

博格达山链新生代抬升过程及意义

王宗秀^{①*}, 李涛^②, 张进^②, 柳永清^③, 马宗晋^②

① 中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081;

② 中国地震局地质研究所, 北京 100029;

③ 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037

* E-mail: wangzongxiu@sohu.com

收稿日期: 2007-09-14; 接受日期: 2008-01-11

国家重点基础研究发展计划(编号: 2007CB411305)、国家自然科学基金项目(批准号: 40572116)和国家地质大调查项目(编号: 200113000078)资助

摘要 东天山的博格达-巴里坤山链是在晚古生代造山以及中生代伸展基础上于新生代强烈抬升而成, 其新生代再造山和隆升是欧亚大陆地质史上的标志性重要事件, 造就了东天山现今的盆山地貌格局. 运用低温热年代学方法, 通过系统批量采样, 获得了博格达山链新生代抬升过程的 3 个明显阶段: 5.6~19, 20~30 和 42~47 Ma, 其中 20~30 Ma 是最显著的一期隆升, 而且是山链整体的统一隆升, 这与西天山以及青藏高原北部同期的构造事件相似. 因此, 该期隆升意味着青藏高原向北扩展已经影响到了天山一线, 同时获得隆升的起动时间为不晚于 65 Ma, 其动力机制是否是印度-欧亚板块开始碰撞的响应目前还不清楚. 裂变径迹结果表明, 整个博格达-巴里坤山链在整个新生代的构造活动是分阶段的, 各期之间具有整体抬升和差异抬升之分, 而且沿山体的东西方向和南北方向上具有明显的差异性, 表现为隆升由西向东和由北向南迁移, 山体以向南的横向扩展为主要趋势. 东天山新生代的 3 期构造事件与青藏高原尤其是高原北部构造事件都能比较好的对应, 因此东天山新生代的构造事件很可能是青藏高原尤其是北部演化的响应.

关键词

东天山
博格达-巴里坤山链
隆升
裂变径迹

天山作为欧亚大陆内部的高大山系, 其经历了长期复杂的演化历史. 天山新生代隆升的动力学机制是板内俯冲下地壳缩短, 山体由箱式背斜和高角度逆冲叠瓦扇控制下的褶皱隆升机制, 山体与前陆盆地之间以高角度逆冲断裂分界, 并没有明显的低缓角度的推覆(滑覆)构造活动, 而相应的薄皮、缓倾角的逆冲推覆构造, 只发育于前陆盆地内(图 1). 有关天山隆升的研究和文献记载较多, 但涉及到具体而翔实的年代学数据却比较缺乏, 而且部分零星数据也多集中在西南天山或北天山西段. 前人曾运用磷灰石裂变径迹方法, 分别获得了西南天山(134~109

Ma)、南天山(109.6~68 Ma)以及北天山((89±2.3) Ma)的隆升数据 [1~4]. 包括研究区在内的东天山地区, 有关其新生代隆升的热年代学数据更是稀少. Hendrix 等 [5] 利用磷灰石裂变径迹法测得西天山玛纳斯地区晚渐新世至早中新世的揭顶作用, 也就是天山隆起遭受剥蚀的时间为距今 24 Ma; Windley 等 [6] 及 Allen 等 [7] 指出东天山渐新世磨拉石与下伏地层的不整合接触代表了天山隆升的起始时间; 邓起东等 [8] 根据新生代沉积物特点推断, 天山隆升的起始时间可能在早中新世. 综观上述研究成果, 由于样品稀少, 更是缺乏穿山剖面系统采样, 而且多集中在西天山等地

