研究.

樊家台T3阶地上覆黄土剖面因为村落建设被开挖成一个新鲜陡坎(图3e). 剖面描述和采集均为自下而上. 野外辨识与室内粒度和磁化率指标分析均可发现其中发育4层强古土壤层(S1、S2、S3、S4)和2层弱古土壤层(S0、Sm)(图4-T3). 此外, 剖面厚度30.5、30m处^{14}C年代分别为(1204±65)、(2263±58)a BP(张慧等, 2007), 指示该处为古土壤S0. 剖面厚度25.8和19.2m处的热释光(Thermoluminescence, TL)年代分别为(86.5±9)和(127.2±12)ka(刘小丰, 2007), 分别对应于黄土层L1和L2. 黄土底部古土壤S4的底界年龄约为424ka(Ding等,

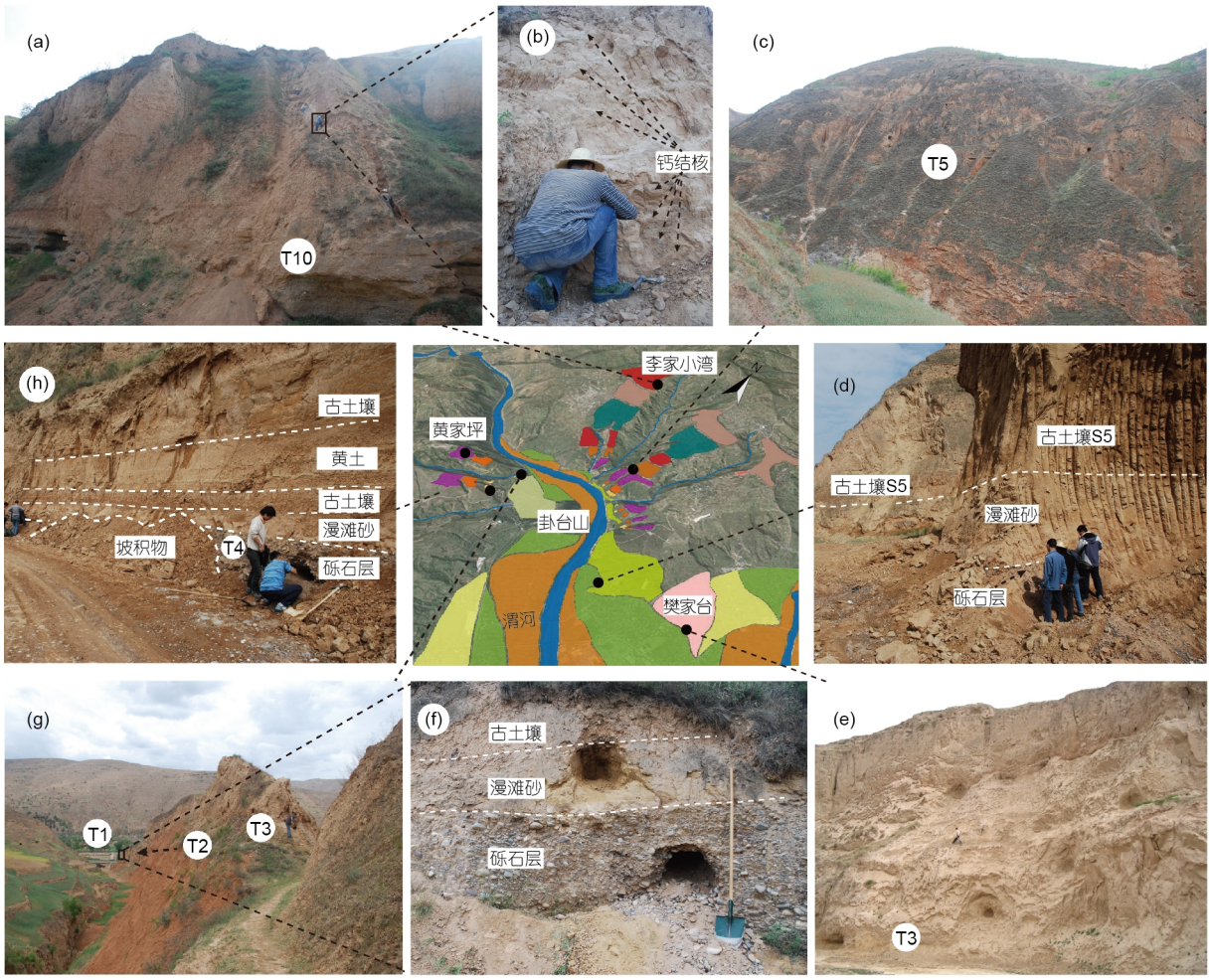


图 3　三阳川盆地部分渭河阶地的野外照片

(a) 北山段T10阶地; (b) 北山T10阶地黄土剖面上部钙结核照片; (c) 北山段T5阶地; (d) 北山段T2阶地; (e) 盆内段T3阶地; (f) 南山段T2阶地; (g) 南山段T3~T1阶地; (h) 南山段T4阶地

2002; Lisiecki和Raymo, 2005), 大致代表了此级阶地的下切形成时代.

汪李坪T2阶地上覆黄土剖面因砖瓦厂的开挖也较为新鲜, 底部可见4m厚的河漫滩物质, 水平层理发育, 剖面顶部平坦的台面为农田. 该剖面自下而上进行描述和样品采集. 粒度和磁化率指标显示厚度4~9.6m处为古土壤层(图4-T2), 结合剖面厚度约10m处的OSL测年结果为(67.4±7.1)ka, 说明该层古土壤为S1, 因此这级阶地的下切形成时代约为130ka.

T1阶地河漫滩底部的^{14}C年龄为(5481±42)a BP, 表明全新世期间的特大洪水仍然对盆地内冲积平原的形成有着至关重要的作用.

4.2　北山李家小湾段阶地序列

结合阶地上覆黄土的磁性地层学、黄土-古土壤序列的气候地层学(图5和6)以及对砾石层中砂样的ESR年代测试, 我们对该段部分阶地的形成年代进行了研究.

