

祁连山东段沙沟河阶地的年代与成因

潘保田 邬光剑 王义祥 刘志刚 管清玉

(兰州大学地理系, 兰州 730000; 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101. Email: panbt@lzu.edu.cn)

摘要 祁连山东段北麓的河流阶地系列是青藏高原阶段性隆升的地貌标志. 通过古地磁、热释光、放射性 ^{14}C 测年及黄土-古土壤地层序列对比, 初步确定祁连山东段沙沟河的 5 级主要阶地和洪积台地分别形成于约 830, 418, 250, 140 和 10 ka. 阶地特征与成因分析表明, 由基座阶地构成的主要阶地系列是构造上升形成的, 5 级主要阶地揭示了祁连山东段最近 830 ka 存在 5 次强烈隆升事件, 它们发生的年代大致相当于这 5 级阶地的形成年代. 同一级阶地内, 由副阶地构成次级阶地系列. 气候变化在其形成上可能起了重要的作用.

关键词 青藏高原 祁连山 阶地 构造隆升

青藏高原的强烈隆起是新生代地质历史上的重大事件, 中低纬地区巨大高原的出现不仅改变了其自身和周边环境^[1~3], 而且对全球气候变化也产生了重大影响^[4,5], 被认为是全球气候变化的驱动机与放大器^[1]. 因此, 青藏高原隆升及其环境效应是当前国际地学界的重点研究领域, 但也存在很大的分歧^[6~11], 这与对青藏高原的研究深度和广度不够有关.

与作为青藏高原南部边界的喜马拉雅山相似, 作为青藏高原东北边界的祁连山, 其抬升历史在一定程度上记录了青藏高原的上升过程. 通过西瓦里克群地层系统和地貌等方面的研究, 对喜马拉雅山的隆升历史已有了较深入的认识^[12]. 而祁连山隆升过程的研究虽有涉及^[13,14], 但对抬升时代、性质和幅度的研究均不够深入. 祁连山北麓发育了一系列以山前洪积台地和河流阶地为代表的层状地貌面. 这些层状地貌面是山地阶段性强烈隆升和不断向北扩张的直接反映, 对推断山地上升的时代具有重要的意义^[10,14]. 但是这些层状地貌面的形成年代一直

没有很好地解决,许多测年结果相差甚远^[14~16].本文系统研究阶地面上广泛堆积的不同时代 and 厚度的风成黄土,通过绝对年龄测定和黄土-古土壤系列来确定这些阶地的形成年代,进而探讨其成因.

1 阶地系列

沙沟河是祁连山东段北麓一条汇水区域较小的间歇性河流,其源头并未深入祁连山主脉,得不到冰雪融水的补给,也没有经常性流水的支流,平均水量比较少,其流量基本取决于降水.野外观察和地图分析发现,沙沟河具有多级层状地貌.这些层状地貌在山前丘陵与走廊盆地的过渡带表现为洪积扇或洪积台地,山前丘陵地区则表现为阶地,共有5级,阶地与洪积台地相互关联,具有良好的对比性(图1).自上而下各级阶地的特征描述如下:

T5 阶地: 基座阶地,在出山口地区转变为洪积台地.在张家大庄附近,这级洪积台地砾石层厚达10~15 m.下部为一厚约10 m的砂砾互层和厚约5 m胶结砾石层,再往下是作为基座的第三系红层.在远离出山口地区,与此级洪积台地对应的阶地砾石层厚2~3 m,河漫滩沉积厚7 m左右.

T4 阶地: 基座阶地,该级及以下的阶地,在小坡口地区表现清楚.由于断裂活动,使该级阶地基座顺河流流向(近南北向)被错断成两个明显的台面,垂直错距约10 m(图2),河拔高度分别为75~80和85~90 m.两级台面上的砾石层厚度为2.0~2.6 m,夹有砂透镜体.砾石层之上,都堆积了厚约7 m,具有水平层理的河漫滩相砂层.

