

# 青藏高原北缘昆仑山中段构造 隆升的磷灰石裂变径迹记录

柏道远<sup>1,2</sup> 孟德保<sup>2</sup> 刘耀荣<sup>1</sup> 马铁球<sup>2</sup>

(1. 中国地质大学资源学院, 湖北 武汉 430074; 2. 湖南省地质调查院, 湖南 湘潭 411100)

**摘要:** 3 组磷灰石裂变径迹年龄分别反映出阿尔金地块白垩纪末(69.5±2.9)Ma、昆仑山前山地带和昆仑山后山地带(高原区北缘)上新世晚期(4.2±0.8)Ma 和(3.9±0.6)Ma、早更新世中期(1.66±0.31)Ma 等 3 次构造抬升事件。根据磷灰石裂变径迹分析样品的古埋深及据前人有关资料推测的古地表高程, 换算出样品的古海拔高程, 再由高程差得出绝对构造抬升量, 绝对抬升速率为绝对抬升量与时间(裂变径迹年龄)差之比。计算结果: 阿尔金山北缘 69Ma 以来总共抬升了 4 940 m, 平均抬升速率为 0.072 mm/a。昆仑山前山地带 4.15 Ma 至 1.66 Ma 间总共抬升了 1 380 m, 平均抬升速率为 0.55 mm/a; 1.66 Ma 以来总共抬升了 4 140 m, 平均抬升速率为 2.49 mm/a。昆仑山后山地带 3.85 Ma 至 1.66 Ma 间总共抬升量约为 1 500 m, 平均抬升速率为 0.70 mm/a; 1.66 Ma 以来总共抬升量约为 5 140 m, 平均抬升速率为 3.19 mm/a。结合有关阶地特征及年龄, 推算出 21 ka 左右的晚更新世末以来昆仑山后山的抬升速率可能达 11 mm/a。昆仑山后山地带较前山地带 4 Ma 以来相对抬升了 1 120 m, 二者的平均隆升速率比约为 1.2。

**关键词:** 青藏高原北缘; 构造隆升; 磷灰石; 裂变径迹

**中图分类号:** P542<sup>+</sup>.1 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000—3657(2003)03—0240—07

确定青藏高原在过去地质历史时期的隆升时限、隆升幅度和速率主要有两种手段, 第一种是综合古地理研究方法, 通过包括地层古生物、古土壤、地貌(古岩溶和夷平面)、古冰川等在内的多学科的综合研究, 恢复古地理环境, 推测隆起的幅度、时代和形式<sup>[1-13]</sup>。第二种是同位素年代学方法, 通过特征矿物或全岩的 Rb-Sr、K-Ar 或裂变径迹年龄, 推算抬升速率及隆起年代<sup>[14]</sup>。前一种手段所利用的是代用指标, 其所获得的数据一般是半定量的或推测性的。后一种手段简捷而快速, 并很容易获得中间过程, 尤其是日趋成熟的磷灰石裂变径迹分析已成为一种极为重要的研究地质体隆升与低温热历史的工具。

前人论及青藏高原隆升过程及抬升量时, 一般均指高原地表高程的抬升, 上述综合古地理研究方法多属此类。鉴于地表存在强烈的剥蚀作用, 这种抬升量显然为一种视抬升量, 而非地壳绝对抬升量。地表高程抬升或视抬升对认识高

原气候与环境演化固然有着最为直接而重要的意义, 而绝对抬升量对于认识高原隆升与盆地耦合机制及其深层地球动力学背景则无疑更为重要。

笔者在 1:25 万且末县一级电站幅和银石山幅区域地质调查中, 在昆仑山和阿尔金山采送了 4 个磷灰石裂变径迹分析样, 根据磷灰石裂变径迹年龄, 结合磷灰石裂变径迹分析样品的古埋深及据前人有关资料推测的古地表高程等, 尝试对高原北缘昆仑山及阿尔金山的隆升时代、绝对抬升幅度及抬升速率等进行了计算, 获得青藏高原北缘白垩纪末以来, 尤其是晚新生代以来构造抬升量与抬升速率的有关数据, 填补了高原北缘这方面成果的空白。

## 1 采样位置及矿物裂变径迹分析结果

研究区位于阿尔金山西南端与昆仑山结合地带, 属东、西昆仑相接的昆仑山中段。磷灰石及锆石(锆石样品不是本

收稿日期: 2003-01-07; 改回日期: 2003-04-10

基金项目: 国土资源部地质大调查项目(19991300009051)资助。

作者简介: 柏道远, 男, 1967 年生, 硕士生, 高级工程师, 从事区域地质调查工作; E-mail: daoyuanbai@hotmail.com。

文讨论重点,但作为一种区域资料,将其分析结果一并发表) 裂变径迹分析样品的采样位置如图1所示。样品  $H_1$  位于阿尔金山北缘,紧邻塔里木盆地,赋存岩石为早石炭世花岗闪长岩。样品  $H_2$  和  $H_3$  位于昆金结合带以南,属塔里木向高原过渡的昆仑山前山地带,赋存岩石均为晚二叠世花岗闪长岩。昆仑山前山地带北与塔里木盆地和吐拉盆地相接,水系总体呈南北向,沟-岭地貌发育,切割强烈,沟、岭海拔自北而南总体上逐渐升高。样品  $H_4$  位于昆仑山后山地带,赋存岩石为早石炭世花岗闪长岩。昆仑山后山地带相对低凹处的海拔高度一般均在 4700 m 以上,地势高且总体平缓,除部分强抬