T2阶地的黄土采样剖面选择在刘家坪下砖瓦厂的取土场, 因工程开挖剖面新鲜出露, 剖面自下而上进行描述和样品采集. 依据土壤颜色在野外即可分辨出多层古土壤, 结合粒度和磁化率曲线可确认出S0、S1、S2、S3、S4、S5六层古土壤, 且以最底层古土壤S5数值最高, 这也符合传统“红三条”的特征. 剖面厚度约65m处的OSL年代为(69.3±6.7)ka(图6), 对应于黄

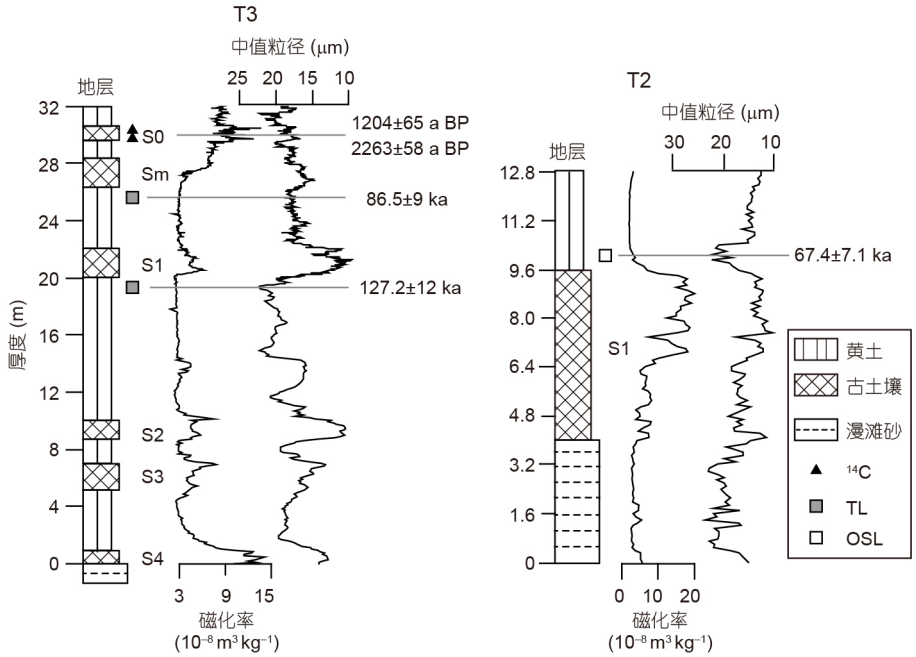


图 4　葫芦河出山口盆地内T3和T2阶地上覆黄土地层及磁化率、粒度指标

T3地层柱旁黑色三角符号代表^{14}C年代; 灰色正方形符号为TL年代(刘小丰, 2007). T2地层柱旁白色正方形符号为OSL年代

土层L1. 古土壤S5的底界年龄621ka大致代表了该级阶地的下切形成时代.

T5阶地的黄土采样剖面选择在李家坪西侧冲沟内, 我们对剖面自下而上以5cm间隔进行了粒度样品采集. 由于黄土地层上部梯田遍布, 因此仅对剖面下部58m进行了古地磁样品采样. 样品采集自漫滩顶部起, 0~33m为0.5m间隔采集, 33~58m为1m间隔采集, 共采得定向样品91块, 每块样品在室内加工成3个2cm×2cm×2cm立方块体, 测试在兰州大学西部环境教育部重点实验室古地磁和环境磁学实验室完成, 设备为2G-760R超导磁力仪, 以50℃步长在TD-48热退磁仪进行系统热退磁, 直到600℃. 样品的剩磁强度随退磁温度升高而逐渐减弱, 在300~350℃之后, 样品剩磁趋于稳定, 剩磁矢量基本指向原点, 获得了原生特征剩磁(图5a). 古地磁测量结果仅显示一次极性倒转(图6), 位于剖面风成黄土底界之上5.5m处, 根据黄土磁性地层学的研究(Wang等, 2006; 刘维明等, 2010), 我们推测该事件应为B/M界限, 部面底部(0~6m)的古土壤应为S8. 此外, T5阶地砾石层中砂样的ESR年代为(927±111)ka, 相当于黄土层L9的发育时期, 同样表明阶地上覆黄土序列底部的古土壤为S8, 其底界年龄866ka(Ding等, 2002; Lisiecki和Raymo, 2005)大致代表了该级阶地的下切形成时代.

T6阶地砾石层中砂样的ESR年龄为(996±120)ka, 相当于黄土层L10发育时期, 我们推测T6阶地上覆黄土序列底部古土壤为S9, 其底界年代982ka大致代表了该级阶地的下切形成时代.

4.3　南山黄家坪段阶地序列

由于该段T6~T4阶地上覆黄土在坡面披覆严重, 开挖困难, 我们仅对下部的T3和T2阶地的形成时代进行了研究. 其中T2阶地砾石层中两个砂样的ESR测年结果分别为(90±11)和(49±6)ka, 而阶地上覆黄土底部的OSL测年结果为(50.8±3.3)ka, 因此我们推断阶地上覆黄土底部古土壤应为Sm(Li等, 1997), 据此推断该级阶地的下切形成年代为57ka.

4.4　其他部分阶地形成时代的推断

由于三阳川盆地内阶地上覆黄土在坡面上披覆严重且大部分被开发成农耕梯田, 我们难以对所有的阶地序列进行年代测定. 通过分析青藏高原东北部河流阶地的研究成果(Li等, 1997; Pan等, 2003, 2009, 2012; Gao等, 2008, 2016; Vandenberghe等, 2011; Wang等,

