

# 青藏高原昆仑山垭口盆地晚新生代高精度磁性地层及其意义

宋春晖 高东林 方小敏\* 崔之久 李吉均 杨胜利 金洪波

Douglas Burbank Joseph L. Kirschvink

( 兰州大学西部环境教育部重点实验室 资源环境学院, 兰州 730000; 中国科学院青海盐湖研究所, 青海 810008; 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100083; ④ 北京大学城市与环境学系, 北京 100871; ⑤ Department of Geological Sciences, University of California, Santa Barbara, USA; ⑥ Paleomagnetism Laboratory, Division of Geological and Planetary Sciences, California Institute of Technology, Pasadena, CA 91125, USA. \* 联系人, E-mail: [fangxm@itcas.ac.cn](mailto:fangxm@itcas.ac.cn))

**摘要** 位于青藏高原北部的昆仑山垭口盆地发育较完整的晚新生代地层, 在青藏高原北部具有很好的代表性, 确定盆地形成和消亡的年代对高原隆升过程具有重要的科学意义. 过去依据盆地的构造沉积特征提出了“昆仑-黄河运动”, 因其与这一时期的许多全球和高原重大气候环境事件同期而引起了人们的更多关注, 但上述构造运动时代的界定是建立在不明确年代学基础之上. 文中对昆仑山垭口盆地剖面晚新生代沉积物进行了详细磁性地层学研究, 高密度古地磁采样和测年表明剖面年龄约为 3.6~0.5 Ma BP, 地层的沉积演化记录了垭口盆地形成发展及构造经历了五个阶段, 揭示晚上新世以来高原北部~3.6, 2.69~2.58, 1.77, 1.20, 0.87 和~0.78 Ma 构造隆升的历史, 确定昆仑组砾石层和“昆仑-黄河运动”的年代分别为 3.6~2.69 Ma 和 1.20~0.78 Ma, 为高原隆升过程和全球变化研究提供可靠年代数据.

**关键词** 古地磁年代学 昆仑山垭口盆地 晚新生代 青藏高原

昆仑山垭口盆地位于青藏高原腹地的东昆仑山脉中段, 是研究青藏高原隆升机制的关键部位. 由于该盆地在青藏高原隆升与环境效应研究的重要性, 20 世纪 50 年代以来中国科学院青藏高原综合科学考察队、中英青藏高原综合地质考察队以及“八五”国家攀登计划青藏项目等对其进行了区域构造、地层和地貌学等方面的深入研究<sup>[1-14]</sup>, 使青藏高原的研究取得了巨大进展, 尤其崔之久等根据昆仑山垭口地区的地貌、构造、沉积相、地层及其生物组合特征, 推断距今 1.1~0.7 Ma 青藏高原发生强烈构造隆升使本区由海拔不超过 1500 m 抬升至海拔 3000 m, 导致高原第四纪以来最大冰期的发生, 并认为这次抬升可能是中国在早、中更新世之交的构造-气候旋回中环境发生剧烈变化的驱动因素, 为此将这次构造运动命名为“昆仑-黄河运动”<sup>[10,11]</sup>. 然而对确定这次重要构造运动时代的昆仑山垭口盆地晚新生代地层年代, 虽然钱方等和崔之久等主要采用古地磁、并结合 <sup>14</sup>C、热释光(TL)和电子自旋共振(ESR)的绝对年代测定对其进行了年代宏观框架的确定<sup>[3,12,13]</sup>, 但遗憾的是其古地磁绝对年代一直缺乏明确结果, 钱方等的早期工作推定古地磁 M/G 界线在羌塘组湖相沉积的下

部层中<sup>[3]</sup>, 而后来工作推定它位于羌塘组之下的惊仙谷组冲积砾石层内部, 并在盆地充填的底部砾石层段缺乏古地磁样品情况下推测盆地形成于距今 5 Ma<sup>[7,12,13]</sup>. 鉴于昆仑山垭口盆地沉积记录的构造演化和“昆仑-黄河运动”在高原研究上的重要科学意义, 迫切需要对昆仑山垭口盆地晚新生代地层年代再次进行高精度、高分辨率古地磁绝对年代的测定, 以准确断定昆仑山垭口盆地形成、消亡和“昆仑-黄河运动”的年代, 这无论对青藏高原隆升机制研究, 还是对全球变化认识都有十分明确的科学意义.

## 1 地层

昆仑山垭口盆地地处青海省治多县昆仑山主脊垭口地区, 青藏公路从此穿过, 海拔 4700~5000 m. 该盆地位于羌塘高原东北缘, 其南以垭口至不冻泉之间断裂为界, 北临昆仑山南缘断裂(西大滩-玛曲断裂)和东昆仑山主脊(玉珠峰-西大滩南山), 属高原北部巨型昆仑山断裂控制的上新世-更新世拉分断陷盆地<sup>[2,5]</sup>(图 1). 由于盆地地处青藏高原腹地, 紧邻高原北部巨型主断裂, 并且该断裂控制着它的形成和发展过程, 因此盆地内沉积地层记录着高原北部构