升断块区外地形总体高差不大,大面积的冲洪积平原发育,表明其已属高原区范畴,为与高原腹地相接的高原区北缘。各所测样点高程以 GPS 测得,误差小于 100 m,对大幅度的高原隆升量的计算其影响可忽略不计。样品由国家地震局地质研究所第九室分析测定。采用 SRM612 标准铀玻璃和 Zeta 常数标准法计算矿物裂变径迹年龄,该实验室裂变径迹定年的 Zeta 常数为  $352.4 \pm 29$ 。各样品裂变径迹分析结果见表 1 和图 2。

## 2 测试结果分析与构造抬升计算

结合样品构造部位,上述样品分析结果反映出构造抬升事件、抬升量、平均及分段抬升速率、差异隆升情况等多方面信息。

### 2.1 构造运动及构造抬升事件

研究表明,样品中退火带的径迹特点得以保存,是由于后期构造运动将地质体快速抬升至近地表造成的<sup>[15-16]</sup>。如果花岗岩侵入以后的冷却是由于构造抬升和冷却的结果,则裂变径迹记录了矿物通过它的封闭温度时相应的深度和时间。据测试结果,本次样品平均裂变径迹年龄明显可分为 4 组,其分别反映出 4 期构造运动或构造抬升事件。自早至晚分别为:①  $H_1$  与  $H_4$  的锆石平均裂变径迹年龄分别为  $(281.9 \pm 24.8)$  Ma 和  $(292.0 \pm 17.6)$  Ma,反映出早中二叠世交界的构造事件,并可能表明该时期阿尔金山北缘与南面昆仑地区具相近的区域动力学构造背景;②  $H_1$  的磷灰石平均径迹年龄为  $(69.5 \pm 2.9)$  Ma,反映出阿尔金山地块白垩纪末的一次构造抬升与剥露作用;③  $H_3$  与  $H_4$  的磷灰石平均径迹年龄分别为  $(4.2 \pm 0.8)$  Ma 和  $(3.9 \pm 0.6)$  Ma,表明上新世晚期昆仑山北坡及青藏高原北缘经历了一次构造抬升与剥露作用;④  $H_2$  的磷灰石平均径迹年龄为  $(1.66 \pm 0.31)$  Ma,表明早更新世中期高原北缘或昆仑山经历了一次构造抬升和剥露作用。

如表 1 及图 2 所示,区内磷灰石的长度分布均呈近对称式单峰分布;平均长度  $11.90 \sim 13.35 \mu\text{m}$ ,基本在  $12.0 \sim 14.0 \mu\text{m}$  之间;长度偏差为  $1.46 \sim 1.67 \mu\text{m}$ ,位于  $1.2 \sim 2.0 \mu\text{m}$  之间,其长度分布特征为无扰动基岩型,表面年龄代表冷却年龄<sup>[7]</sup>,反映样品冷却至封闭温度以来的时间。

上述磷灰石裂变径迹年龄结果清楚表明阿尔金山的构造抬升比昆仑山或青藏高原北缘早得多,前者白垩纪末(69 Ma 左右)即开始经历小于  $110^\circ\text{C}$ (磷灰石封闭温度)的冷却作用,而后者直到上新世末(4 Ma 左右)才开始经历小于  $110^\circ\text{C}$  的冷却作用。

据区域资料<sup>[1]</sup>,上述分析样品  $H_2$ 、 $H_3$  和  $H_4$  的两组磷灰石裂变径迹年龄可分别对应于 3.6 Ma 发动的青藏运动 A 幕和 1.7 Ma 发动的青藏运动 C 幕,暗示样品分析结果的精确度与可信度较高。