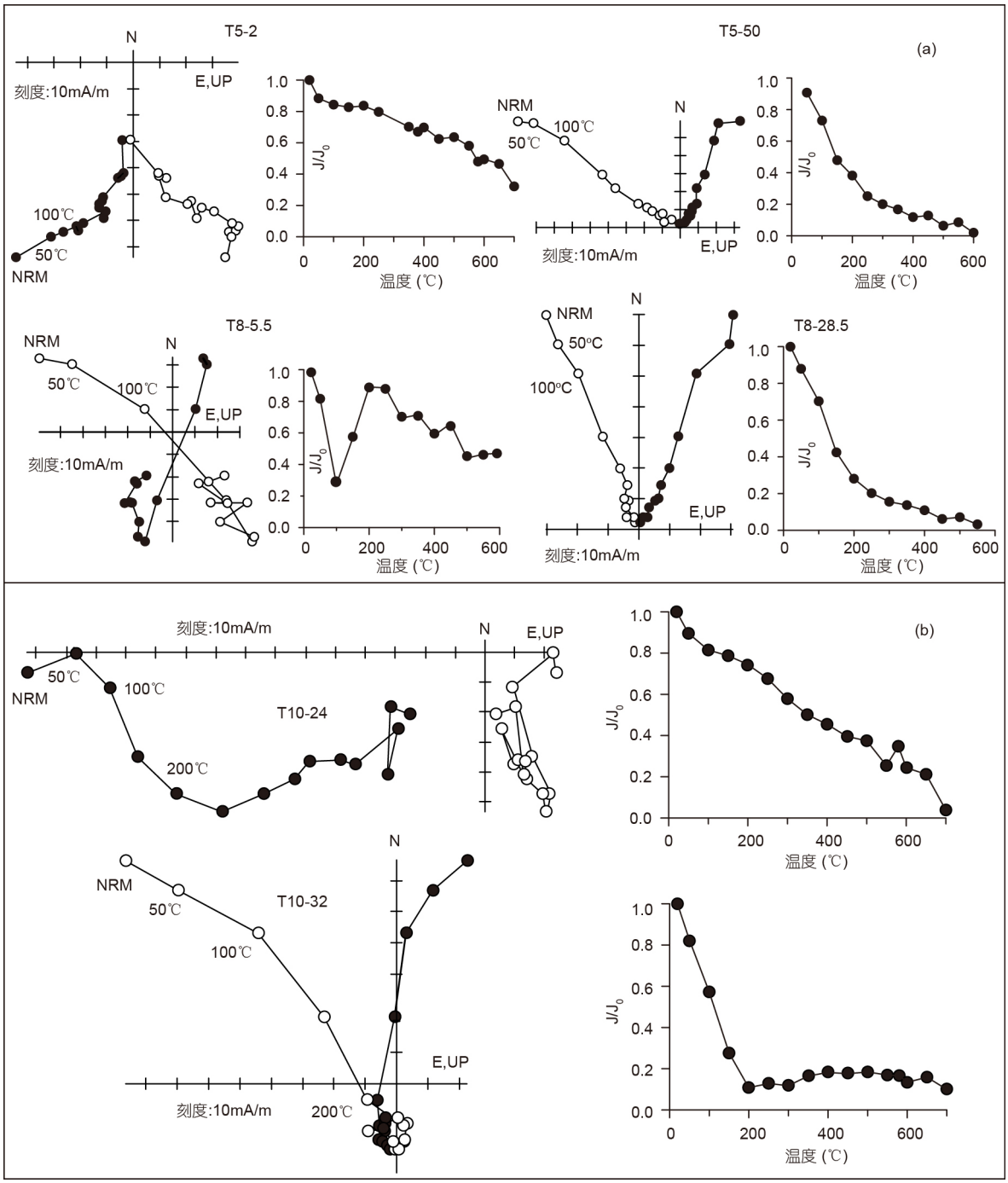


图 5　渭河北山李家小湾段T5、T8和T10阶地上覆黄土代表性样品古地磁退磁曲线及正交矢量投影图

(a) 渭河北山段T5、T8阶地上覆黄土样品退磁结果; (b) 渭河北山段T10阶地上覆黄土样品退磁结果

2014)以及国际地学计划项目(449和518)对全球河流阶地的综合对比(Bridgland和Westaway, 2008, 2014)可以发现, 该区阶地的发育主要是在构造抬升的背景下, 河流系统对更新世期间轨道尺度气候变化的响应, 即阶地砾石层一般堆积在冰期, 河流下切阶地形成一般发生在气候转型时期. 在此理论优先的观察背负模式下, 结合阶地上覆黄土气候地层的识别, 我们可以发现北山小湾阶地序列中T8阶地上覆黄土底部古土壤