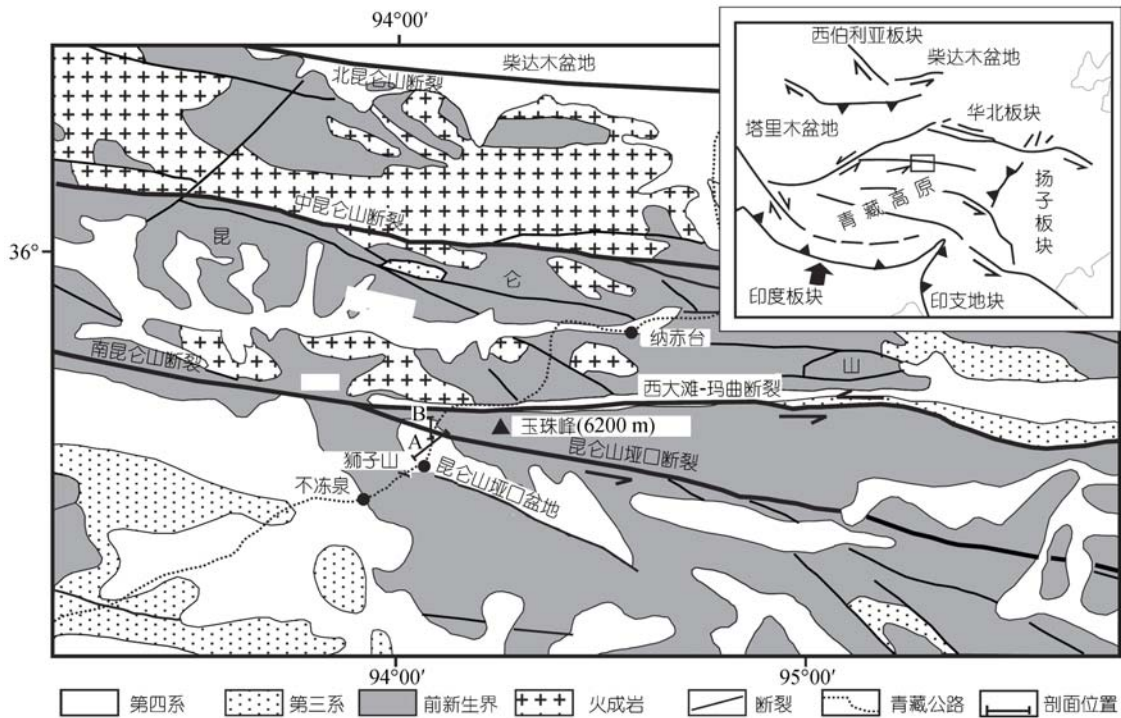


图1 昆仑山垭口盆地位置和区域地质图

造演化的历史。昆仑山垭口盆地是在以三叠系为主的基岩之上充填了较完整的晚第三纪至第四纪中期沉积序列，这套地层由下至上划分方案主要有过三种：中新世细砾岩、上新世昆仑砾石层、惊仙期冰碛层、惊仙期冰水沉积层、羌塘组和望昆期冰碛层<sup>[2]</sup>；羌塘组和昆仑冰碛层<sup>[5,6]</sup>；昆仑砾石层、惊仙谷组、羌塘组、平台组和望昆冰期冰碛层<sup>[12]</sup>；我们在前人工作基础上，经野外考察、区域对比和室内研究将该套地层由下至上划分为昆仑组砾石层、羌塘组湖相扇三角洲沉积和望昆冰期冰碛层三大套(表1, 图2)。因为第一种方案认为盆地下部充填的砾石层中有冰碛物(因而划为四个层)<sup>[2]</sup>，后来研究表明盆地下部充填的砾石层均为洪积扇沉积砾岩体系<sup>[5-8,11-14]</sup>，所以葛道凯等将其划归为羌塘组下部砾石层段<sup>[5,6]</sup>，我们

经野外考察发现盆地底部大套砾石层沉积基本连续，仅存在洪积扇沉积旋回的变化，但与羌塘组在岩性、沉积组合、生物组合、沉积环境等具明显差异(图7)，并在区域上与新疆西域组和甘肃玉门组砾岩层相当，所以我们将盆地底部大套砾石层段称为昆仑组。1998年崔之久等在原羌塘组上部根据扇三角洲出现而划分出平台组<sup>[12]</sup>，本文认为原羌塘组代表沉积连续的盆地演化过程，所以关于羌塘组沿用第一种方案，但根据该组上部扇三角洲的出现将其划分为上下二段。该区分布于多年冻土区，由于表层地层受强烈冻融作用发生破碎和挠动或覆盖，前人研究剖面均由狮子山剖面、昆仑山垭口西侧剖面和62道班剖面三条剖面上下衔接而成。本次详细的磁性地层研究为了确保连续系统高密度采集样品，我们选择测量

表1 昆仑山垭口盆地晚新生代地层划分

吴锡浩等 <sup>[2]</sup>	葛道凯等 <sup>[5]</sup>	崔之久等 <sup>[12]</sup>	本文
望昆期冰碛层	昆仑冰碛层	望昆冰期冰碛层	望昆冰期冰碛层(<0.78~0.5 Ma)
羌塘组	上部砾石层段	平台组	羌塘组 上段(1.77~0.78 Ma)
惊仙期冰水沉积层	羌塘组	羌塘组	羌塘组 下段(2.58~1.77 Ma)
惊仙期冰碛层		惊仙谷组	
上新世昆仑砾石层	下部砾石层段		昆仑组(3.58~2.69 Ma)
中新世细砾岩		昆仑砾石层	

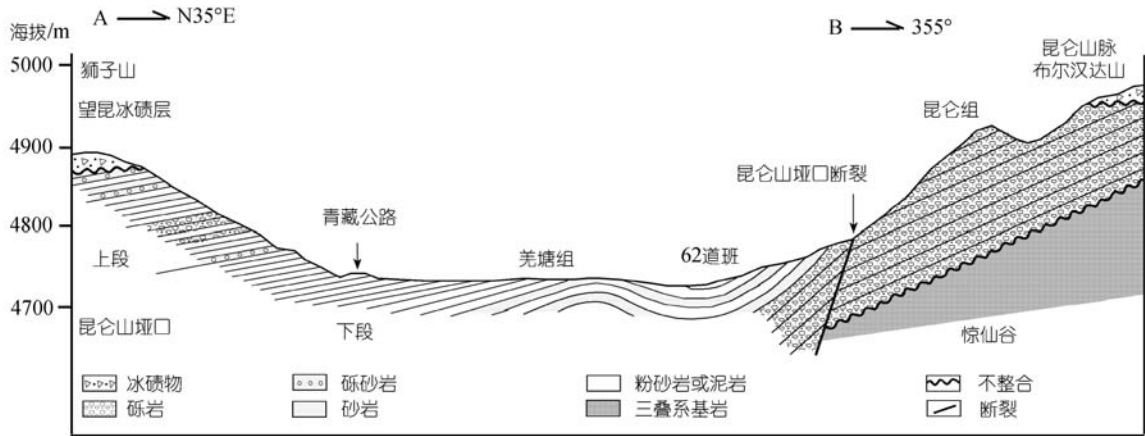


图 2 昆仑山垭口盆地晚新生代地层剖面图

地层剖面是由昆仑山垭口西侧狮子山顶开始向 N35°E 方向至昆仑山(或称西大滩南山)南麓山脚、再顺层向西平移至 62 道班西侧然后向 N355°W 方向平行于惊仙谷进行连续开挖剖面(图 1, 图 2), 实测剖面总厚约 680 m, 划分出 23 个具体层位, 由上而下简述如下:

望昆冰期冰碛层, 与下覆羌塘组地层呈不整合接触, 厚 30 m:

1. 混杂角砾石层, 砾石成分以板岩、变砂岩、花岗岩、花岗片麻岩和辉石岩为主。砾石分选极差, 砾径 2~200 cm, 以棱角状占绝对优势。具冰碛结构, 砾石表面常有平行 *a* 轴的擦痕。

羌塘组, 与下覆昆仑组地层呈整合接触, 根据岩性、沉积结构和构造划分为二段:

上段, 与下段地层呈整合接触, 厚 251 m:

2. 厚层灰黑、锈黄色砂质砾岩或砾质砂岩夹土灰色泥岩和砂岩, 其中最大砾径 12 cm, 一般砾径 2~15 mm。厚 14 m;

3. 灰黑、草黄色砾质砂岩与灰黑、土黄色泥岩、粉砂岩互层, 厚 8 m;

4. 锈黄色砂质细砾岩、含砾砂岩与蓝灰色泥岩互层, 其中最大砾径 1 cm, 一般砾径 2~4 mm。厚 7 m;

5. 灰黑色砂质细砾岩或砾质砂岩, 其中最大砾径 3 cm, 一般砾径 3~5 mm。厚 6 m;

6. 灰绿、蓝灰、灰黑、土黄色泥岩、砂质泥岩互层, 夹锈黄色砂岩或砂质砾岩, 厚 55 m;

7. 厚层杂色细砾岩夹土黄色砂质泥岩条带, 其中最大砾径 4 cm, 一般砾径 5~10 mm。厚 13 m;

8. 灰黑色粉砂质泥岩与土黄、锈黄色泥质粉砂岩互层, 夹黑灰色砂质砾岩, 厚 22 m;