### 2.2 构造抬升量及抬升速率

#### 2.2.1 构造抬升量及抬升速率计算

鉴于昆仑山与阿尔金山由于山脉的隆起而遭受过强烈

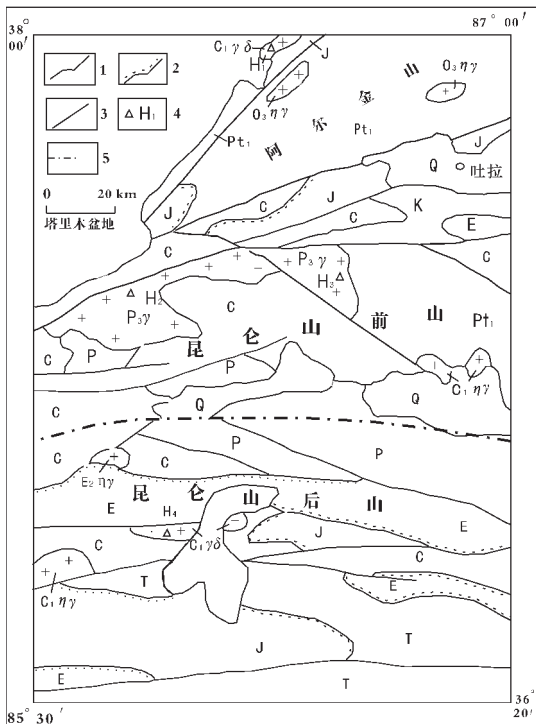


图 1 采样位置及区域地质略图

Q—第四纪地层; E—古近纪地层; K—白垩纪地层; J—侏罗纪地层; T—三叠纪地层; P—二叠纪地层; C—石炭纪地层;  $Pt_1$ —早元古代地层;  $E_2\eta\gamma$ —始新世二长花岗岩;  $P_2\gamma$ —晚二叠世二长花岗岩—花岗闪长岩;  $C_1\gamma\delta$ —早石炭世花岗闪长岩;  $C_1\eta\gamma$ —早石炭世二长花岗岩;  $O_3\eta\gamma$ —晚奥陶世二长花岗岩; 1—整合及侵入地质界线; 2—角度不整合地质界线; 3—断裂; 4—裂变径迹年龄样采样点位置及编号; 5—昆仑山前山与后山分界线

Fig. 1 Geological sketch map showing the sampling location Q—Quaternary; E—Paleogene; K—Cretaceous; J—Jurassic; T—Triassic; P—Permian; C—Carboniferous;  $Pt_1$ —Paleoproterozoic;  $E_2\eta\gamma$ —Eocene monzogranite;  $P_2\gamma$ —Late Permian monzogranite—granodiorite;  $C_1\gamma\delta$ —Early Carboniferous granodiorite;  $C_1\eta\gamma$ —Early Carboniferous monzogranite;  $O_3\eta\gamma$ —Late Ordovician monzogranite; 1—Conformity and geological boundary of intrusion; 2—Unconformity, geological boundary; 3—Fault; 4—Locations and numbers of fission-track samples; 5—Boundary between the front and rear zones of the Kunlun Mountains

表 1 锆石与磷灰石裂变径迹分析

Table 1 Data of zircon and apatite fission-track analysis

样品号	海拔高程/m	颗粒数	$\rho_s/(10^5 \cdot \text{cm}^{-2})$	$N_s$	$\rho_i/(10^5 \text{次} \cdot \text{cm}^{-2})$	Ni	$\gamma$	T/Ma	L/ $\mu\text{m}$ [N]
ApH <sub>1</sub>	1800	21	4.32	889	13.66	2813	0.984	69.5 ± 2.9	13.01 ± 1.67[50]
ApH <sub>2</sub>	3000	21	0.14	29	18.80	3949	0.639	1.7 ± 0.3	12.22 ± 1.46[20]
ApH <sub>3</sub>	3880	19	0.26	49	11.99	2278	0.937	4.2 ± 0.8	11.90 ± 1.52[19]
ApH <sub>4</sub>	5100	21	0.26	45	15.27	2626	0.699	3.9 ± 0.6	13.35 ± 1.57[16]
ZiH <sub>1</sub>	1800	10	361.2	5960	127.2	2098	0.93	281.9 ± 24.8	
ZiH <sub>4</sub>	5100	10	262.7	4019	960.8	1470	0.943	292.0 ± 17.6	

注: Ap—磷灰石; Zi—锆石;  $\rho_s$ —矿物中  $^{238}\text{U}$  的自发裂变径迹密度; Ni 及  $N_s$ —所测的径迹数;  $\rho_i$ —矿物中  $^{235}\text{U}$  诱发裂变径迹密度;  $\gamma$ —相关系数; L—径迹长度; N—参与长度统计的径迹数。