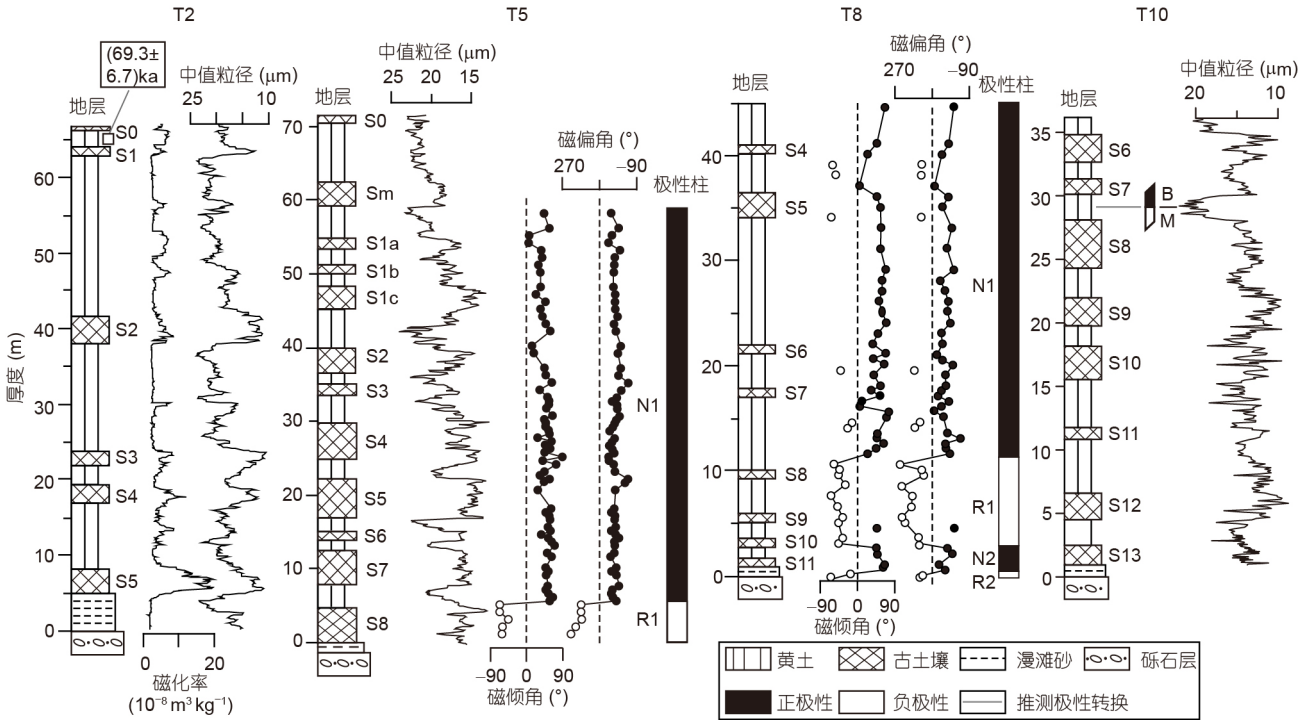


图 6　渭河北山李家小湾段T2、T5、T8和T10阶地上覆黄土地层及磁性地层

T2地层柱旁正方形符号为OSL年代. T10地层柱旁灰色线段指示了推断的极性转换(B/M界限), 其中B为布容正极性世, M为松山负极性世

为S11, T5和T2分别对应于S8和S5(表1), 这意味着T7和T6可能分别对应于古土壤S10和S9; T4和T3分别对应于S7和S6. 而T10和T9阶地则可能对应于S13和S12, 这样每级阶地的堆积和下切过程便可以与冰期-间冰期旋回一一对应起来.

盆地内渭河南山黄家坪段与北山李家小湾段阶地序列存在着明显的差异, 各阶地砾石层的拔河高度和上覆黄土地层的厚度也各不相同, 南山T3和T2的形成时代大致对应于古土壤S1和Sm, 而北山T3和T2分别对应于S6和S5, 这些都说明两岸阶地的不对称性. 所以通过对比北山阶地序列来推断南山黄家坪T6~T4阶地的形成时代是不可行的. 综合渭河干流段阶地序列的研究(表1)可以发现, 陇西段的10级阶地主要发育和保存在河流南侧的秦岭山麓, 仅T2在河流北侧分布宽广. 其中T7~T5阶地基座的拔河高度分别为197、142和126m, 阶地上覆黄土地层底部分别为古土壤S8、S7、S6(Gao等, 2008). 若不考虑渭河南侧秦岭山地的次一级构造差异, 在河流均夷状态下, 阶地序列可以进行上下游的对比, 这也是大区域阶地研究的常用方法(Sun, 2005; Hu等, 2016). 该区黄家坪T6~T4阶地的基座拔河高度175、145和125m与陇西段T7~T5三级阶地相差无几, 因此我们推断黄家坪T6对应于陇西段的T7, 阶地上覆黄土底部古土壤为S8, 以此类推T5对应于S7, T4对应于S6.

南山黄家坪段T3阶地因两侧沟壑侵蚀目前仅保留一面黄土墙(图3g), 厚度约2~3m, 黄土底部的OSL测年结果为(52.9±5.4)ka, 与T2阶地形成年代相差无几. 但综合青藏高原东北部河流阶地的地文期研究(Li等, 1997; Pan等, 2007, 2009; Gao等, 2008), 该级阶地上覆黄土底部古土壤应为S1, 形成于约130ka(Ding等, 2002; Lisiecki和Raymo, 2005).

综合三阳川盆地阶地的空间分布和年代学研究, 可以发现早更新世晚期以来渭河在该区共发育和保存着13级河流阶地(图7).

5　阶地发育与河谷地貌演化

5.1　构造隆升与盆地反转

在地质旋回尺度, 地壳的构造形变无疑是控制流域地貌景观形成演化的决定性因素(Hantke和Scheidegger,

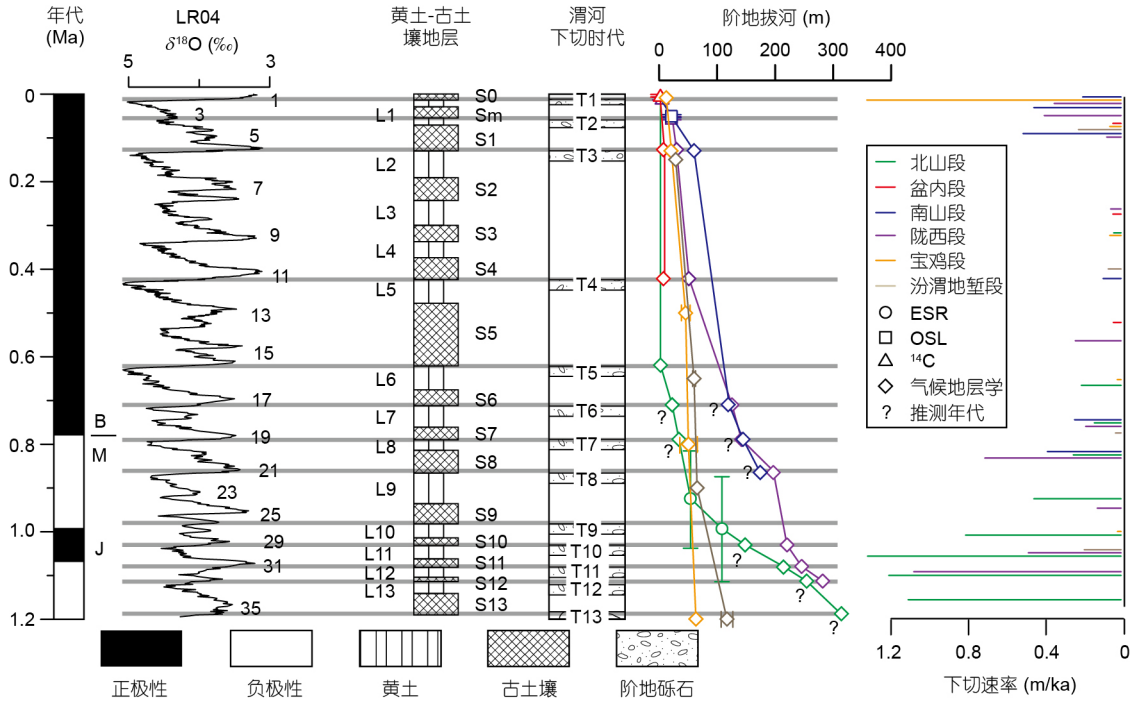


图 7　三阳川盆地渭河阶地下切时代与深海氧同位素曲线、黄土古土壤地层对比

标准极性柱引自Cande和Kent(1995). LR04曲线引自Lisiecki和Raymo(2005). 黄土-古土壤地层界限引自Ding等(2002). 陇西段阶地序列引自Gao等(2008, 2016). 宝鸡段、汾渭地堑段阶地序列分别引自陈云等(1999)和Sun(2005), 阶地高程采用漫滩相沉积顶部拔河高度. 下切速率为相邻阶地间平均下切速率

1999). 阶地也曾一度被认为是河流系统对间歇性构造抬升响应的地貌产物(Davis, 1902; Bascom, 1931), 这显然是推断阶地成因最为简洁的解释, 但奥卡姆剃刀不应成为理论选择的试金石(Anderson, 1963), 目前地貌尺度山地脉动性隆升的机理仍是地球科学悬而未决的难题. 地貌模拟研究表明, 阶地的形成和保存需要一定的构造抬升速率(Viveen等, 2014). 虽然河流下切速率并不能直接对应于抬升速率, 但在一定程度上反映了地表抬升的趋势(Burbank等, 1996; Pazzaglia和Brandon, 2001; Bridgland和Westaway, 2008).