9. 厚层杂色砂质细砾岩或含砾砂岩与薄层灰黑色粉

砂质泥岩、锈黄色粉砂岩互层, 其中砾径一般 2~5 mm。厚 20 m;

10. 灰绿、灰黑、褐黄色粉砂质泥岩、泥岩互层, 厚 16 m;

11. 灰绿、灰黑、褐黄色粉砂质泥岩、泥岩互层夹泥质细砂岩, 厚 90 m;

下段, 厚 149 m:

12. 灰绿、灰黑、褐黄色泥岩互层夹深灰色泥质细砂岩和粉砂岩, 含丰富螺、介形虫和植物化石, 厚 62 m;

13. 灰黑色泥岩夹腐植层, 厚 30 m;

14. 灰至灰黑色泥岩与泥质细砂岩互层, 含植物化石, 厚 9 m;

15. 灰黑色泥岩夹褐黄色泥质细砂岩、粉砂岩, 厚 26 m;

16. 灰黑色砂质细砾岩、砾质砂岩夹草绿色砂岩, 偶夹灰黑色粉砂质泥岩, 厚 22 m;

昆仑组, 与下覆三叠系基岩呈角度不整合接触, 厚 250 m:

17. 杂色砂质角砾岩, 砾石主要呈棱角状, 分选极差, 一般砾径 5~20 cm, 最大者 112 cm。厚 1 m;

18. 厚层杂色砾质砂岩或砂质砾岩, 分选极差, 一般砾径 2~7 cm, 最大者 35 cm, 砂、泥充填物大于 50%。厚 9 m;

19. 厚层杂色砂泥质砾岩, 分选极差, 一般砾径 5~20 cm, 最大者 80 cm, 杂基支撑, 砂、泥充填物大于 30%。厚 8 m;

20. 厚层杂色砂质砾岩与砾质砂岩韵律层, 偶夹红褐色含细砾黏土条带, 厚 82 m;

21. 杂色砂质砾岩, 分选极差, 一般砾径 10~6 cm, 最大者 45 cm, 部分砾石叠瓦状排列。厚 20 m;

22. 厚层杂色巨砾岩与砂质砾岩韵律层, 夹土黄、褐色细砾质砂岩, 偶夹红褐色含细砾黏土。厚 118 m;

23. 浅锈黄色巨砾岩, 砾石以次棱角和次圆状为主,

分选极差,一般砾径10~20 cm,最大者大于1 m,呈无组构混杂堆积,向上粒度变小.

## 2 采样与测试

在上述开挖剖面除砾石层段外进行2 m间隔等距离采样(大套砾石层中为2~6 m,具体间隔视砾石层中砂-粉砂-泥透镜体而定),获得古地磁定向样品331组,每组采集3套平行样共993个.第一套古地磁样品由方小敏在美国加州理工大学地球与行星科学系古地磁实验室屏蔽磁室中进行0~60 mT间6步系统交变退磁处理后,在2G自动超导磁力仪上测定.第二套样品在中国科学院地质与地球物理研究所进行25~690 范围内系统热退磁后,同样在2G超导磁力仪上测定.交变退磁结果表明,许多样品剩磁呈现2个主要的方向,第一个方向在10 mT交变退磁之前,部分到30 mT之前,从NRM接近现代磁场的方向迅

速向另一剩磁方向变化,推测可能代表了黏磁剩磁的去除;第二个方向在30 mT(部分在40 mT)之后,剩磁方向稳定指向原点,视为特征剩磁方向(图3(a)~(d));但也有相当一部分样品在60 mT之后都没有呈现出特征剩磁方向,或在交变退磁过程中呈现出强度和方向的不稳定性,或者样品剩磁方向磁偏角和磁倾角的变化不匹配,这些样品总共占样品总数的约1/3,表明原生剩磁方向可能为高矫顽力的硬磁矿物携带,交变退磁对其难以剔除.热退磁处理的样品的剩磁方向总的比交变退磁的结果稳定,尤其对于交变退磁后剩磁方向不稳定或磁偏角、磁倾角不匹配的样品有明显改善.它表明多数样品在约100 时可去除黏磁剩磁.300/350 后,剩磁方向稳定指向原点,视为特征剩磁(图3(e)~(h)),但剩磁强度变化呈现出明显的两类特征,一类在450/500 ,剩磁强度基本降为零(图3(e), (f)),另一类在580 附近剩磁