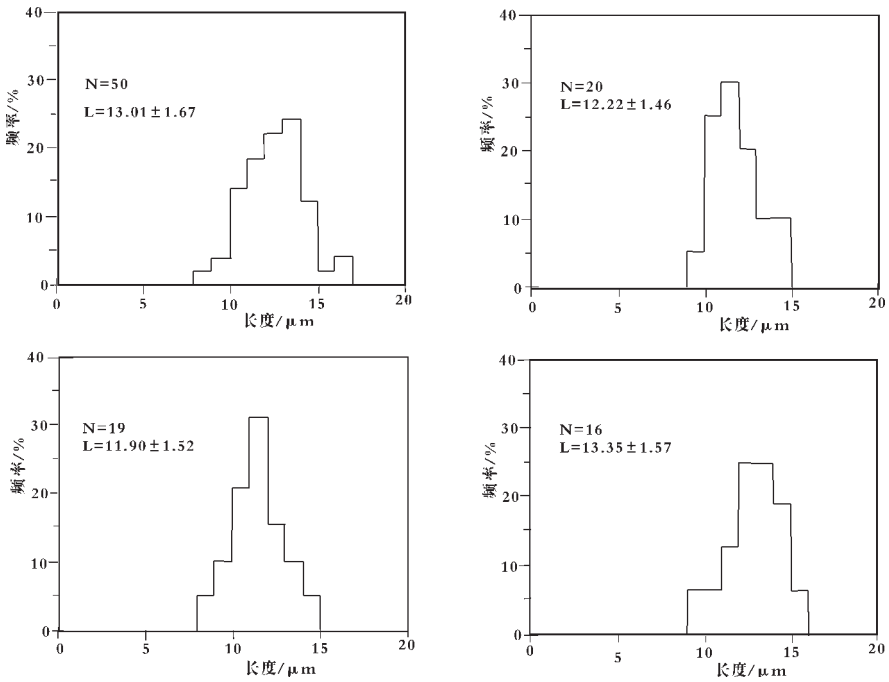


图 2 磷灰石裂变径迹长度分布图

Fig. 2 Apatite fission-track length distribution

的剥蚀作用,显然不能直接以不同时期地表高程之差,而应以地质体中取样对象在不同历史时期的绝对海拔高程差来作为绝对抬升量。为此,笔者根据裂变径迹分析的原理与方法,确定计算绝对构造抬升量的方法如下:通过磷灰石裂变径迹的封闭温度与地温梯度,计算出磷灰石裂变径迹分析样品的古埋深(封闭温度/地温梯度);根据有关文献资料确定各样点对应于其裂变径迹年龄的古地表高程,则样点(或取样对象)的古海拔高程应为古地表高程与埋深之差,再根据样点不同时期海拔高程之差计算构造抬升量。以计算公式表达即为:

$$\begin{aligned} & \text{样点古海拔高程} \\ & = \text{古地表高程} - \text{磷灰石封闭温度/地温梯度} \end{aligned} \quad (1)$$

绝对抬升量

$$= t_2 \text{ 时样点海拔高程} - t_1 \text{ 时样点海拔高程} (t_2 \text{ 晚于 } t_1)$$

(2)

1) 封闭温度与埋深的确定。造山带地温梯度较高,一般的值是  $35^\circ\text{C}/\text{km}$ ,而对应这个温度的锆石和磷灰石的封闭温度一般分别为  $200^\circ\text{C}$  和  $110^\circ\text{C}$ 。据此计算出磷灰石通过其封闭温度时的深度(或埋深)为  $3140\text{m}$ 。

2) 各样点对应古地表高程的确定。前已述及,本次测定样品裂变径迹年龄据其大小可分为 4 组,其所代表的 4 个地质历史时期地表高程不尽相同,同一时期不同样点还因所处地理或地貌位置不同而可能相异。

① 由点  $H_1$  和点  $H_4$  的锆石裂变径迹年龄分别为

(281.9±24.8)Ma 和 (292.0±17.6)Ma 所代表的早二叠世与中二叠世交界时期。区域构造背景大体为古特提斯发育时期,其地表海拔应较低或近于0,兹对其取值0 m。

② 点 H<sub>1</sub> 的磷灰石平均径迹年龄 (69.5±2.9)Ma 所代表的白垩纪末期。此时点北面为塔里木盆地海相沉积盆地发育末期,可对其地表海拔高程取值0 m。

③ H<sub>3</sub> 与 H<sub>4</sub> 的磷灰石平均径迹年龄分别为 (4.2±0.8)Ma 和 (3.9±0.6)Ma 所代表的上新世晚期。李吉均<sup>[1]</sup>根据古地貌面、古生物及古气候特征等认为该时期高原面高程为800 m左右;魏明建<sup>[4]</sup>等根据对古孢粉的研究,认为上新世晚期藏北地表已达3 000 m;根据在珠穆朗玛峰地区收集的资料推断青藏高原上新世已达海拔2000~3 000 m的高度<sup>[5]</sup>;而崔之久等<sup>[7]</sup>根据古喀斯特遗迹推断上新世青藏高原的海拔高度约1 000 m。综合上述资料,并考虑到高原隆升过程的不均一性,对上新世晚期点 H<sub>4</sub> (昆仑山后山)对应的高原面高程取值2 000 m;点 H<sub>3</sub> (昆仑山前山)位于盆地向高原的过渡地带,其海拔肯定较 H<sub>4</sub> 低,按一般山前的总体坡度大致估算,对其对应的古地表高程取值1 500 m。

④ H<sub>2</sub> 的磷灰石平均径迹年龄 (1.66±0.31)Ma 所代表的早更新世中期。确定该时期的地表高程主要根据以下两点:李吉均<sup>[1]</sup>认为1.7 Ma 前后青藏高原海拔为2 300 m左右, H<sub>2</sub> 由于位于盆地向高原过渡的前山地带,同样考虑前山地带的坡度,大致估算其对应的古地表高程约为2 000 m左右。又 H<sub>2</sub> 与 H<sub>3</sub> 同处于前山地带且其连线与山脉走向基本一致,两点所对应的古地表高程可认为大致相近;而上新世晚期 H<sub>3</sub> 地表海拔高程取值1 500 m,因高原持续隆升其更新世中期高程较上新世晚期当有一定量的增加,估计可能达2 000 m左右。综合考虑以上因素,对点 H<sub>2</sub> (前山地带)早更新世中期对应的古地表高程取值2 000 m。

3) 隆升量及隆升速率计算结果。据上述确定各样点或样品的封闭温度与埋深及其对应的古地表高程等参数,以前述公式(1)计算出样点古海拔高程,再结合样点现代(地表)高程,以公式(2)计算出各样点进入封闭温度以来总体抬升量如表2所示。此外,根据表中有关数,利用公式(2)可计算出阶段性绝对抬升量与抬升速率。有关具体计算结果如下:

阿尔金山北缘(H<sub>1</sub>)约282 Ma 以来总共抬升了7 520 m,平均抬升速率为0.027 mm/a;约69 Ma 以来总共抬升了4 940 m,平均抬升速率为0.072 mm/a;282~69 Ma 间总共抬升了2 580 m,平均抬升速率为0.012 mm/a。塔里木盆地向高原过渡的昆仑山前山地带(H<sub>2</sub>与H<sub>3</sub>)约4.15 Ma 以来总共抬升了5 520 m,平均抬升速率为1.33

mm/a;约1.66 Ma 以来总共抬升了4 140 m,平均抬升速率为2.49 mm/a;4.15~1.66 Ma 间总共抬升了1 380 m,平均抬升速率为0.55 mm/a。昆仑山后山地带或高原区北缘(H<sub>4</sub>)约290 Ma 以来总共抬升了10 820 m,平均抬升速率为0.037 mm/a;约3.85 Ma 以来总共抬升了6 640 m,平均抬升速率为1.72 mm/a;290~3.8 Ma 间总共抬升了4 180 m,平均抬升速率为0.015 mm/a。

上述隆升过程特征见图3所示。需指出,由于H<sub>2</sub>与H<sub>3</sub>处于同一隆升单元中,图中H<sub>3</sub>于1.66 Ma 的高程由H<sub>2</sub>的高程加上其现代高程之差得出。

此外,如按一般情况考虑,假定4 Ma 左右以后山地带与前山地带的抬升速率之比基本稳定,按上述数据可相应换算出昆仑山后山地带3.85~1.66 Ma 间的平均抬升速率约为0.70 mm/a,总共抬升量约为1 500 m;1.66 Ma 以来的平均抬升速率约为3.19 mm/a,总共抬升量约为5 140 m。

为更加细致地刻画出昆仑山的抬升过程,笔者根据上述基于磷灰石裂变径迹分析结果计算出的有关抬升参数,结合区内阶地相的错差及阶地年代等,进一步推导出晚更新世末约21 ka 左右以来昆仑山前山的隆升速率。

研究区中部东面金水河河口发育一北西西向新构造断裂,从地理地貌特征来看,该断裂正好构成昆仑山前山与昆仑山后山的分界线。断裂南面河谷呈一规则的箱状,河岸壁陡立,发育三级侵蚀阶地(T<sub>5</sub>、T<sub>4</sub>、T<sub>3</sub>)和一级基座阶地(T<sub>2</sub>)。时代最新的基座阶地(T<sub>2</sub>)砾石层的光释光年龄为(22±11)ka。断裂北面河谷宽阔,河床两侧发育T<sub>1</sub>—T<sub>4</sub>级堆积阶地,其中第二级阶地堆积物的光释光年龄为(21±2)ka,可与断裂南面基座阶地(T<sub>2</sub>)对比。野外测量结果表明断裂北面(前山)第二级阶地较南面(后山)同级阶地高出约40 m,反映出晚更新世末

表2 各样点埋深与古高程及总抬升量换算

Table 2 Conversion of the paleo-burial depths with the paleo-altitudes and total uplift amount of the earth's surface at various sample points

样点号	H <sub>1</sub>		H <sub>2</sub>		H <sub>3</sub>		H <sub>4</sub>	
	Ap	Zi	Ap	Ap	Ap	Zi	Ap	Zi
平均径迹年龄/Ma	69±3	282±25	1.66±0.31	4.15±0.82	3.85±0.58	292±18		
古埋深/m	3140	5720	3140	3140	3140	5720		
对应古地表高程/m	0	0	2000	1500	2000	0		
古海拔高程/m	-3140	-5720	-1140	-1640	-1140	-5720		
现代海拔高程/m	1800		3000	3880	5100			
总绝对抬升量/m	4940	7520	4140	5520	6640	10820		

注:Ap—磷灰石;Zi—锆石。

约 21 ka 以来昆仑山后山相对前山抬升了约 40 m, 相对抬升速率为 1.9 mm/a。如以后述二者的差异抬升速率与后山平均绝对抬升速率之比为 0.17 来计算, 1.9 mm/a 的平均相对抬升速率暗示后山地带和前山地带在晚更新世末以来的整体抬升速率可能分别达 11 mm/a 和 9 mm/a。江万等<sup>[4]</sup>对昆仑山北坡(前山)实地检测, 发现其年抬升平均速率为 8 mm, 这与笔者计算出的 9 mm/a 的结论惊人的一致, 此从一个侧面证明上述对高原隆升幅度和速率的计算方法以及分析样品的有关测试数据可信度很高。

由此可见, 上新世以来高原隆升速率越来越快, 最强烈的隆升是早更新世中期至现代。

### 2.2.2 差异隆升

上述计算数据反映出青藏高原北缘中昆仑一带(中)新生代以来, 自塔里木盆地南缘向南至高原区构造抬升量总体增加的差异隆升特征: 阿尔金山北缘 69 Ma 年以来的抬升量总共 4 940 m; 昆仑山前山地带与后山地带约 4 Ma 以来抬升量分别达 5 520 m 和 6 640 m, 后山较前山相对抬高了 1 120 m, 二者的平均隆升速率比约为 1.2, 差异抬升速率与昆仑山后山地带绝对抬升速率比约为 0.17。这种根据裂变径迹年龄所计算出的昆仑山后山与前山地带间的差异隆升, 与其磷灰石裂变径迹长度(表 1)所反映出的信息完全相符:  $H_2$ (后山)的平均径迹长度为  $(13.35 \pm 1.57) \mu\text{m}$ ,  $H_3$ (前山)平均径迹长度为  $(11.90 \pm 1.52) \mu\text{m}$ , 前者较后者长出约 1.5  $\mu\text{m}$ , 表明前者在部分退火带中所滞留的时间更短, 即其抬升速率更快。