新生代期间印度板块与欧亚板块的碰撞不仅导致了青藏高原的形成, 而且在高原内部和周边形成了一系列大型的走滑断裂(Tapponnier等, 2001). 巨型的阿尔金走滑断裂向东与秦岭北缘走滑断裂相接, 汾渭地堑的形成及其两侧正断层的发育与其密切相关(Peltzer等, 1985). 夹持于秦岭山脉与黄土高原之间的三阳川盆地, 整体受控于秦岭造山带及鄂尔多斯地块的隆升作用, 渭河在该区不断下切并保存多级河流阶地.

依据阶地的拔河高度和形成时代(表1)可以得出渭河的下切速率及其变化趋势(图7). 1.19~0.62Ma渭河在李家小湾附近下切幅度达312m, 平均下切速率为0.55m/ka. 其中1.19~1.03Ma平均下切速率高达约1.03m/ka, 之后变慢, 0.98~0.62Ma降低至0.21m/ka. 0.13Ma以来南山黄家坪段河流累积下切达61m, 平均下切速率为0.47m/ka. 渭河流域内陇西段(Gao等, 2008, 2016)、宝鸡段(陈云等, 1999)和汾渭地堑段(Sun, 2005)阶地序列的研究结果都呈现出河流下切速率"快、慢、快"的总体特征(图7), 大致指示了1.2~0.6及0.13Ma以来流域地表的抬升趋势, 并且可与高原东北部的昆黄运动和共和运动(Li, 1991; 李吉均等, 2015)相对应, 区域地势比降的增大是河流快速下切的主要原因.

如果我们对北山李家小湾段T5~T3阶地和南山黄家坪段T6~T4阶地形成时代推断正确的话, 0.87~0.71Ma渭河南北两岸发育的应该是对称性阶地, 目前它们之间拔河高度的差异可能是其后的构造变形所致. 在0.62Ma北山小湾段发育形成了T2阶地(对应于古土壤S5), 但之后却缺失与南山段T3、T2相对应的阶地, 并且北山T2阶地基座拔河显著低于南山段

T3和T2阶地, 这表明自0.62Ma以来渭河北山段由构造抬升逐渐转变为沉降, 意味着此时三阳川盆地发生了构造反转, 从过去整体隆升为主逐渐走向盆地断陷拉张的构造环境, 这可能是第四纪期间渭河盆地断陷作用和范围不断扩展的表现(陕西省地震局, 1996; 王乃樑等, 1996).

盆地内部三级阶地的漫滩相沉积几乎分布在同一高度, 说明在阶地形成之后, 如果没有显著的构造抬升甚至当盆地发生沉降时, 河流反复的侧向侵蚀和之后的沉积物覆盖将使得阶地层状阶梯状分布的特征难以表现出来, 以致无法确认每一个堆积期和下切期. 幸运的是在黄土高原区特殊的地理环境下, 漫滩脱离洪水作用后迅速被风成黄土覆盖, 连续堆积的黄土造成了该区独特的地貌景观, 其层状分布的黄土台面为河流阶地的调查和年代学研究提供了绝佳的载体和便利. 另外, 这三级阶地的形成和保存应该得益于盆地拉张展宽后葫芦河东向为主的侧蚀作用.

5.2 气候变化与河流过程

河流地貌学家一般认为在均夷尺度控制地貌景观变化的地质条件是基本不变的(Schumm和Lichty, 1965), 而致力于研究与更新世冰期间冰期有关的环境变化对河流过程的影响(Hickin, 1983). 阶地、二元相结构及其在山地成层分布的特征无不意味着在某一时段河流的侵蚀和堆积作用处于平衡, 其后下切侵蚀才使河床出露于洪水位之上成为阶地. 目前构造运动与气候变化共同作用驱动阶地的形成已逐渐成为学界的共识(Bridgland和Westaway, 2008, 2014; Pan等, 2009), 即区域的构造隆升为河流下切提供了垂向空间, 气候变化则通过流域降水、植被覆盖度等变化影响着河流的径流和泥沙量, 从而控制着河流的侵蚀和堆积过程.

第四纪期间全球气候明显转冷, 出现了周期性的冰期-间冰期冷暖波动(Zachos等, 2001). 中国黄土保存的古气候、古环境变迁记录完全可以与深海沉积物相媲美(Liu和Ding, 1998; An, 2014). 黄土剖面中黄土层和古土壤层的交替出现是区域古气候冷-暖、干-湿旋回的反映, 黄土是干冷气候条件下的粉尘堆积, 古土壤则是温湿气候环境的产物. 在冰期或寒冷时期, 区域植被的退化导致坡面剥蚀增强, 大量的沉积物被携带进入河流, 水沙比相对减小, 整个河流进入冲积物堆积期. 而在间冰期气候变暖时, 雨量增加, 植被恢复, 流域的沉积物来源明显减少, 且遭受侵蚀的物质主要为细粒物质, 这些物质在洪水后沿河谷堆积下来. 同时, 河道的形态及功能也随之发生改变, 发育了与需要搬运的沉积物相适应的河道, 朝着以搬运悬移质为主、河道曲率增大的方向发展(Schumm, 1977). 冰期向间冰期过渡的阶段, 气候不稳定性增强, 季节性的强降水、洪水增多, 且河谷边坡植被覆盖度逐渐增加, 入河泥沙减少, 河流以下切为主并利于阶地的形成. 1.19Ma以来黄土高原共发育了13层古土壤(Ding等, 2002), 三阳川盆地内渭河仅缺失与古土壤S2、S3对应的河流阶地(图7), 这一现象也许是由于砾石层被黄土披覆以致尚未发现, 也许是由于该时段区域构造抬升速率较慢, 不利于阶地的形成或者保存. 现存的每级阶地沉积物都具备二元相结构(由河床相砾石层与漫滩相砂砾层沉积构成, 图3), 其上又堆积着厚度不同的黄土地层, 野外识别和室内指标分析表明, 黄土的底部主要对应于古土壤层. 如果把漫滩粉砂层看作是古土壤发育之前的冰期堆积物, 那么该区河流下切阶地形成则发生在冰期向间冰期的过渡阶段. 这一现象在青藏高原东北部黄土高原地区十分普遍, 如石羊河上游段(Pan等, 2003, 2007)、黄河兰州段(Pan等, 2009)、晋陕峡谷段(Hu等, 2016)、三门峡段(潘保田等, 2005a), 大夏河临夏段(Li等, 1997), 渭河陇西段(Gao等, 2008, 2016)和宝鸡段(陈云等, 1999), 及其支流灞河(Porter等, 1992)、洛河(岳乐平等, 1997)等阶地序列的研究. 然而也有一些研究发现不同的现象, 如渭河下游地堑段五级阶地之上首先堆积的是黄土层(Sun, 2005), 湟水阶地上覆黄土序列底部既有古土壤也有黄土层的堆积(Vandenberghe等, 2011; Wang等, 2014), 尽管这种差异的原因还有待研究, 但它们都指示了气候的冷暖波动驱动着河流的加积/下切旋回从而引起阶地的形成.