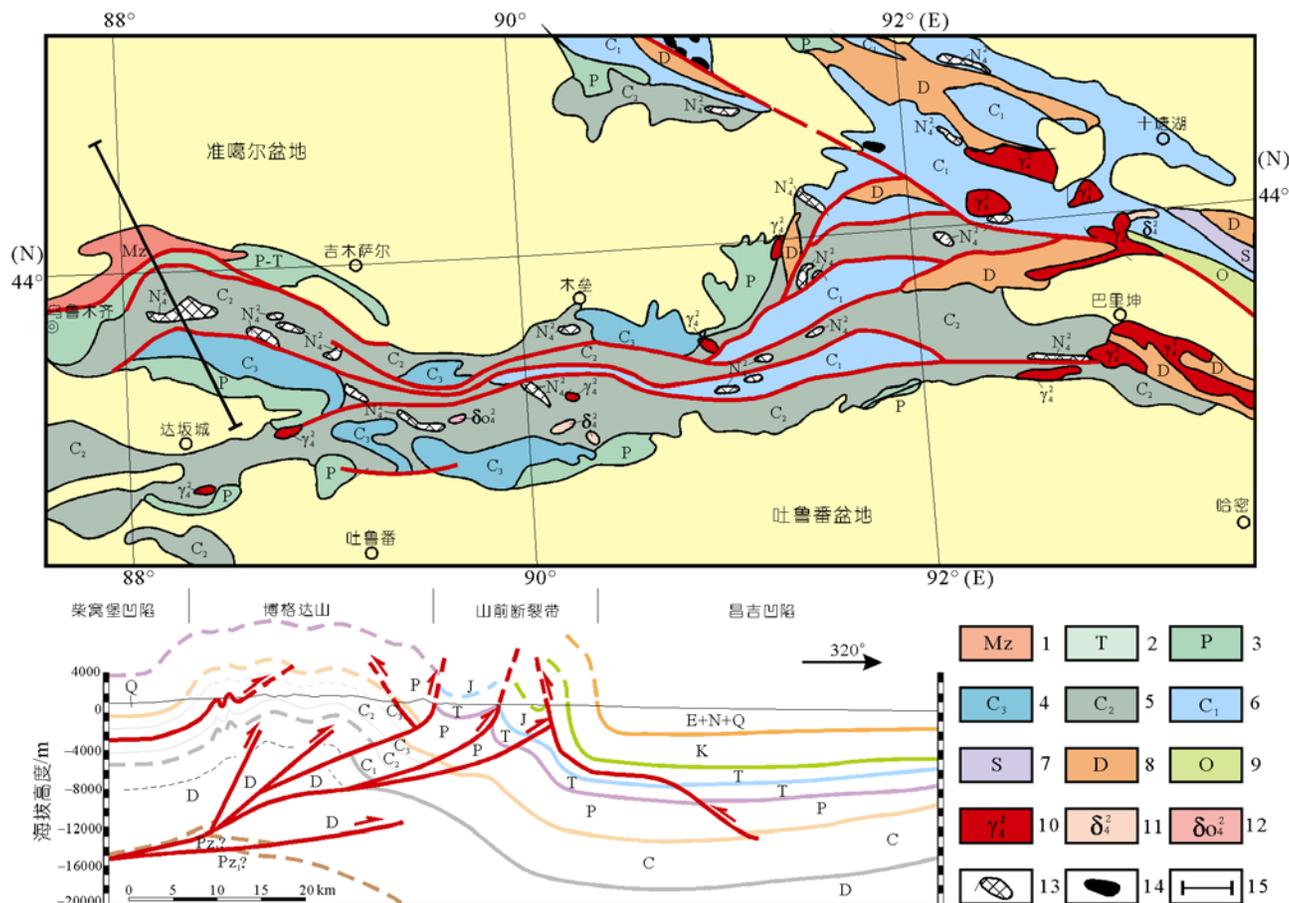


图 1 博格达山及邻区构造地质简图

1. 中生界; 2. 三叠系; 3. 二叠系; 4. 上石炭统; 5. 中石炭统; 6. 下石炭统; 7. 志留系; 8. 泥盆系; 9. 奥陶系; 10. 海西期花岗岩; 11. 海西期闪长岩; 12. 海西期石英闪长岩; 13. 海西期基性岩; 14. 蛇绿岩; 15. 剖面位置