需指出, 上述差异隆升分析主要是基于昆仑山前山与后山地带所进行, 而前山与后山实质上是一种地理地貌区带划分而非构造分区, 区域上是否普遍存在前山与后山间的差异抬升作用目前尚不清楚。从横向上看, 青藏高原北缘均可自北而南划分为盆地、昆仑山前山、昆仑山后山(高原区北缘)等地理地貌区带, 其中前山与后山的有关地貌特征总体上与第一节中所述相同, 而从前述区内有关隆升计算结果及前、后山分界线上发育新构造活动断裂来看, 中昆仑地区存在后山相对前山的差异抬升作用当无疑问。鉴于此, 笔者认为区域上昆仑山均存在后山相对前山的差异隆升, 可能只是程度不一而已。

## 3 问题讨论

以上根据磷灰石裂变径迹分析结果并结合少量阶地测试数据等, 对青藏高原北缘, 主要是昆仑山中段上新世晚期以来的绝对抬升量与抬升速率进行了计算。显然, 这种计算方法及计算结果是概略性的, 主要表现为两点: 一是计算中采用的某些参数具有一定的不确定性, 如古地表高程是根据

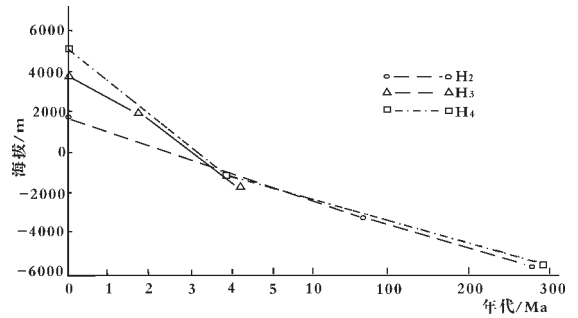


图 3 各样点隆升过程示意图

Fig. 3 Uplift process of every sample point

前人的不同认识综合考虑所确定, 且前人的认识也是根据生物、地貌等特征间接推定所得; 磷灰石裂变径迹的封闭温度可有一定的浮动区间; 参与计算的裂变径迹年龄具有一定误差等。二是高原北缘的抬升作用在横向上肯定更为复杂, 各区块内部尚存在次级的差异抬升作用, 如研究区的后山地带内部即因差异抬升而具多个相对抬升断块相间排列的地貌格局。尽管如此, 笔者认为这一计算仍具较大的现实意义。

首先, 高原北缘中昆仑上新世末以来的分时段绝对隆升量与隆升速率提供了量化数据, 虽然所采用有关参数具不确定性, 但这种不确定性相对有限, 使得计算结果总体上具可信度。青藏高原的隆升机制与隆升过程复杂, 不同区域、不同时期的构造抬升量与抬升速率均可能存在差异, 事实上前人关于高原隆升幅度与过程的认识也大多是概略的, 不同学者或不同研究方法对于同一问题的研究结论也往往存在不同程度的差异, 从此意义上讲, 上述计算结果对全面认识高原隆升过程不失为一种有益的资料补充。

其次, 计算中使用的一个最为关键的概念是同一地质体(样品点)在不同时期的海拔高程, 这样使得计算时考虑到了表层物质的剥蚀作用, 因此对于绝对抬升量的计算显然是必要且符合逻辑的; 而前人在进行抬升量的推算时一般均未利用这一概念, 计算结果通常只是一种视抬升值<sup>[4]</sup>。因此, 本文所采用计算方法对高原抬升量与抬升速率的研究思路具一定借鉴作用。事实上, 青藏高原隆升过程研究方法很多, 而每一种方法均有其自身局限性, 要更为全面、客观认识隆升过程无疑需要多种方法相结合, 更需要不断发现和使用新的分析方法与测试手段。

需要强调指出的是, 上述有关计算数据均仅限于昆仑山及阿尔金山, 并不代表青藏高原腹地。鉴于区域上存在昆仑山相对于南面高原腹地的隆起, 高原北部腹地的绝对抬升量比昆仑山显然要小。就测区而言, 南面高原腹地发育区域

主夷平面,根据夷平面高程、及其发育与解体年代,结合后山地带( $H_4$ )磷灰石裂变径迹分析结果,可计算出昆仑山后山3.7 Ma以来较高原腹地相对抬升了约3 000 m。有关详细情况有另文发表,由于篇幅所限,此不赘述。

## 4 结论

(1)  $(69.5 \pm 2.9)$  Ma 的磷灰石裂变径迹年龄反映出阿尔金地块白垩纪末的一次构造抬升事件;  $(4.2 \pm 0.8)$  Ma 和  $(3.9 \pm 0.6)$  Ma 的年龄反映上新世晚期昆仑山北坡及青藏高原北缘经历的一次构造抬升,与区域上青藏运动 A 幕对应;  $(1.66 \pm 0.31)$  Ma 的年龄反映早更新世中期高原北缘或昆仑山经历的一次构造抬升,与青藏运动 C 幕对应。