5.3 阶地发育与河谷形成

流域地貌系统包括坡地、河谷和三角洲等子系统, 而从地貌过程上又可以分为上游侵蚀区、中游输移带和下游沉积区(Schumm, 1977). 如何定义河流的起源和水系的发育, 不同学科有着不同的理论假设及所关注的研究载体(Potter, 1978; Twidale, 1997). 同时, 河流、河谷、流域和水系等名词的混用(沈玉昌和龚国元, 1986), 加之多样化的测年技术, 导致就同一河流

或河段的发育历史而言, 不同学者之间的研究结果常常大相径庭. 鉴于一条河流的近代地质历史主要反映在河谷地貌上, 阶地作为被废弃的古河床, 是重建河谷的发育历史的主要载体.

Lin等(2001)曾经根据河湖相地层的转变、生物化石和地质构造等证据, 推断在始新世时古黄河在上游曾东向流经渭河入海. 最近在晋陕间流域地貌的研究表明, 该区水系的形成发育可以追溯到中新世(Hu等, 2016). 宝鸡峡以东渭河最高级阶地的年代为2.6Ma(Sun, 2005), 说明该段河谷在第四纪初即已存在. 但综合三阳川盆地和陇西段阶地序列的研究(表1), 渭河上游河谷的出现时代不晚于1.2Ma. 现今渭河与洮河分水岭一带剥蚀面的年代为1.4Ma(张勇, 2006), 晋陕峡谷(Hu等, 2016)与黄河贯穿三门峡东流入海的格局也形成于此时段(潘保田等, 2005b), 这些证据表明渭河现代水系与上游河谷形成发育的时代开始于早更新世晚期1.4~1.2Ma, 而之前的古水系和古河道随着区域地表的隆升、夷平过程而发育和消亡.

6 结论

通过对三阳川盆地河谷地貌的调查研究, 结合^{14}C、OSL、ESR、古地磁、黄土-古土壤气候地层学以及区域阶地序列的对比, 大致确定了渭河在该区共发育和保存了13级河流阶地. 各阶地上覆黄土地层底部的古土壤分别对应于S13、S12、S11、S10、S9、S8、S7、S6、S5、S4、S1、Sm、S0, 指示了第四纪期间轨道尺度的气候变化控制着河流系统的侧蚀堆积和深切下蚀行为. 阶地序列时空分布的不对称特征表明, 地表抬升是河流下切侵蚀的构造基础, 构造沉降背景不利于阶地的形成发育. 0.62Ma前后三阳川盆地发生构造反转, 由过去盆地整体构造抬升为主逐渐转变为断陷沉降. 流域地貌的研究成果表明渭河上游现代河谷的形成发育起始于早更新世晚期1.4~1.2Ma.

致谢 感谢吉亚鹏、管东升、杜功元、张忱和漆文涛在野外工作及室内样品测试中的帮助. 感谢两位评审专家的宝贵建议. 粒度样品测试在兰州大学西部环境教育部重点实验室粒度分析室完成. 磁化率及古地磁样品测试在兰州大学西部环境教育部重点实验室古地磁和环境磁学实验室完成. ^{14}C样品测试在兰州大学西环境教育部重点实验室年代学实验室完成. OSL样品的测试在兰州大学西部环境教育部重点实验室光释光年代室完成. ESR样品测试在中国地震局地质研究所地震动力学国家重点实验室完成. 在此一并表示感谢.

参考文献

陈云, 童国榜, 曹家栋, 李铮华, 贾艳琨, 徐建明, 杨振京. 1999. 渭河宝鸡段河谷地貌的构造气候响应. 地质力学学报, 5: 49–56

范育新, 陈晓龙, 范天来, 金明, 刘建宝, 陈发虎. 2013. 库布齐现代沙漠景观发育的沉积学及光释光年代学证据. 中国科学: 地球科学, 43: 1691–1698

李吉均, 方小敏, 马海洲, 朱俊杰, 潘保田, 陈怀录. 1996. 晚新生代黄河上游地貌演化与青藏高原隆起. 中国科学D辑: 地球科学, 26: 316–322

李吉均, 张军, 宋春晖, 赵志军, 张勇, 王修喜, 张建明, 崔巧玉. 2007. 陇中盆地灞河期地层的发现及意义. 中国科学D辑: 地球科学, 37: 52–60

李吉均, 周尚哲, 赵志军, 张军. 2015. 论青藏运动主幕. 中国科学: 地球科学, 45: 1597–1608

刘维明, 张立原, 孙继敏. 2010. 高分辨率洛川剖面黄土磁性地层学. 地球物理学报, 53: 888–894

刘小丰. 2007. 渭河上游河流阶地的成因与地貌演化. 博士学位论文. 兰州: 兰州大学. 110

鹿化煜, 安芷生, 王晓勇, 谭红兵, 朱日祥, 马海州, 李珍, 苗晓东, 王先彦. 2004. 最近14Ma青藏高原东北缘阶段性隆升的地貌证据. 中国科学D辑: 地球科学, 34: 855–864