区, 而使得结果未能较充分地反映出天山新生代再造山的隆升过程和特点。

针对东天山新生代再造山隆升研究中存在的欠缺, 同时过去的研究多在造山带的一部分或一定区域展开, 而缺少对造山带整体上的综合控制, 本文运用低温热年代学方法, 通过系统批量的热年代学数据, 对东天山博格达山链(包括博格达山和巴里坤山)整体进行系统的裂变径迹研究, 从而确定东天山整体上新世代隆升的起始时间、隆升的阶段性及变形的特征。

1 地质背景

博格达山-巴里坤山链位于东准噶尔盆地之南, 吐哈盆地之北, 习惯上称东天山。有关该山体晚古生

代的构造环境争论比较大, 有学者认为属于岛弧 [9], 有学者认为属于裂谷环境 [10-12]。近来的研究表明, 博格达山链自晚古生代以来经历了初始造山、伸展调整和再造山的形成演化历史 [13]其中新生代的隆升堪称欧亚大陆新生代地质史上的标志性重大事件 [14], 不仅记录了古生代的陆-陆碰撞(地体拼贴)事件、中生代克拉通化, 而且记录到了新生代板内造山过程的岩石圈和地壳变形的信息 [7,15]。

2 山体的掩埋与古地温变化

2.1 山体的掩埋

研究表明, 博格达山链在晚古生代(310~316 Ma)发生了初始造山活动¹⁾, 很快这种造山环境被中生代

1) 王宗秀. 博格达山链的造山活动及山体形成演化. 博士学位论文. 北京: 中国地震局地质研究所, 2003. 24—38

的伸展调整所取代, 在整个中生代期间, 准噶尔盆地和吐哈盆地乃至塔里木盆地经历了数次泛湖沉积期, 并且准噶尔盆地与吐哈盆地乃至塔里木盆地和现今天山山脉中分布的诸多小山间盆地很可能水域相通 [16]。除此之外, 还有下列证据证明初始形成的博格达山链在中生代期间被该时期的沉积物所掩埋: 1) 山体南北晚三叠世以来的中生代地层沉积特征可以很好对比, 尚未出现不对称分布的再生前陆盆地; 2) 博格达山南北两侧中生代地层的纵向充填序列具有总体由粗到细的变化、组分成熟度逐渐变大的趋势, 显示古博格达山与盆地的比高在不断的变小, 而尚未开始新的隆升; 3) 对博格达山的野外调查中, 在奇台县糖坊沟海拔近 2000 m 的山体内, 发现有残存的中、下侏罗统煤系地层, 这套河流、湖泊、泥炭沼泽相沉积层的发育表明, 至此时期山体已经解体; 4) 由于这套地层是截止目前在山体内所见保留(再造山之前的)最新的层位, 而它的成岩程度及所夹煤层(线)的煤级(长焰煤), 与山前地带的同层位地层几乎完全一致, 说明此处的煤系地层, 也即古博格达山至少从侏罗纪以后, 有过深埋成岩和发生煤变质的(深埋)热经历; 5) 天山南北盆地在白垩纪进入“泛湖”环境, 白垩系广泛超覆于周缘隆起乃至山系之上 [16], 结合 4) 所述特点可以推测, 博格达山地区也于此阶段沉降为盆地区, 并接受沉积。

上述证据表明, 博格达山区的古生代和三叠纪地层, 曾经由于侏罗系、白垩系和古近系的依次沉积而被覆盖深埋过, 参照这三套地层的区域厚度资料推测, 博格达山体表面的历史最小埋深至少达到 3000 m。所以, 主要以石炭系为地表岩石层露头的现今山体, 整个层位的岩系出露代表, 即不是在断裂的逆冲或滑覆方式下“岩片”、“席体”被“搬离”的原因, 更不是海西期古造山带没有被沉积层覆盖过, 而只能是新生代以来的剥蚀作用去顶所致。