(2) 青藏高原北缘中昆仑地区上新世晚期以来抬升速率越来越快,且存在后山相对前山的差异抬升。昆仑山前山地带4.15~1.66 Ma 间总共抬升了1 380 m,平均抬升速率为0.55 mm/a; 1.66 Ma 以来总共抬升了4 140 m,平均抬升速率为2.49 mm/a。昆仑山后山地带3.85~1.66 Ma 间总共抬升量约为1 500 m,平均抬升速率为0.70 mm/a; 1.66 Ma 以来总共抬升量约为5 140 m,平均抬升速率为3.19 mm/a。晚更新世末21 ka 左右以来高原区和前山地带的整体抬升速率可能分别达11 mm/a 和9 mm/a。昆仑山后山与前山地带约4 Ma 以来抬升量分别达6 640 m 和5 520 m,前者较后者相对抬升高了1 120 m,二者的平均隆升速率比约为1.2。

(3) 有关计算结果具概略性质,但量化数据为全面、客观认识高原隆升过程补充了有益的资料,而计算方法与分析思路对高原隆升过程研究则具借鉴意义。

## 参考文献(References):

- [1] 李吉均. 青藏高原的地貌演化与亚洲季风[J]. 海洋地质与第四纪地质, 1999, 19(1): 1~9.  
Li Jijun. Landforms evolution and Asian seasonal-wind of Qinghai-Tibet plateau[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 1999, 19(1): 1~9 (in Chinese with English abstract).
- [2] 施雅风, 李吉均, 李炳元, 等. 青藏高原晚新生代隆升与环境变化[M]. 广州: 广东科技出版社, 1998. 1~463.  
Shi Yafeng, Li Jijun, Li Bingyuan, et al. Uplift and Environment Change of Qinghai-Tibet Plateau in Late Cenozoic [M]. Guangzhou: Guangdong Scientific and Technological Publishing House, 1998. 1~463 (in Chinese with English abstract).
- [3] 李吉均, 方小敏. 青藏高原隆起与环境变化研究[J]. 科学通报, 1998, 43(15): 1 569~1574.  
Li Jijun, Fang Xiaomin. Uplift and environment change of Qinghai-Tibet plateau[J]. Chinese Science Bulletin, 1998, 43(15): 1 569~1 574 (in Chinese).
- [4] 魏明建, 王成善, 万晓樵, 等. 第三纪青藏高原面高程与古植被变迁[J]. 现代地质, 1998, 12(3): 318~325.  
Wei Mingjian, Wang Chengshan, Wan Xiaoqiao, et al. Tertiary altitude and paleoplant flux of Qinghai-Tibet plateau[J]. Geoscience, 1998, 12(3): 318~325 (in Chinese with English abstract).
- [5] 李炳元, 潘保田. 青藏高原古地理环境研究[J]. 地理研究, 2002, 21(1): 61~70.  
Li Bingyuan, Pan Baotian. Paleo-geographical environment of Qinghai-Tibet plateau[J]. Geographical Sciences, 2002, 21(1): 61~70 (in Chinese with English abstract).
- [6] 肖序常, 李廷栋, 李光岑, 等. 喜马拉雅岩石圈构造演化总论[M]. 北京: 地质出版社, 1988.  
Xiao Xuchang, Li Tingdong, Li Guangcen, et al. Himalaya Lithospheric Tectonic Evolution[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1988 (in Chinese with English abstract).
- [7] 崔之久, 郑本兴. 珠穆朗玛峰地区的喀斯特[A]. 见: 珠穆朗玛地区科学考察报告 (1966~1968) (第四纪地质)[C]. 北京: 科学出版社, 1975.  
Cui Zhijiu, Zheng Benxing. The karst in the Qomolangma area[A]. In: Science Research Report on Qomolangma Area (1966~1968) (Quaternary geology) [C]. Beijing: Science Press, 1975 (in Chinese with English abstract).
- [8] Shackleton R M, 常承发. 青藏高原新生代的隆起和变形——地貌证据[A]. 见: 中—英青藏高原综合地质考察队编. 青藏高原地质演化[C]. 北京: 地质出版社, 1990. 372~382.  
Shackleton R M, Chang Chengfa. Cenozoic uplift and deformation on Qinghai-Tibet plateau——landforms evidence [A]. in: Sino-British Qinghai-Tibet Plateau Comprehensive Geological Research Team (ed.). Qinghai-Tibet Plateau Geological Evolution [C]. Beijing: Geological Publishing House, 1990. 372~382 (in Chinese with English abstract).
- [9] 崔之久, 高全洲, 刘耕年, 等. 夷平面、古岩溶与青藏高原隆升[J]. 中国科学(D辑), 1996, 26(4): 378~375.  
Cui Zhijiu, Gao Quanzhou, Liu Gengnian, et al. Planation surface, paleokarst and Qinghai-Tibet plateau rising [J]. Science in China (series D), 1996, 26(4): 378~375 (in Chinese).
- [10] 中国科学院青藏高原综合科学考察队. 青藏高原隆起的时代、幅度和形式问题[M]. 北京: 科学出版社, 1981. 1~175.  
Qinghai-Tibet Plateau Comprehensive Scientific Research Team Chinese Academy of Sciences. The Age, Magnitude and Form of Qinghai-Tibet Plateau Uplift [M]. Beijing: Science Press, 1981. 1~175 (in Chinese with English abstract).
- [11] 李吉均, 方小敏, 潘保田, 等. 新生代晚期青藏高原强烈隆起及其对周边环境的影响[J]. 第四纪研究, 2001, 21(5): 381~390.  
Li Jijun, Fang Xiaomin, Pan Baotian, et al. Qinghai-Tibet plateau violent uplift and the influence upon circumjacent environment in late Cenozoic [J]. Quaternary Sciences, 2001, 21(5): 381~390 (in Chinese with English abstract).
- [12] 李吉均, 文世宣, 张青松. 青藏高原隆升的时代、幅度和形式的探讨[J]. 中国科学(B)辑, 1979, (6): 608~616.  
Li Jijun, Wen Shixuan, Zhang Qingsong. The age, scope and form of Qinghai-Tibet plateau uplift [J]. Science in China (Series B), 1979, (6): 608~616 (in Chinese).