T3 阶地: 基座阶地.河床相砾石层厚约2 m,基座河拔高度40 m.该阶地砾石层之上也堆积了厚约0.2 m的红色粗砂,之上为1.5 m厚的具有水平层理的、含大量碳酸钙结核的粉砂层.

T2 阶地: 基座仍为第三系红层,高出河床约25 m.阶地砾石层与第3级阶地相似,一般厚度2~3 m左右;其上堆积的河漫滩相物质厚约1.5~2.0 m.

T1 阶地: 在小坡口地区,这级阶地分化成3个副阶地(图2),各级副阶地高差较小,但地貌界限分明,均为堆积阶地.砾石层出露的厚度不一,岩性与沙沟河现代河床砾石特征一致.它们的结构特征如下:

T1_c 阶地: 砾石层顶高出河床0.5 m,其上堆积约8 m厚的河漫滩相物质,在距砾石层顶2.1~2.6 m处还出现泥炭堆积.

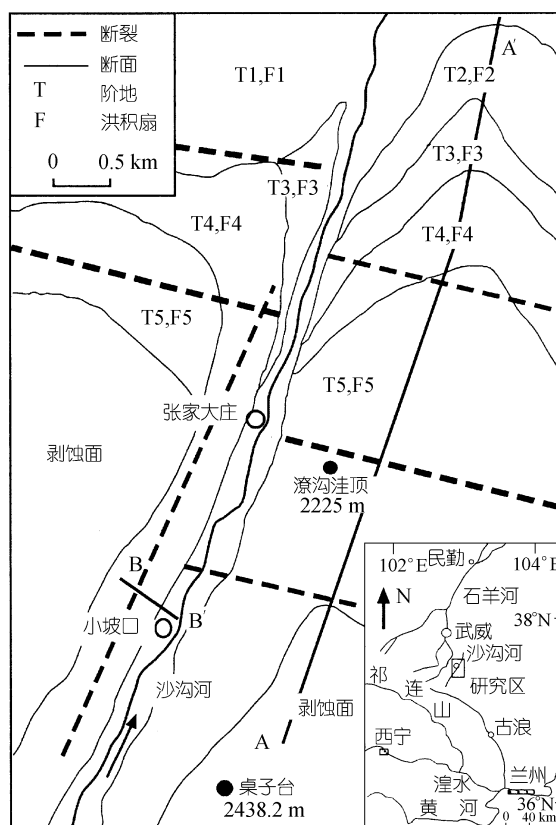


图1 研究区位置及沙沟河阶地分布

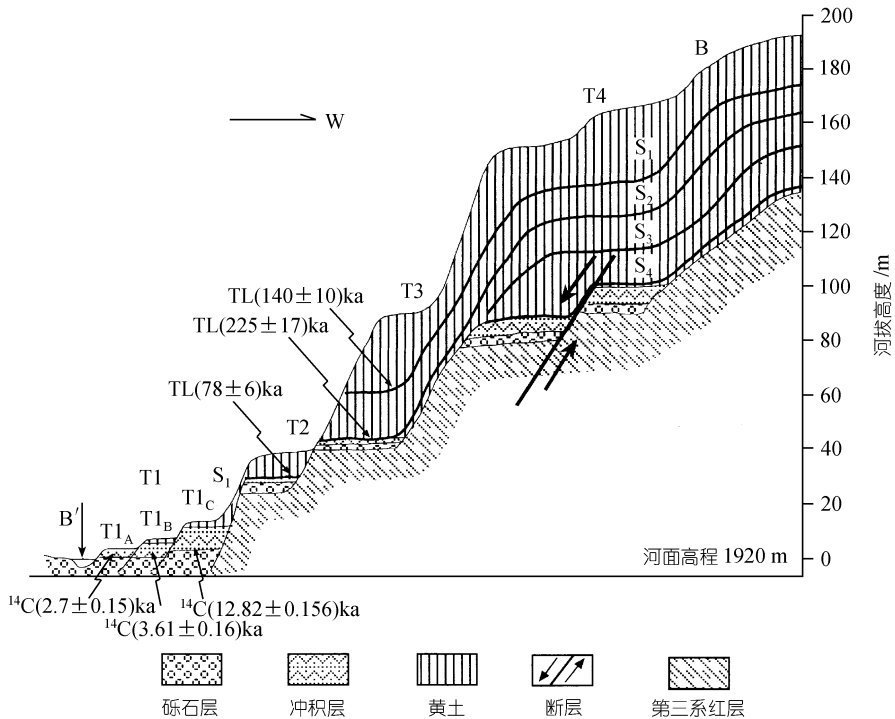


图 2 沙沟河 T1~T4 阶地(B~B'断面)

T1_B 阶地: 砾石层顶高出河床 1.5 m. 河漫滩相沉积厚度 5 m, 下部为灰黄色粉砂和淡红色黏土互层, 上部以粉砂为主, 夹有粒径 1 cm 左右的小砾石.

T1_A 阶地: 砾石层顶高出河床 0.3 m. 河漫滩相沉积厚 2.7 m, 下部为灰黄色粉砂与淡黑色黏土互层, 具有水平层理, 夹砾石; 上部以灰黄色粉砂为主, 水平层理不明显.