潘保田, 王均平, 高红山, 陈莹莹, 李吉均, 刘小丰. 2005a. 从三门峡黄河阶地的年代看黄河何时东流入海. 自然科学进展, 6: 103–108

潘保田, 王均平, 高红山, 管清玉, 王勇, 苏怀, 李炳元, 李吉均. 2005b. 河南扣马黄河最高级阶地古地磁年代及其对黄河贯通时代的指示. 科学通报, 50: 255–261

陕西省地震局. 1996. 秦岭北缘活动断裂带. 北京: 地震出版社. 226

沈玉昌, 龚国元. 1986. 河流地貌学概论. 北京: 科学出版社. 207

王乃樑, 杨景春, 夏正楷, 莫多闻, 李有利, 潘懋. 1996. 山西地堑系新生代沉积与构造地貌. 北京: 科学出版社. 400

岳乐平, 雷祥义, 屈红军. 1997. 黄河中游水系的阶地发育时代. 地质论评, 43: 186–192

张慧, 潘保田, 徐树建, 管清玉, 苏怀, 刘小锋. 2007. 末次间冰期以来渭河上游气候演化的黄土记录研究. 中国沙漠, 27: 182–186

张勇. 2006. 陇西盆地东南隅新近纪沉积与环境演变. 博士学位论文. 兰州: 兰州大学. 117

Aitken M J. 1985. Thermolluminescence Dating. Orlando: Academic Press. 61–112

An Z S. 2014. Late Cenozoic Climate Change in Asia: Loess, Monsoon and Monsoon-Arid Environment Evolution. Dordrecht: Springer. 587

An Z S, Kutzbach J E, Prell W L, Porter S C. 2001. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan Plateau since Late Miocene times. Nature, 411: 62–66

Anderson C A. 1963. Simplicity in structural geology. In: Albritton C C, ed. The Fabric of Geology. London: Addison-Wesley Publishing Company. 175–183

Banerjee D, Murray A S, Bøtter-Jensen L, Lang A. 2001. Equivalent dose estimation using a single aliquot of polymineral fine grains. Radiat Meas, 33: 73–94

Bascom F. 1931. Geomorphic nomenclature. Science, 74: 172–173

Bretz J H. 1923. The channeled scablands of the Columbia Plateau. J Geol, 31: 617–649

Bridgland D, Westaway R. 2008. Climatically controlled river terrace staircases: A worldwide Quaternary phenomenon. Geomorphology, 98: 285–315

Bridgland D R, Westaway R. 2014. Quaternary fluvial archives and landscape evolution: A global synthesis. Proc Geol Assoc, 125: 600–629

Bucher W H. 1932. "Strath" as a geomorphic term. Science, 75: 130–131

Burbank D W, Anderson R S. 2012. Tectonic Geomorphology. 2nd ed. Chichester: Wiley-Blackwell. 454

Burbank D W, Leland J, Fielding E, Anderson R S, Brozovic N, Reid M R, Duncan C. 1996. Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas. Nature, 379: 505–510

Cande S C, Kent D V. 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. J Geophys Res, 100: 6093–6095

Davis W M. 1899. The geographical cycle. Geogr J, 14: 481

Davis W M. 1902. Baselevel, grade and peneplain. J Geol, 10: 77–111

Ding Z L, Derbyshire E, Yang S L, Yu Z W, Xiong S F, Liu T S. 2002. Stacked 2.6-Ma grain size record from the Chinese loess based on five sections and correlation with the deep-sea δ^{18} O record. Paleoceanography, 17: 5-1–5-21

Fang X M, Garzione C, Van der Voo R, Li J J, Fan M J. 2003. Flexural subsidence by 29 Ma on the NE edge of Tibet from the magnetostratigraphy of Linxia Basin, China. Earth Planet Sci Lett, 210: 545–560

Finnegan N J, Dietrich W E. 2011. Episodic bedrock strath terrace formation due to meander migration and cutoff. Geology, 39: 143–146

Gao H S, Li Z M, Ji Y P, Pan B T, Liu X F. 2016. Climatic and tectonic controls on strath terraces along the upper Weihe River in central China. Quat Res, 86: 326–334

Gao H S, Liu X F, Pan B T, Wang Y, Yu Y T, Li J J. 2008. Stream response to Quaternary tectonic and climatic change: Evidence from the upper Weihe River, central China. Quat Int, 186: 123–131

Guo Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z, Wu H B, Qiao Y S, Zhu R X, Peng S Z, Wei J J, Yuan B Y, Liu T S. 2002. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. Nature, 416: 159–163

Hantke R, Scheidegger A E. 1999. Tectonic Predesign in Geomorphology. In: Hergarten S, Neugebauer H J, eds. Process Modelling and Landform Evolution. Berlin: Springer. 251–266

Hickin E J. 1983. River channel changes: Retrospect and prospect. In: Collinson J D, Lewin J, eds. Modern and Ancient Fluvial Systems (Special Publication/International Association Sedimentologists). London: Blackwell Scientific. 61–83

Hu Z B, Pan B T, Guo L Y, Vandenberghe J, Liu X P, Wang J P, Fan Y L, Mao J W, Gao H S, Hu X F. 2016. Rapid fluvial incision and headward erosion by the Yellow River along the Jinshaan gorge during the past 1.2 Ma as a result of tectonic extension. Quat Sci Rev, 133: 1–14

Kiden P, Törnqvist T E. 1998. Can river terrace flights be used to quantify Quaternary tectonic uplift rates? J Quat Sci, 13: 573–575

Koss J E, Ethridge F G, Schumm S A. 1994. An experimental study of the effects of base-level change on fluvial, coastal plain and shelf systems. J Sediment Res, B64: 90–98

Li J J. 1991. The environmental effects of the uplift of the Qinghai-Xizang Plateau. Quat Sci Rev, 10: 479–483

Li J J, Fang X M, van der Voo R, Zhu J J, Niocaill C M, Ono Y, Pan B T, Zhong W, Wang J L, Sasaki T, Zhang Y T, Cao J X, Kang S C, Wang J M. 1997. Magnetostratigraphic dating of river terraces: Rapid and intermittent incision by the Yellow River of the northeastern margin of the Tibetan Plateau during the Quaternary. J Geophys Res, 102: 10121–10132