- [13] 吴锡浩,安芷生.黄土高原黄土-古土壤序列与青藏高原隆升[J]. 中国科学(D辑),1996,26(2):103~110.  
Wu Shihao, An Zhisheng. Loess plateau loess-paleosol sequence and Qinghai-Tibet plateau uplift [J]. Science in China(Series D), 1996, 26(2):103~110(in Chinese).
- [14] 江万,莫宣学,赵崇贺,等.矿物裂变径迹年龄与青藏高原隆升速率研究[J].地质力学学报,1998,4(1),13~17.  
Jiang Wan, Mo Xuanxue, Zhao Chonghe, et al. Mineral fission-track ages and Qinghai-Tibet plateau uplift velocity [J]. Journal of Geomechanics, 1998, 4(1): 13~17(in Chinese with English abstract).
- [15] Naeser C W. Fission on track dating and geological annealing of fission tracks[A]. In Jager and Hunziker J C (eds.). Lectures in Isotope geology[C]. Berlin: Springer-Verlag, 1979. 154~159.
- [16] Green P F. Thermal and tectonic history of the east midlands shelf (onshore U.K.), and surrounding regions assessed by apatite fission track analysis [J]. J. Geol. Soc., London, 1989, 146: 755~774.
- [17] Wagner G A. Fission-Track Dating[M]. Dordrecht: Kluwer Academic Publisher, 1992.

## Apatite fission-track records of the tectonic uplift of the central segment of the Kunlun Mountains on the northern margin of the Qinghai-Tibet Plateau

BAI Dao-yuan<sup>1,2</sup>, MENG De-bao<sup>2</sup>, LIU Yao-rong<sup>1</sup>, MA Tie-qiu<sup>2</sup>

(1. Faculty of Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, Hubei, China;

2. Hunan Institute of Geology Survey, Xiangtan 411100, Hunan, China)

**Abstract:** Three groups of apatite fission-track ages indicate three tectonic uplift events: the uplift of the Altyn Tagh block at the end of the Cretaceous ( $69.5 \pm 2.9$  Ma BP) and the uplifts of the front of the Kunlun Mountains and rear zone of the Kunlun Mountains (on the northern margin of the plateau region) in the late Pliocene ( $4.2 \pm 0.8$  Ma BP and  $3.9 \pm 0.6$  Ma BP) and in the middle Early Pleistocene ( $1.66 \pm 0.31$  Ma BP). The paleo-altitudes of the apatite fission-track samples are calculated on the basis of the paleo-burial depths of the samples and paleo-altitudes of the surface inferred according to previous relevant data, and then the absolute tectonic uplift amount is calculated, which is equivalent to the altitude difference and the absolute rate of tectonic uplift is equivalent to the ratio of the absolute uplift amount to the difference of apatite fission-track ages. The results of the calculation are as follows: the northern margin of the Altyn Tagh has risen 4 940 m since 69 Ma BP, with an average uplift rate of 0.072 mm/a; the front zone of the Kunlun Mountains has risen 1 380 m from 4.15 to 1.66 Ma BP, with an average uplift rate of 0.55 mm/a, and risen 4 140 m since 1.66 Ma BP, with an average uplift rate of 2.49 mm/a; the rear zone of the Kunlun Mountains has risen 1 500 m from 3.85 to 1.66 Ma BP, with an average uplift rate of 0.70 mm/a, and it has risen 5 140 m since 1.66 Ma BP, with an average uplift rate of 3.19 mm/a. In combination with the relevant terrace features and ages, it may be estimated that the average uplift rate of the rear zone of the Kunlun Mountains may have reached 11 mm/a since the end of the late Pleistocene (21 ka BP). The rear zone of the Kunlun Mountains may have risen 1 120 m relative to the front zone of the Kunlun Mountains since 4 Ma BP and the ratio of the average uplift rates of the two zones is about 1.2.

**Key words:** northern margin of the Qinghai-Tibet plateau; tectonic uplift; apatite; fission-track