2 阶地形成年代

由于测年材料的缺乏和测年技术的限制, 确定阶地的形成年代是一项困难的工作. 但幸运的是在沙沟河各级河流阶地上均堆积了不同厚度的风成黄土. 根据我们最近的研究, 在祁连山东段北麓黄土开始堆积的年代可早至 1.4 Ma, 远老于最高级阶地的形成时代. 因此, 我们有理由认为阶地一旦形成和脱离流水环境, 其上便开始堆积风成黄土, 各级阶地上黄土开始堆积的年代实际上大致代表了阶地形成的年代. 这为利用黄土地层测年和黄土-古土壤序列确定河流阶地和洪积台地的形成年代提供了方便. 这里提到的全部 TL 测年结果由中国科学院西安黄土与第四纪地质国家重点开放实验室完成, ¹⁴C 测年结果由兰州大学年代学实验室完成.

T5 阶地: 潦沟洼顶处(图 3), 此级洪积台地砾石层之上堆积了 199 m 厚的风成黄土, 其中的古土壤层可以合并为 9 个古土壤组合(S₈~S_m), 最底部为 S₈. 黄土-古土壤序列的划分可以同黄土高原中部进行对比^[17]. 对该黄土剖面下部(0~140 m)按 1 m 的间隔、上部(141~199 m)按 2 m 的间隔采样, 共得古地磁年代样品 166 组 498 个样品. 分析测试在中国科学院兰州地质研究所古地磁实验室进行. 对部分样品按照 3 979 A/m(50 Oe)和 50℃的步长进行系统交变或热