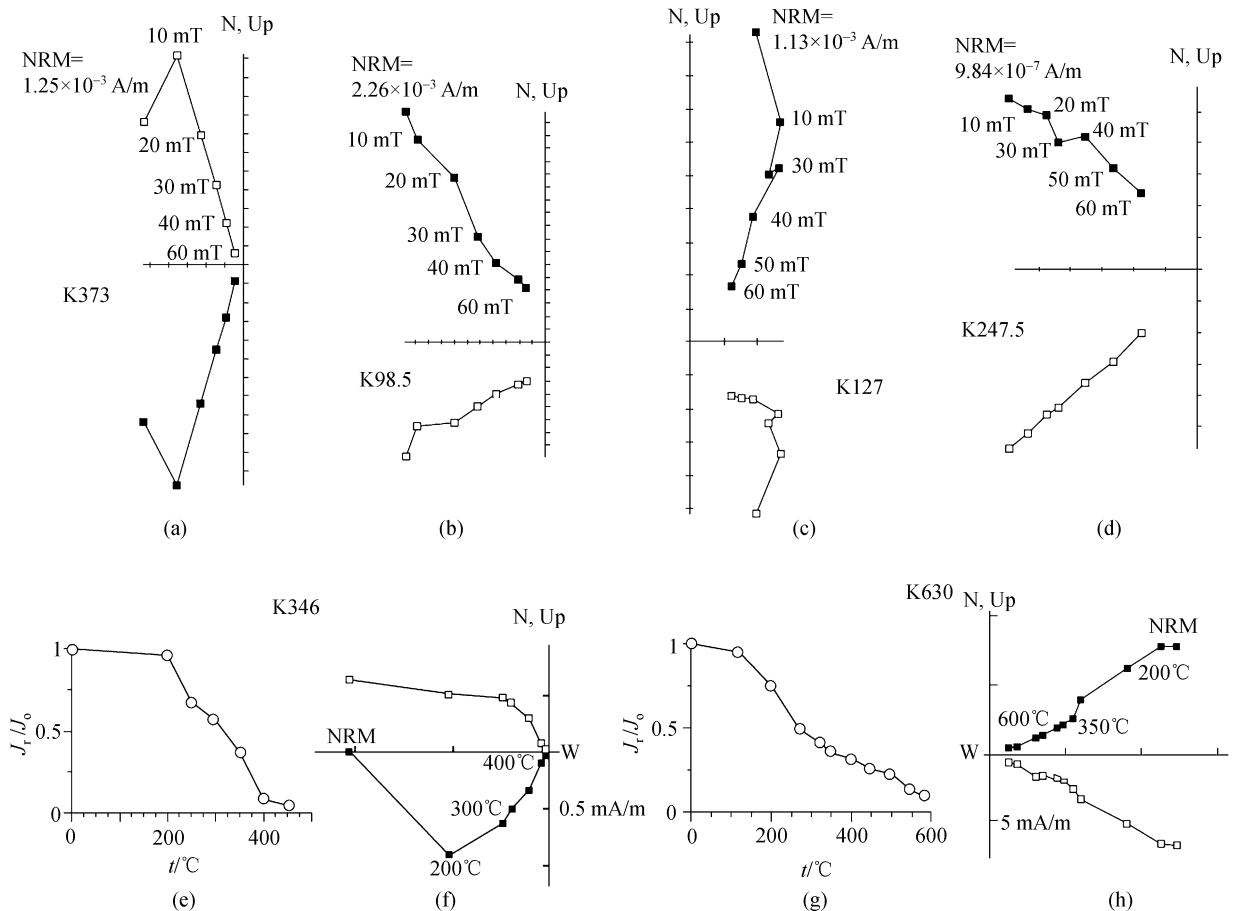


图3 昆仑山垭口盆地代表性古地磁样品退磁图

(a)~(d) 交变退磁 Z 氏坐标图; (e), (g)和(f), (h)分别为热退磁强度及其 Z 氏坐标图; 实(空)心方块为水平面(垂直面)投影

强度才有显著下降(或部分降为零), 仅在 680 附近才全部降为零(图 3(g), (h)). 因此, 推测携带特征剩磁的矿物可能主要是磁赤铁矿、磁铁矿和赤铁矿. 对于热退磁样品, 仍然有约 5% 的样品剩磁没有呈现出明显的特征剩磁方向, 因此, 给予剔除. 利用 Kirschvink 主矢量分析法<sup>[15]</sup> 求算特征剩磁方向, 对于算得的最大角度偏离值(MAD)大于 15° 的特征剩磁方向予以剔除, 这样的样品总共有约 20%.

图 4 给出了昆仑山垭口剖面热退磁和交变退磁所获得的各自特征剩磁方向的比较, 它表明两种方法的结果在满足上述特征剩磁求算标准的样品中是基本一致的, 只是交变退磁对许多样品难以进行彻底的磁清洗, 因而许多交变退磁样品难以得出满足上述条件的清晰的特征剩磁方向. 二套样品利用 IAPD 软件经费歇尔平均后得出最后的特征或原生剩磁方向. 这样, 上述二项(无和 MAD 大于 15° 的特征剩磁方向样品)相加, 总共有约 1/3 的样品被剔除.

将上述最后所得的古地磁特征剩磁结果进行 McElhinny 的褶皱检验<sup>[16]</sup>, 将 132 个样点( $N=132$ ), 在 ( $K_1:K_2=5$ ) 置信度为 95% 的  $F$  检验, 证明它们反映的是褶皱前地磁极性的变化, 极射投影图上表现为未经

地层产状校正的数据呈明显分散分布, 经过地层产状校正后的数据呈集中分布(图 5).

对上述所有接受的特征剩磁方向利用近来开发的“解靴带法”(Bootstrap technique)<sup>[17]</sup> 进行了反向检验, 求算的正向和反向特征剩磁方向的平均磁偏角分别为 2.8 和 182.3, 而其在  $x, y$  和  $z$  3 个方向分量的柱状分解图, 表明负极性倒转 180° 后与正极性的平均值重叠度在 95% 的置信度内无法区分, 说明它们通过了“解靴带法”反向倒转检验(图 6), 揭示它们记录的是当时地磁场的偶极子磁场.

图 7 为依据平均特征剩磁方向磁偏角和磁倾角计算的虚地磁极(VGP)的纬度及其所揭示的高分辨率磁性地层柱. 它表明在剖面中共检出 10 个清晰的正磁性(N1-N10)和 9 个反磁极(R1-R9). 以崔之久等测定的最顶部的望昆冰碛层底部 ESR 年代  $710 \pm 228$  ka BP 和上部热释光 TL 年代  $543.5 \pm 108.7$  ka BP, 平台组中部 ESR 年代  $859.5 \pm 221.5$  ka BP 和下部 ESR 年代  $1066.5 \pm 170.5$  ka BP, 羌塘组中部 ESR 年代  $1601.5 \pm 388.5$  ka BP 以及惊仙谷组上部 ESR 年代  $2584 \pm 818$  ka BP 年代为参考<sup>[12]</sup>, 我们揭示出的地磁极性变化可与标准极性年表<sup>[18]</sup>中的高斯世至布容世进行很好的对