Lin A M, Yang Z Y, Sun Z M, Yang T. 2001. How and when did the Yellow River develop its square bend? Geology, 29: 951–954

Lisiecki L E, Raymo M E. 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ^{18}O records. Paleoceanography, 20: PA1003

Liu T S, Ding Z L. 1998. Chinese loess and the paleomonsoon. Annu Rev Earth Planet Sci, 26: 111–145

Molnar P, England P, Martinod J. 1993. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian monsoon. Rev Geophys, 31: 357–396

Montgomery D R, Dietrich W E. 1988. Where do channels begin? Nature, 336: 232–234

Pan B T, Burbank D, Wang Y X, Wu G J, Li J J, Guan Q Y. 2003. A 900 k.y. record of strath terrace formation during glacial-interglacial transitions in northwest China. Geology, 31: 957

Pan B T, Gao H S, Wu G J, Li J J, Li B Y, Ye Y G. 2007. Dating of erosion surface and terraces in the eastern Qilian Shan, northwest China. Earth Surf Process Landf, 32: 143–154

Pan B T, Hu Z B, Wang J P, Vandenberghe J, Hu X F, Wen Y H, Li Q, Cao B. 2012. The approximate age of the planation surface and the incision of the Yellow River. Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol, 356-357: 54–61

Pan B T, Su H, Hu Z B, Hu X F, Gao H S, Li J J, Kirby E. 2009. Evaluating the role of climate and tectonics during non-steady incision of the Yellow River: Evidence from a 1.24 Ma terrace record near Lanzhou, China. Quat Sci Rev, 28: 3281–3290

Pazzaglia F J, Brandon M T. 2001. A fluvial record of long-term steady-state uplift and erosion across the Cascadia forearc high, western Washington State. Am J Sci, 301: 385–431

Peltzer G, Tapponnier P, Zhang Z T, Qin X Z. 1985. Neogene and Quaternary faulting in and along the Qinling Shan. Nature, 317: 500–505

Penck A, Brückner E. 1909. Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig: Tauchnitz. 1199

Playfair J. 1802. Illustrations of the Huttonian Theory of the Earth. Edinburgh: William Creech. 528

Porter S C, An Z S, Zheng H B. 1992. Cyclic Quaternary alluviation and terracing in a nonglaciated drainage basin on the north flank of the Qinling Shan, central China. Quat Res, 38: 157–169

Potter P E. 1978. Significance and origin of big rivers. J Geol, 86: 13–33

Ruddiman W F, Kutzbach J E. 1989. Forcing of late Cenozoic northern hemisphere climate by plateau uplift in southern Asia and the American west. J Geophys Res, 94: 18409–18427

Schumm S A. 1977. The Fluvial System. New York: John Wiley. 338

Schumm S A. 1993. River response to baselevel change: Implications for sequence stratigraphy. J Geol, 101: 279–294

Schumm S A, Ethridge F G. 1994. Origin, Evolution and Morphology of Fluvial Valleys. In: Dalrymple R W, Boyd R, Zaitlin B A, eds. Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences. Sepm Spec Publ, 51: 11–27

Schumm S A, Lichty R W. 1965. Time, space, and causality in geomorphology. Am J Sci, 263: 110–119

Sun J M. 2005. Long-term fluvial archives in the Fen Wei Graben, central China, and their bearing on the tectonic history of the India? Asia collision system during the Quaternary. Quat Sci Rev, 24: 1279–1286

Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, Meyer B, Arnaud N, Wittlinger G, Yang J S. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. Science, 294: 1671–1677

Twidale C R. 1997. Persistent and ancient rivers—Some Australian examples. Phys Geogr, 18: 291–317

Vandenberghe J, Wang X Y, Lu H Y. 2011. Differential impact of small-scaled tectonic movements on fluvial morphology and sedimentology (the Huang Shui catchment, NE Tibet Plateau). Geomorphology, 134: 171–185

Viveen W, Schoorl J M, Veldkamp A, van Balen R T. 2014. Modelling the impact of regional uplift and local tectonics on fluvial terrace preservation. Geomorphology, 210: 119–135

Wang P X. 1997. Late Cenozoic environmental evolution in China: Marine factors and records. In: Jablonski N G, ed. The Changing Face of East Asia during the Tertiary and Quaternary. Proceeding of the Fourth Conference on the Evolution of the East Asian Environment. Hong Kong: The University of Hong Kong. 263–274

Wang X S, Yang Z Y, Løvlie R, Sun Z M, Pei J L. 2006. A magnetostratigraphic reassessment of correlation between Chinese loess and marine oxygen isotope records over the last 1.1 Ma. Phys Earth Planet Inter, 159: 109–117

Wang X Y, van Balen R, Yi S W, Vandenberghe J, Lu H Y. 2014. Differential tectonic movements in the confluence area of the Huang Shui and Huang He rivers (Yellow River), NE Tibetan Plateau, as inferred from fluvial terrace positions. Boreas, 43: 469–484

Wang Z C, Zhang P Z, Garzione C N, Lease R O, Zhang G L, Zheng D W, Hough B, Yuan D Y, Li C Y, Liu J H, Wu Q L. 2012. Magnetostratigraphy and depositional history of the Miocene Wushan basin on the NE Tibetan Plateau, China: Implications for middle Miocene tectonics of the West Qinling fault zone. J Asian Earth Sci, 44: 189–202

Yuan D Y, Ge W P, Chen Z W, Li C Y, Wang Z C, Zhang H P, Zhang P Z, Zheng D W, Zheng W J, Craddock W H, Dayem K E, Duvall A R, Hough B G, Lease R O, Champagnac J D, Burbank D W, Clark M K, Farley K A, Garzione C N, Kirby E, Molnar P, Roe G H. 2013. The growth of northeastern Tibet and its relevance to large-scale continental geodynamics: A review of recent studies. Tectonics, 32: 1358–1370

Zachos J, Pagani M, Sloan L, Thomas E, Billups K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. Science, 292: 686–693

Zeuner F E. 1935. The Pleistocene chronology of central Europe. Geol Mag, 72: 350–376

Zheng H B, Clift P D, Wang P, Tada R, Jia J T, He M Y, Jourdan F. 2013. Pre-Miocene birth of the Yangtze River. Proc Natl Acad Sci USA, 110: 7556–7561