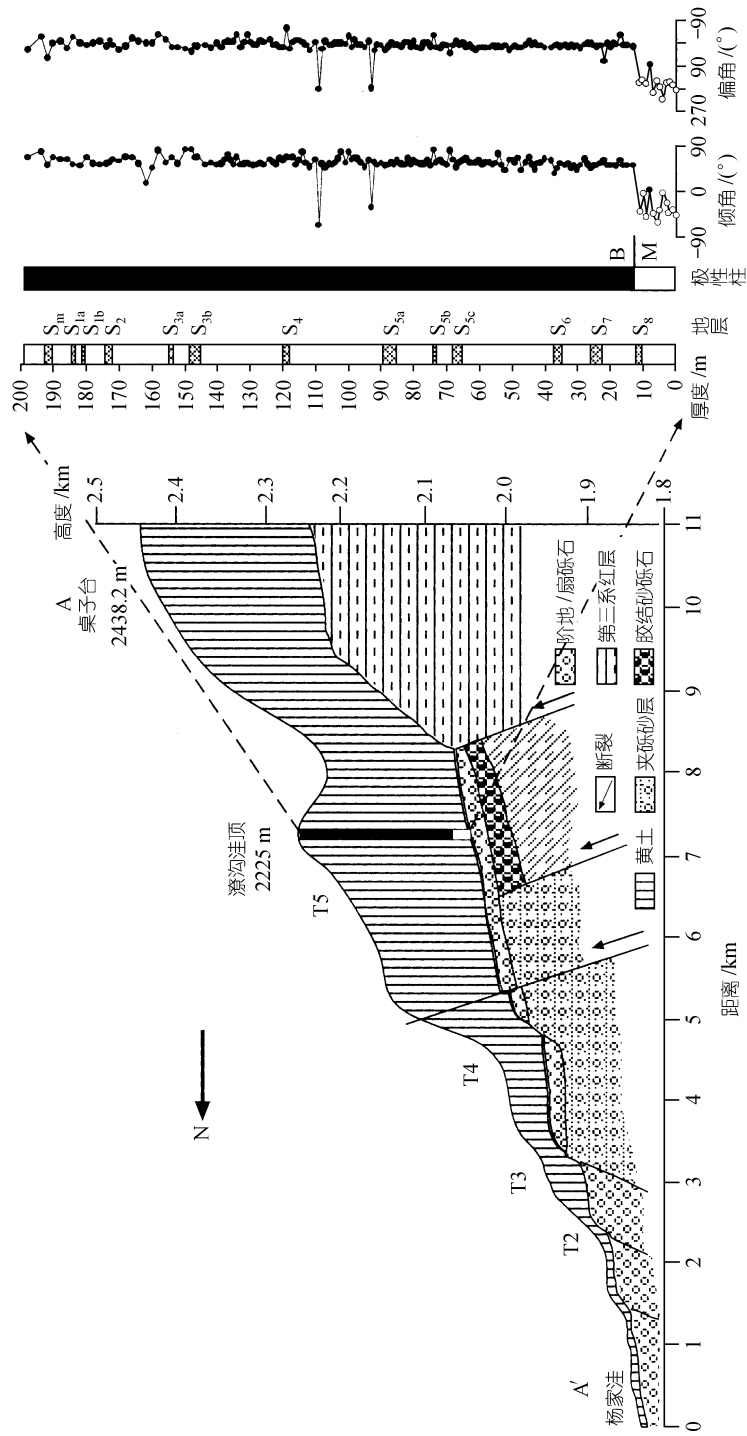


图3 沙沟河 T1~T5 阶地(A~A'断面)

退磁,直到 47 748 A/m(600 Oe)或 600℃,退磁曲线显示样品在退磁到 23 874 A/m(300 Oe)或 250~300℃时,基本可以退掉次生剩磁,获得原生剩磁.所有样品经过 27 853 A/m(350 Oe)交变退磁(系统热退磁样品为 350℃)后,特征剩磁的测定结果如图 3 所示.将这一极性测量结果与标准古地磁年表^[18]进行对比,可以认为距底 13 m 处(L_8 底部)的正负极性转变应是年代为 780 ka 的 B/M 界限位置.按布容世的沉积速率(约 23.85 cm/ka)初步推算,沙沟剖面黄土底界的年代约为 830 ka.这也是阶地形成的年代.

T4 阶地:被断裂错断的两个台面上分别堆积了近 73 和 66 m 厚的黄土,虽略有差异,但从地层划分及色度指标分析看,二者底部的古土壤都应当对应于 S_4 ,说明这两个台面是同一级阶地被断层错断形成的.我们还对较高台面砾石层上黄土底部以 1 m 为间隔,采取了 12 个古地磁样品,分析结果全部为正极性,可肯定是属于布容正极性时.与宝鸡黄土剖面的 S_4 轨道调谐年龄^[19]对比, T4 阶地的下切年代约为 418 ka.