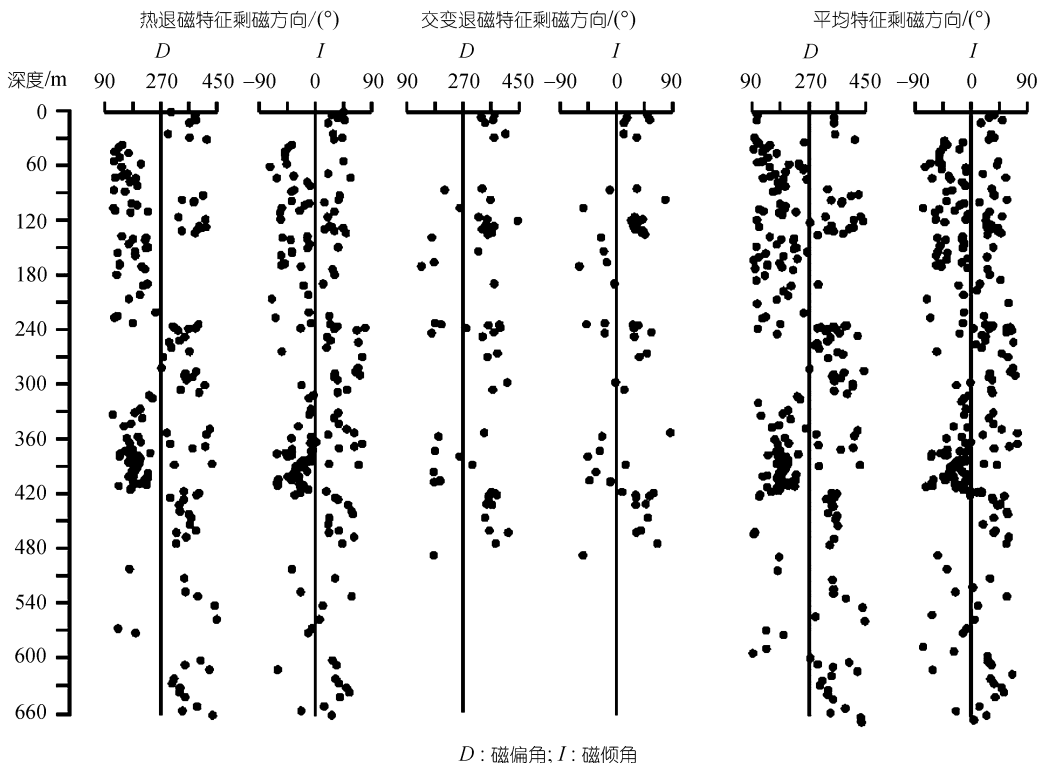


图 4 昆仑山垭口剖面热退磁和交变退磁特征剩磁方向的比较

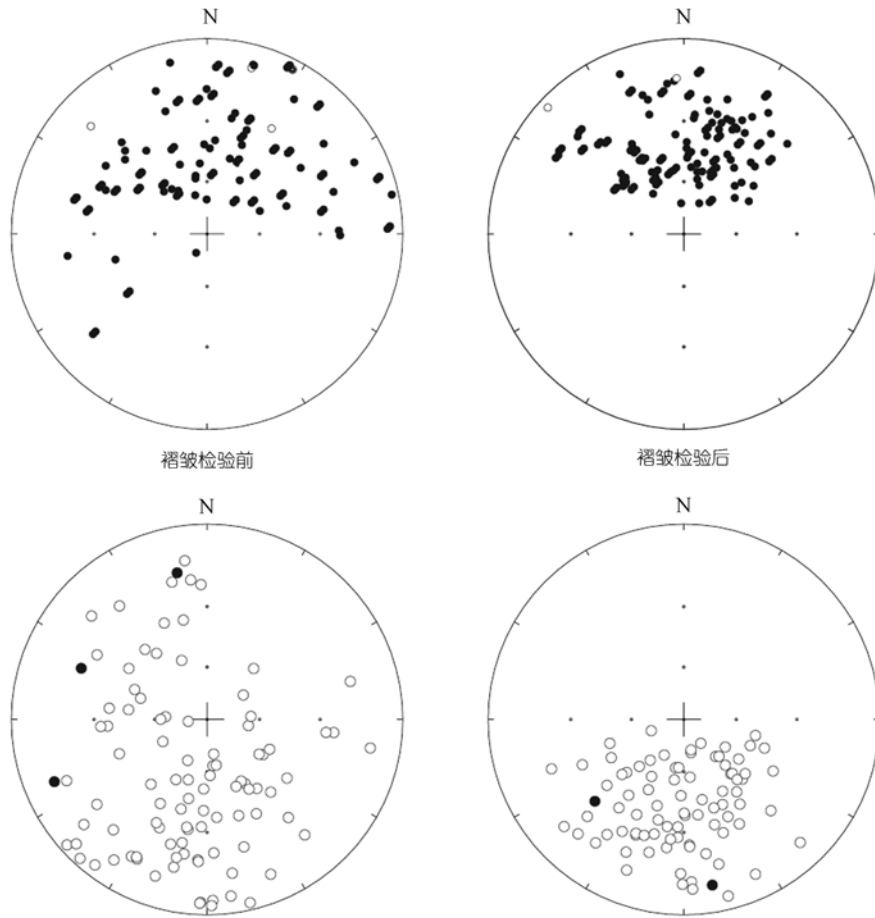


图5 昆仑山垭口剖面特征剩磁方向的褶皱检验

比, 即望昆冰碛层中的正磁极N1 对比于布容世正磁性, 其下羌塘组中的反磁极R1-R7 对比于松山反极性世中的反极性部分, 而羌塘组上段中正磁极N2-N3 分别对比于松山反极性世中的后贾拉米洛 (Post-Jaramilo)和贾拉米洛(Jaramilo) 正磁极事件, 羌塘组下段中的正磁极N4-N6 分别对比于松山反极性世中的奥杜威(Olduvai)和留泥旺(Reunion)正磁极事件, N7 很可能是一些深海和湖相沉积物以及部分火山岩中发现的K-Ar年龄在约 2.37 Ma的X-正磁极事件<sup>[19,20]</sup>的记录. 依磁极性序列和特征, 昆仑组中的长正磁极 N8-N10 可很好的对比于高斯正极性世, 其中两个短暂的反磁极R8和R9 则分别对比于高斯正极性世中的凯纳(Kaena)和莫莫斯(Mammoth)事件. 这样, 依据磁极性年龄及其所决定的沉积速率, 推算测量剖面的年龄约为 3.6~0.5 Ma BP, 其中昆仑组和羌塘组的年代分别约为 3.58~2.69 和 2.69~0.78 Ma BP, 由于望昆

冰期冰碛层与其下羌塘组间为不整合接触, 其中应有一定的时间间断, 但由于难以准确测定望昆冰期冰碛层的年代, 而从羌塘组的沉积速率推测其顶部已接近B/M界线, 而望昆冰期冰碛层形成于布容正极性世中的某一段, 因此, 古地磁不能对其进行准确的年代断代, 这里仍然依据ESR的测定结果<sup>[12]</sup>, 大致推测望昆冰期冰碛层形成于B/M界线稍后一点的时间, 即<0.78~0.5 Ma BP. 图8为各解释的磁极性点年龄-深度关系, 其良好的线性关系和所决定的沉积速率的变化与岩性的粗细变化有很好的对应关系, 表明古地磁测年和解释是合理的.

### 3 盆地沉积演化与垭口地区构造隆升

根据野外调查, 昆仑山垭口盆地是一个严格受到南昆仑山断裂控制的盆地, 南昆仑山断裂表现为强烈的左旋走滑逆冲, 并且至今仍在强烈左旋走滑

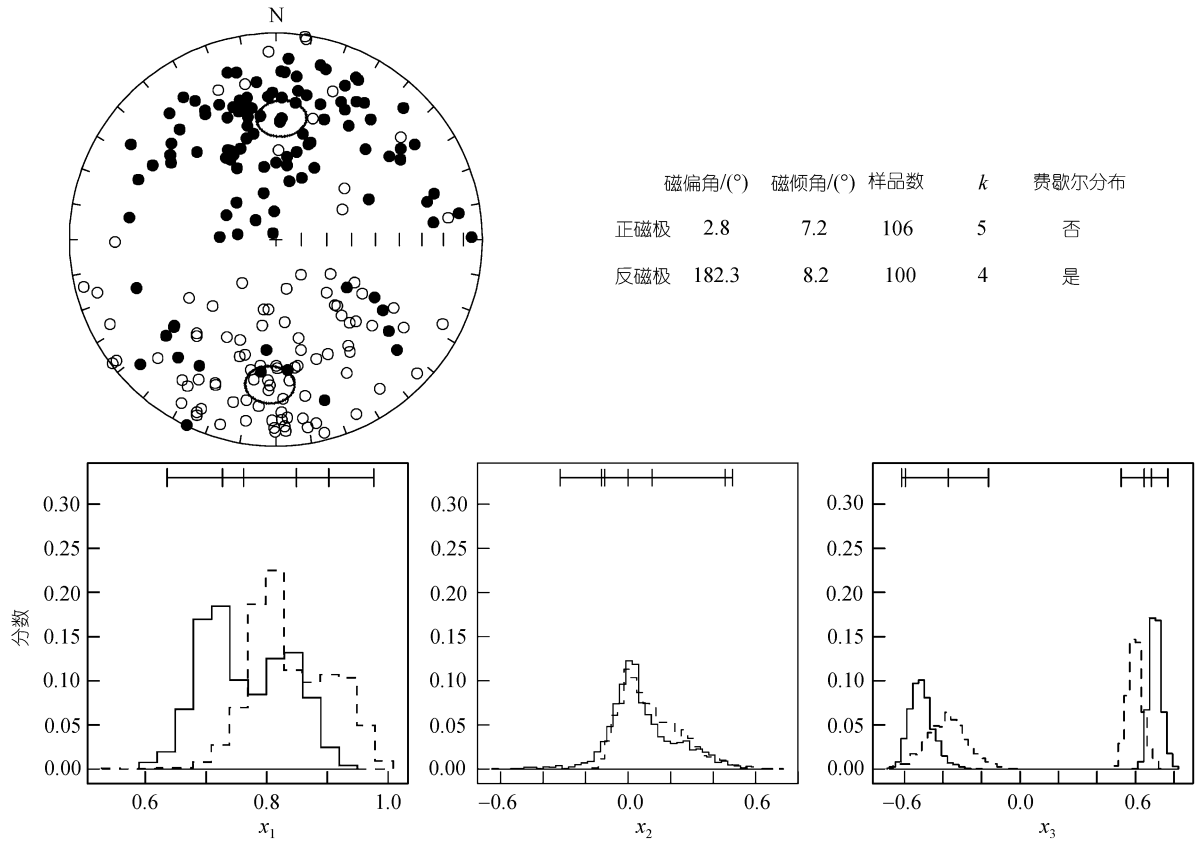


图 6 昆仑山垭口剖面全部特征剩磁方向的层面坐标等面积投影及其反向“解靴带法”检验<sup>[17]</sup>  
椭圆为平均方向的 95%置信范围

活动, 2001 年曾发生过李氏 8.1 级强烈地震, 导致地面累计左旋走滑达约 6.8 m<sup>[21]</sup>或 16.3 m<sup>[22]</sup>, 而野外地质证据表明这一断裂自形成以来已经累计左旋走滑了约  $110 \pm 30$  km<sup>[23]</sup>. 昆仑山垭口断裂是南昆仑山大型左旋走滑逆冲断裂的一部分, 在垭口盆地靠近昆仑山垭口断裂的一侧(北侧), 沉积物和沟股明显被左旋走滑错开(图 1), 老沉积物呈现明显的挤压褶皱变形, 并见小型逆冲断裂和正断层发育, 而在垭口盆地的南侧, 可见由冰碛物和湖相沉积物组成的明显的断层三角面, 在盆地的东西两侧分水岭地带, 可见较明显的挤压逆冲断裂发育. 因此, 昆仑山垭口盆地是一个靠主断裂一侧为挤压性质的不对称拉分盆地, 盆地的活动及其中沉积物的发育和变形比较全面的记录了主断裂的活动, 由于主断裂是昆仑山断裂系的主要组成部分, 该断裂系被认为是受印度板块向北俯冲驱动, 塔里木-中国北方板块岩石圈向昆仑山以南青藏高原俯冲在地表的走滑逆冲块体<sup>[24]</sup>, 因此, 它的活动实质上是高原北部变形隆升最直接的记录.

根据对昆仑山垭口盆地晚新生代地层进行高精度、高分辨率、连续古地磁绝对年代的复测工作和沉积相分析, 结合前期研究<sup>[1-13]</sup>, 通过盆地地层接触关系、沉积充填序列、沉积组合和沉积相变化以及岩石环境磁学所反映盆地构造演化及高原构造活动可明显划分为五个阶段:

( ) 粗碎屑洪积扇沉积与构造隆升、盆地初始断陷阶段(3.58~2.69 Ma). 盆地底部昆仑组不整合于三叠系基岩之上, 其底部砾石层砾石成分主要为盆地北部三叠系变质岩, 呈次棱角和次圆状, 分选极差(一般砾径 10~20 cm, 最大者大于 1 m), 具无组构的杂基支撑, 属山麓洪积产物, 底部年龄为 3.58 Ma. 中上部主要由冲积扇泥石流沉积的混杂砾石层与辫状河流沉积的具叠瓦构造砾石层组成, 夹薄层红色古土壤<sup>[5,12]</sup>. 同时昆仑组沉积速率大(图 8), 平均为 28.09 cm/ka, 最高达 43.18 cm/ka. 表明 3.6 Ma 左右高原北部构造运动(青藏运动 A 幕<sup>[25,26]</sup>)使昆仑山垭口断裂强烈活动, 走滑拉分断陷, 形成昆仑山垭口盆地,