T3 阶地:阶地砾石层之上堆积的黄土地层厚 53 m,底部的古土壤为 S_2 ,底部砾石层上 10 cm 处 TL 年龄为 (225 ± 17) ka; 在 19.4 m 处的古土壤层为 S_1 , TL 年龄为 (140 ± 10) ka. 根据文献^[19], S_2 的轨道调谐年龄为 250 ka. 因此,地层划分和年龄测定的结果是一致的,说明该级阶地的下切时代为倒数第 2 次间冰期,约 250 ka.

T2 阶地:该级阶地地面是主要的耕作区,其上的风成黄土因人为活动的影响而破坏明显,最厚处可达 30 m. 在距砾石层顶部 2.2 m 处的 TL 年龄为 (78 ± 7) ka, 底部的古土壤为 S_1 . T3 阶地的 S_1 底界年龄为 (140 ± 10) ka. 故此级阶地的下切年代为末次间冰期,约为 140 ka.

T1 阶地:由于形成年代较晚,该级阶地的 3 个副阶地都采用常规 ^{14}C 测年.较早的一级副阶地 $T1_C$ 底部泥炭层(2.3 m 处)的年龄为 (12.82 ± 0.156) ka, $T1_B$ 副阶地河漫滩相冲积层中部(2.75 m 处)的年龄为 (3.61 ± 0.16) ka, $T1_A$ 副阶地河漫滩相冲积层底部(1.55 m 处)的年龄为 (2.7 ± 0.15) ka. 所有测年点的上部都还有其他冲积层(尤其是 $T1_C$),故 3 个副阶地的下切年代应当是冲积层结束的年代,显然要晚于所测的年龄.因此,这 3 级副阶地下切的年代可以肯定都在全新世,即小于 10 ka.

3 阶地成因与祁连山东段隆升

河流阶地的形成主要是构造抬升、气候变化、基准面升降的结果.根据沙沟河各级阶地的特征分析,它们主要是构造抬升的结果.

从前述的各级阶地的特征可以看出,除河流出口处洪积台地的砾石层较厚外,沙沟河阶地河流相物质在沉积结构上只有一个简单的二元结构,即一个 2~3 m 的砾石层和一个不超过 8 m 的河漫滩相层,整个冲积层厚度一般不大于 10 m,仍在河流沉积的正常厚度范围内(所谓河流沉积的正常厚度为中等深度的深槽与平均洪水位之间的高差),不属于加积类型;砾石分选较好,磨圆度较高,夹有透镜体.大量的研究^[20, 21]表明,气候变化形成阶地的砾石层物质多为地方性基岩碎屑,磨圆度低,分选不良;冲积层厚度大大超过河流沉积的正常厚度,砾石层属加积类型;一般具有多个二元旋回.所以从沉积结构分析,沙沟河阶地的形成原因不是气候变化形成的,至少不是主要由气候变化形成的.

仅由气候变化形成的阶地的另一特点是阶地之间的高差很小.由于砾石层很厚,河流下切很难切穿冲积层而进入基岩,故在类型上多属堆积阶地.沙沟河阶地在类型上多为基座阶地,相邻阶地间的基座高差超过 15 m,如此大的阶地基座高差气候变化难以为功.所以从阶地类型与基座高差分析,沙沟河阶地也不应是主要由气候变化造成的.