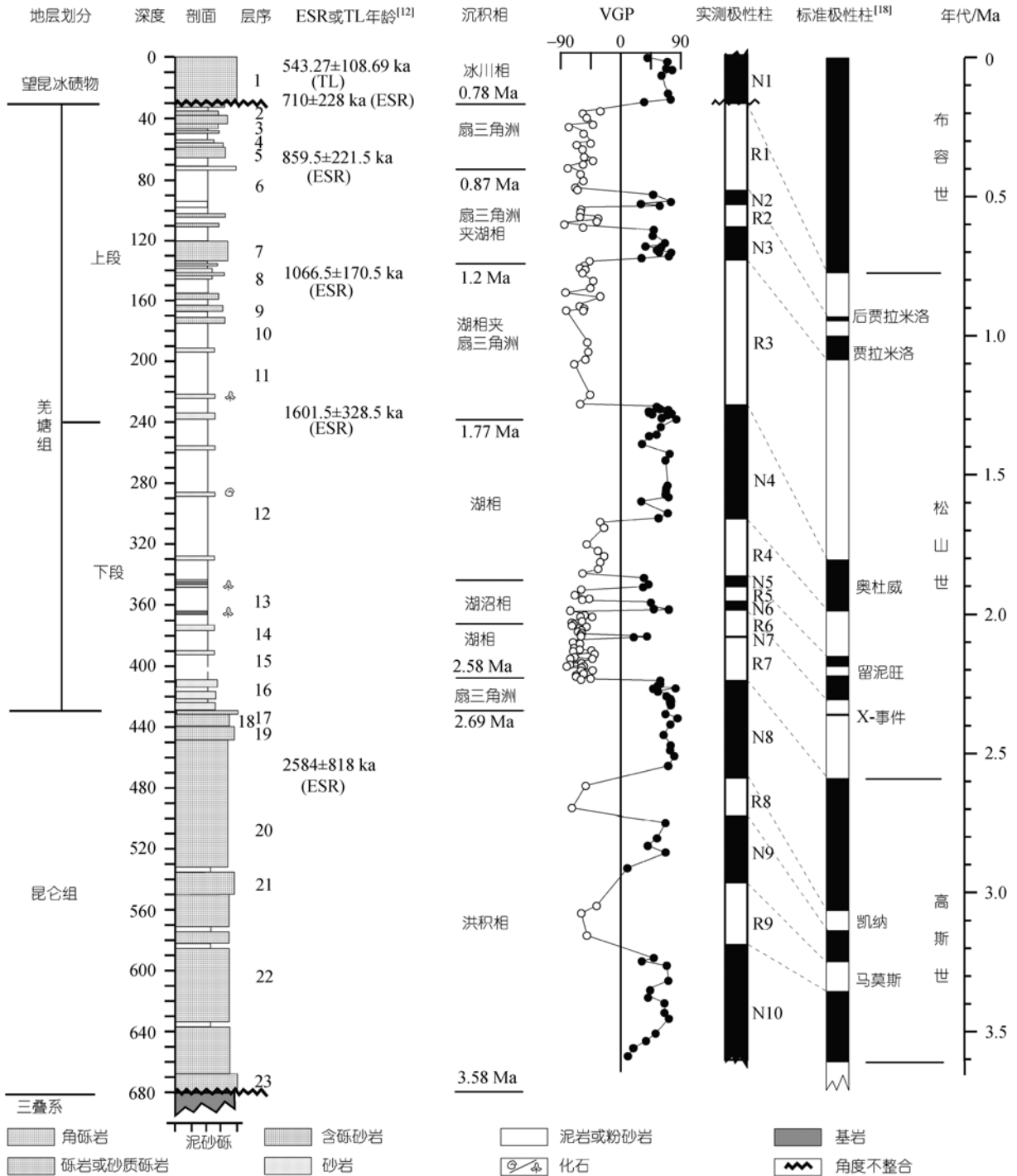


图7 昆仑山垭口盆地晚新生代地层剖面磁极性变化及其与标准磁极性柱<sup>[18]</sup>的对比

开始快速接受粗粒碎屑洪积和冲积沉积(图2, 图7剖面序列 23~17层). 这次隆升在高原北部有广泛的响应, 如高原北缘河西走廊形成玉门组砾岩沉积不整合与疏勒河组之上<sup>[27]</sup>以及高原东北缘临夏盆地形成

积石组砾岩沉积不整合与何王家组之上<sup>[25,26,28]</sup>等.

( ) 扇三角洲沉积与构造隆升、盆地持续断陷阶段(2.69~2.58 Ma). 盆地充填由前期昆仑砾石组远端冲积扇沉积的砾岩、砂质砾岩和砾质砂岩转变为羌



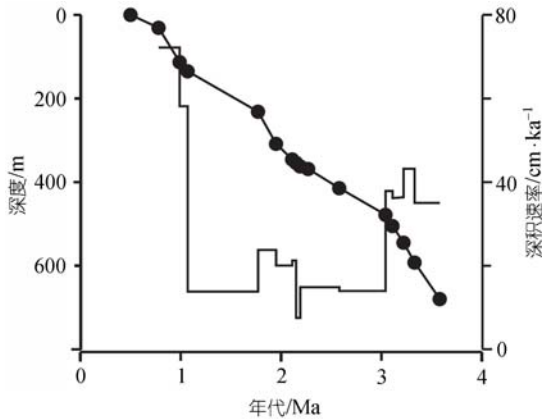


图 8 昆仑山垭口盆地晚新生代地层剖面磁极性时间-深度关系与沉积速率变化

塘组下段底部的块状、杂基支撑扇三角洲沉积砂岩、砾质砂岩夹湖相粉砂质泥岩沉积(图 7 剖面序列 16 层), 并且地层古地磁磁偏角的变化揭示该时段昆仑山垭口盆地相对前期持续快速逆时针垂直轴旋转 6.7°(图 9), 表明 2.69~2.58 Ma 高原北部构造隆升(相当青藏运动 B 幕<sup>[25,26]</sup>), 使昆仑山南缘走滑断裂活动造成垭口盆地进一步断陷, 形成由前期水上粗碎屑洪积转变为不稳定湖泊扇三角洲沉积, 并且可能昆仑山主峰玉珠峰(图 1)的强烈向西走滑和隆升, 拖动垭口盆地逆时针旋转。这次隆升在高原北部也具广泛的响应, 如高原内部藏北错鄂湖的形成<sup>[29]</sup>、高原东北部贵德盆地再次挤压断陷成湖<sup>[30]</sup>和高原东北缘临夏盆地形成东山古湖<sup>[25,26,28]</sup>等。

( ) 湖相细粒碎屑沉积与构造平静、盆地发展阶段(2.58~1.77 Ma)。盆地主要充填了具水平层理发

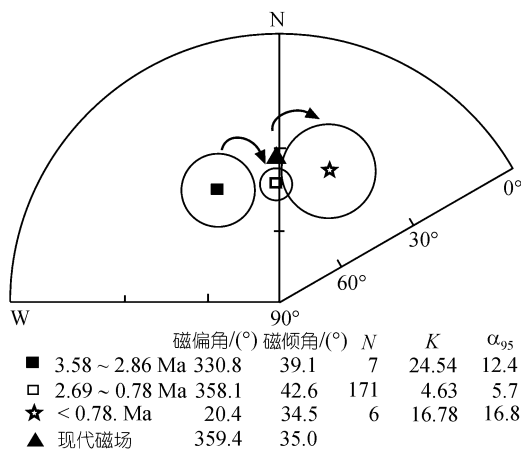


图 9 昆仑山垭口盆地晚新生代地层古地磁偏角统计结果

育、以暗色泥岩为主的稳定湖相<sup>[5]</sup>和富含水生植物湖沼相羌塘组下段细粒沉积(图 7 剖面序列 15~12 层), 沉积速率低, 平均为 17.03 cm/ka, 最低达 7.5 cm/ka (图 8), 表明此阶段高原北部构造活动平静。结合前人孢粉等研究成果<sup>[1,4,7,9~12]</sup>, 表明 2.58 Ma 后气候发生转型, 因此, 上述沉积相的发育应是构造断陷和气候变化共同作用的产物。

( ) 湖相和粗碎屑扇三角洲沉积与构造隆升、盆地萎缩阶段(1.77~0.78 Ma)。盆地充填序列由前期稳定的细粒湖积转变为羌塘组上段不稳定湖相与扇三角洲沉积组合<sup>[5]</sup>, 尤其扇三角洲沉积表现为三个逐步增加的阶段, 即由 1.77~1.2 Ma 湖相夹扇三角洲沉积到 1.2~0.87 Ma 不稳定粗粒扇三角洲夹湖相沉积, 最后至 0.87~0.78 Ma 完全为粗粒扇三角洲沉积(图 7 剖面序列 11-2 层)。另一方面, 1.77~0.78 Ma 沉积物沉积速率也逐渐增大(最后达 72.19 cm/ka, 图 8)。可见 1.77 Ma 左右(相当青藏运动 C 幕<sup>[25,26]</sup>)、1.2 Ma 左右和 0.87 Ma 左右(相当昆仑-黄河运动<sup>[10,11]</sup>)高原北部构造运动使昆仑山垭口盆地开始逐步隆起, 水体变浅和沉积物变粗, 同时也造成高原东北部贵德盆地古湖<sup>[30]</sup>和高原东北缘临夏盆地东山古湖<sup>[25,26,28]</sup>消亡等。

( ) 沉积间断和冰碛沉积与构造隆升、盆地消亡阶段(< 0.78 Ma)。羌塘组顶部与望昆冰期冰碛层不整合接触, 以及 < 0.78~0.5 Ma 望昆冰期冰碛层古地磁平均磁偏角统计结果表明此期间垭口盆地快速逆时针垂直轴旋转 11.1°(图 9), 尽管冰碛层中由于样点较少而致使磁偏角的统计误差较大, 但此时的逆时针旋转应是肯定的, 因为冰碛层与下伏地层呈明显的角度不整合, 下伏地层被显著褶皱(图 2), 整体向西南倾斜, 倾角达 10°以上, 并且向东走滑了将近 30 km, 而同期冰碛层在垭口断层两侧被抬升了 1500 m<sup>[11,12]</sup>, 因此, 0.78 Ma 左右高原北部构造运动(相当昆仑-黄河运动<sup>[10,11]</sup>)使昆仑山垭口盆地结束湖泊沉积历史, 造成盆内地层发生掀斜变形, 形成昆仑山垭口断裂切断沉积地层(图 2), 并使盆地转为上升隆起遭受剥蚀, 东昆仑山主峰玉珠峰一带进入冰冻圈, 开始发生第四纪以来最大冰川, 其范围覆盖大半盆地, 堆积望昆冰期冰碛层沉积<sup>[5-7,10-14]</sup>(图 7 剖面序列 1 层)。