阶地测年结果表明,形成沙沟河阶地的河流下切主要发生在古土壤发育的时期,即温暖湿润的间冰期。石羊河下游和西北干旱区湖泊演化研究^[22]揭示,温暖湿润时期是高湖面时期。作为石羊河及其支流——沙沟河侵蚀基准面的干旱区湖泊在阶地形成时是湖面上升,而不是下降,不能形成阶地。因此,基准面变化造成河流下切的机制不能解释沙沟河阶地的形成。

沙沟河阶地在纵剖面上的特征是,靠近上游河段阶地高度最大,向下游高度降低,至山前断裂所在的出山口处转变为洪积台地并消失。这种阶地位相变化既不符合基准面下降形成的向上游辐聚的位相变化特征,也不符合气候变化形成的中游阶地最高、且向上下游尖灭的位相变化特征,说明基准面升降和气候变化不是沙沟河阶地的主要形成原因。

综上所述,沙沟河的主要阶地系列不应是气候变化和基准面升降的结果。那么,剩下的原因应该是构造抬升。小坡口地区阶地被断层错断的事实也说明,祁连山的强烈上升可能是阶地形成的主要原因。至于 T1 阶地内部的 3 个副阶地,从它们间的高差较小,表现为内叠阶地类型看,由副阶地构成的次级阶地系列的形成,气候变化可能起了重要的作用。据此推断,沙沟河由基座阶地构成的主要阶地系列是构造上升的结果。

既然由基座阶地构成的主要阶地系列是构造上升的结果,那么沙沟河的 5 个主要阶地应代表了中更新世以来祁连山东段的 5 次强隆升事件,它们的发生年代大约接近于阶地的形成时代,即分别发生在 830, 418, 250, 140 和 10 ka 前。它们与其他地区的阶地及所代表的构造隆升事件具有良好的对比性。

830 ka 山地上升事件不仅在祁连山东段表现明显,在中、西段也有清楚的记录,并形成玉门砾岩与酒泉砾岩的不整合面^[23]。除祁连山地区外,该隆升事件在黄河上游的循化盆地^[24]和东昆仑山^[25]等青藏高原地区也有清楚记录,可见其强度之大和影响之广泛,曾被命名为“昆仑-黄河运动”^[26]。140 ka 开始的构造隆升事件曾被称为“共和运动”,它在青藏高原东北部和昆仑山都有明显的表现^[10, 25],在黄土高原内部也有记录^[27]。

与祁连山 418 ka 的构造事件可以对比的是,在以川西为代表的青藏高原东部因构造上升造成甲洼组沉积结束和大菁梁子组发生变形^[28]。祁连山东段阶地记录的 250 ka 左右的构造事件在青藏高原及周边地区还未见报道,但在北京地区已发现上覆 S₂ 的第 3 级河流阶地^[29]。因而,这两起事件并非祁连山东段地区所特有。

青藏高原在隆升过程中,时间和空间上既有整体一致性,也存在内部区域差异性,尽管是次要的。上述沙沟河阶地记录的祁连山东段 418 和 250 ka 的隆升事件是一种差异性的表现? 还是在其他地区尚未被揭示的重要事件? 有待于今后深入研究。

致谢 本文得到李吉均院士的指导,曹继秀、张世强参加野外工作,特致谢意。本工作为国家自然科学基金重点(批准号:49731010)、国家重点基础研究发展规划(G1998040800)、中国科学院青藏高原研究(KZ951-A1-204, KZ95T-06)和教育部重点资助项目。

参 考 文 献

- 1 Li J J. The environmental effects of the uplift of the Qinghai-Xizang Plateau. *Quaternary Science Review*, 1991, (10): 479~483
- 2 施雅风, 李吉均, 李炳元, 等. 晚新生代青藏高原隆升与东亚环境变化. *地理学报*, 1999, 54: 10~21
- 3 安芷生, 刘晓东. 东亚季风气候的历史与变率. *科学通报*, 2000, 45(3): 238~249
- 4 Ruddiman W F, Kutzbach J E. Forcing of Late Cenozoic Northern Hemisphere Climate by Plateau Uplift in Southern Asia and American West. *Journal of Geophysical Research*, 1989, 94: 18409~18427
- 5 Raymo M E, Ruddiman W F. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature*, 1992, 359: 117~122