可见, 昆仑山垭口盆地的沉积演化完整的记录了晚上新世以来高原北部的构造变形和隆升活动历史, 揭示昆仑山断裂在约 3.6 Ma 强烈走滑拉分, 断陷形成昆仑山垭口盆地, 并由于昆仑山断裂的间歇性

走滑逆冲,盆地进一步断陷沉降,最后回返,变形隆起,这一过程表现为显著的阶段性构造事件,发生在约 3.6, 2.69~2.58, 1.77, 1.2, 0.87 和 < 0.78 Ma.

致谢 参加野外工作的还有高军平、常洪、戴霜、傅开道、龙晓泳、孙东、苗运法、白晋峰、聂军胜和张伟林等,朱日祥院士给予了实验帮助,作者一并表示感谢. 本工作受到国家自然科学基金资助(批准号: 40421101, 40121303, 40334038).

### 参 考 文 献

- 孔昭宸, 刘兰锁, 杜乃秋. 从昆仑山-唐古拉山晚第三纪、第四纪的孢粉组合讨论青藏高原的隆起. 见: 中国科学院青藏高原综合科学考察队编. 青藏高原隆起的时代、幅度和形成问题. 北京: 科学出版社, 1981. 78~93
- 吴锡浩, 钱方, 浦庆余. 东昆仑山第四纪冰川地质. 见: 地质部青藏高原地质文集编委会编. 青藏高原地质文集(4). 北京: 地质出版社, 1982. 1~18
- 钱方, 马醒华, 吴锡浩, 等. 羌塘组和曲果组磁性地层的研究. 见: 地质部青藏高原地质文集编委会编. 青藏高原地质文集(4). 北京: 地质出版社, 1982. 121~130
- 庞其清. 青藏高原昆仑山口第四纪羌塘组介形虫化石的地质意义. 见: 地质部青藏高原地质文集编委会编. 青藏高原地质文集(4). 北京: 地质出版社, 1982. 151~165
- 葛道凯, 崔之久, 伍永秋, 等. 青藏高原昆仑山垭口盆地沉积构造史研究. 见: 青藏项目专家委员会编. 青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究, 学术论文年刊(1994). 北京: 科学出版社, 1995. 126~135
- 葛道凯, 崔之久, 伍永秋, 等. 从昆仑山垭口地区上新世-更新世沉积相与生物功的变化看青藏高原的隆起. 见: 青藏项目专家委员会编. 青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究(1995). 北京: 科学出版社, 1996. 85~93
- 崔之久, 伍永秋, 刘耕年, 等. 昆仑山垭口地区晚新生代以来的气候构造事件. 见: 青藏项目专家委员会编. 青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究(1995). 北京: 科学出版社, 1996. 74~84
- 阴家润, 崔之久, 葛道凯, 等. 昆仑山口第四纪化石组合的生态环境分析及其对昆仑山隆升的意义. 地球科学, 1996, 21(3): 243~248
- 刘耕年, 崔之久, 葛道凯, 等. 昆仑山垭口小南川末次冰期早期成层堆积的沉积特征和气候意义. 地理学报, 1997, 52(4): 331~337
- 崔之久, 伍永秋, 刘耕年. "昆仑-黄河运动"的发现与特征. 科学通报, 1997, 42(18): 1986~1989
- 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
- 崔之久, 伍永秋, 刘耕年, 等. 青藏公路昆仑山垭口天然剖面记录. 见: 施雅风, 李吉均, 李炳元主编. 青藏高原晚新生代隆升与环境变化. 广州: 广东科技出版社, 1998. 82~114
- 崔之久, 伍永秋, 葛道凯, 等. 昆仑山垭口地区第四纪环境演变. 海洋地质与第四纪地质, 1999, 19(1): 53~62
- Wu Y Q, Cui Z J, Liu G N, et al. Quaternary geomorphological evolution of the Kunlun Pass area and uplift of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau. Geomorphology, 2001, 36: 203~216[DOI]
- Kirschvink J L. The least-squares line and plane and the analysis of the paleomagnetic data. Roy Astronom Soc Geophys J, 1980, 62: 699~718
- McElhinny M W. Statistical significance of the fold test in paleomagnetism. Roy Astronom Soc Geophys J, 1964, 8: 33~40
- Tauxe L. Paleomagnetic Principles and Practice. Kluwer Academic Publishers: Dordrecht, 1998. 121~170
- Cande S C, Kent D V. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. Journal of Geophysical Research, 1995, 100: 6093~6095[DOI]
- Valencio D A, Linares E, Villas J F. On the age of the Matuyama-Gauss transition. Earth Planet Sci Lett, 1970, 8: 179~182
- Mankinen E A, Dalrymple G B. Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0~5 m.y. B.P. J Geophys Res, 1979, 84: 615~626
- 李海兵, 戚学祥, 朱迎堂, 等. 2001年东昆仑地震( $M_s = 8.1$ )不对称的同震地表破裂构造: 单侧块体运动为主及青藏高原内部物质向东滑移的证据. 地质学报, 2004, 78(5): 633~640
- Lin A, Fu B, Guo J, et al. Co-seismic strike-slip and rupture length produced by the 2001  $M_s$  8.1 central Kunlun earthquake. Science, 2002, 296: 2015~2017[DOI]
- Li H B, Xu Z Q, Chen W. The southern margin strike-slip fault zone of the East Kunlun Mountains: An important consequence of intracontinental deformation. Continental Dynamics, 1997, 1(2): 146~155
- Tapponnier P, Xu Z, Roger F, et al. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. Science, 2001, 294: 1671~1677[DOI]
- 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
- 李吉均, 方小敏. 青藏高原隆升与环境变化研究. 科学通报, 1998, 43(15): 1569~1574
- Song C H, Fang X M, Li J J, et al. Tectonic uplift and sedimentary evolution of the Jiuxi Basin in the northern margin of the Tibetan Plateau since 13 Ma BP. Science in China, Ser D, 2001, 44(Suppl): 192~202
- 方小敏, 李吉均, 朱俊杰, 等. 甘肃临夏盆地新生代地层绝对年代测定与划分. 科学通报, 1997, 42(14): 1457~1471
- 吕厚远, 王苏民, 吴乃琴, 等. 青藏错鄂湖 2.8 Ma 来的孢粉记录. 中国科学, D 辑, 2001, 31(增刊): 234~240
- 宋春晖, 方小敏, 李吉均, 等. 高原东北部贵德盆地上新世沉积演化及其意义. 第四纪研究, 2003, 23(1): 92~102

(2005-01-24 收稿, 2005-03-15 收修改稿)