- 6 Coleman M, Hodges K. Evidence for Tibetan Plateau uplift before 14 Myr ago from a new minimum age for east-west extension. *Nature*, 1995, 374: 49~52
- 7 Turner S, Hawkesworth C, Liu J, et al. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks. *Nature*, 1993, 364: 50~54
- 8 Harrison T, Copeland P, Kidd W S F, et al. Raising Tibet. *Science*, 1992, 255: 1663~1670
- 9 Molnar P, England P, Martinod J. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau and India Monsoon. *Develop Rev Geophys*, 1993, 34: 357~396
- 10 李吉均, 方小敏, 马海洲, 等. 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*, 1996, 26(4): 316~322
- 11 崔之久, 高全洲, 刘耕年, 等. 夷平面、古岩溶与青藏高原隆起. *中国科学, D 辑*, 1996, 26(4): 378~385
- 12 Burbank D W, Leland J, Fielding E, et al. Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas. *Nature*, 1996, 379: 505~510
- 13 Chen J, Lu Y C, Ding G Y. Quaternary tectonic deformation in Jiuxi Basin, West Qilianshan Mountain, Northwestern China. *Journal of Earthquake Prediction Research*, 1998, 7: 510~522
- 14 Li Y L, Yang J C, Tan L H, et al. Impact of tectonics on alluvial landforms in the Hexi Corridor, Northwest China. *Geomorphology*, 1999, 28: 299~308
- 15 杨景春, 谭利华, 李有利, 等. 祁连山北麓河流阶地与新构造演化. *第四纪研究*, 1998, (3): 229~237
- 16 贾云鸿, 苏向洲, 刘洪春, 等. 皇城-双塔断裂带东段(祁连-双塔段)晚更新世以来的活动特征. 见: 邓起东主编. *活动断裂研究(第三期)*. 北京: 地质出版社, 1993. 170~179
- 17 刘东生. *黄土与环境*. 北京: 科学出版社, 1985. 1~207
- 18 Cande S C, Kent D V. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J Geophys Res*, 1995, 100: 6093~6095
- 19 Ding Z, Yu Z, Rutter N W, et al. Towards an orbital time scale for Chinese loess deposits. *Quaternary Science Review*, 1994, 13: 39~70
- 20 沈玉昌. *河流地貌学概论*. 北京: 科学出版社, 1986. 56~71
- 21 徐叔鹰. 陇中西部黄土区黄河及其支流阶地反映的若干问题. *兰州大学学报(自)*, 1965, 17(1): 116~143
- 22 Pachur H J, Wunnemann B, Zhang H C. Lake evolution in the Tengger desert northwestern China during the last 40,000 years. *Quaternary Research*, 1995, 44: 171~180
- 23 陈 杰, 卢演铸, 丁国瑜. 祁连山西段及酒西盆地第四纪构造运动的阶段划分. *第四纪研究*, 1996, (3): 236~271
- 24 潘保田, 李吉均, 曹继秀, 等. 化隆盆地地貌演化与黄河水系发育研究. *山地研究*, 1996, 14(3): 153~159
- 25 李长安, 殷鸿福, 于庆文. 东昆仑山构造隆升与水系演化及其发展趋势. *科学通报*, 1999, 44(2): 211~214
- 26 崔之久, 伍永秋, 刘耕年, 等. 关于“昆仑-黄河”运动. *中国科学, D 辑*, 1998, 28(1): 53~59
- 27 朱照宇, 丁仲礼. 中国黄土高原第四纪古气候与新构造演化. 北京: 地质出版社, 1994. 47~144
- 28 钱 方, 周兴国. *元谋第四纪地质与古人类*. 北京: 科学出版社, 1991. 155~157
- 29 熊尚发, 丁仲礼, 刘东生. 北京地区河流阶地发育的时代. 见: 刘嘉麒, 袁宝印主编. *中国第四纪地质与环境*. 北京: 海洋出版社, 1997. 221~227

(2000-04-26 收稿, 2000-08-14 收修改稿)