2.2 古地温梯度变化

天山及南北盆地自海西期后, 构造热活动显现出“蛰伏”的状态, 自晚二叠世以来就再也没有岩浆侵入和喷发活动, 古地温一直处于逐渐降低的变化中, 塔里木盆地、准噶尔盆地和吐哈盆地都是如此。根据与山体相邻的沉积地层有机质成熟度 R_0 数据反演,

得到的古地温数据(表 1, 图 2)显示, 东准噶尔地区的古地温梯度随时间的变化具有如下特点: 从晚石炭世起到新近纪, 东准噶尔地区的古地温梯度处于持续的下降状态。在反演的时间范围内, 克拉美丽山前的东准噶尔北部地区古地温的起点较低, 并以较和缓的斜率下降, 而博格达山前地区古地温梯度起点较高, 但是下降速率较快, 使得其地温梯度在晚二叠世时与北部地区趋于一致, 并且在古近纪以来反而低于北部地区。博格达山前地区的古地温梯度值构成三个“平台”, 呈阶梯状下降态势: 分别是二叠纪早中期、二叠纪晚期至白垩纪末期和古近纪以来。这 3 个平台与博格达山自晚古生代以来所经历的 3 个构造阶段有着较好的对应性, 反映热衰减脉动式特点。博格达山及其南北盆地以岩浆侵入和喷发为表现形式的热活动, 在晚古生代最后一次出现后, 从晚二叠世以来, 包括整个中生代再没有发生过, 沉积速率变化也很好的显示了构造变动逐渐变弱的规律(图 3)。所以有理由认为从晚古生代以来至今, 该区域处于持续的热衰减过程中, 裂谷期之后的热沉降拗陷是该区域岩石圈在中生代的基本活动性质。吐哈盆地古地温变化规律与东准噶尔地区相同。

表 1 东准噶尔地区古地温梯度简表

地质时代	古地温梯度/ $^{\circ}\text{C} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$	
	东准噶尔北部	博格达山前
晚石炭世 (C_3)	4.11	
早二叠世 (P_1)	3.95	5.3
中二叠世 (P_2)	3.5	5.2
晚二叠世 (P_3)	3.44	3.5
三叠纪 (T)	3.44	3.5
侏罗纪 (J)	3.15	3.5
白垩纪 (K)	3.15	3.5
古近纪 (E)	2.65	2.42
新近纪 (N)	2.65	2.42

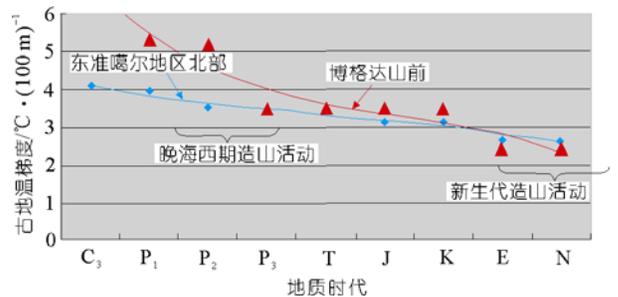


图 2 东准噶尔地区古地温梯度演化曲线图

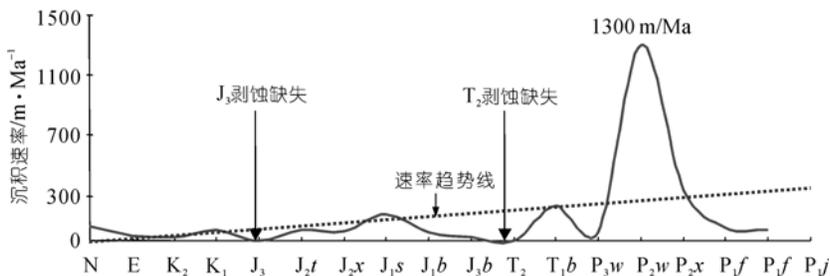


图 3 准噶尔盆地各单层沉积速率变化曲线

从盆山形成的有机联系角度来看, 盆地的古地温梯度数据变化特点, 间接地反映着相邻山脉地区的构造热历史的变化情况。

在现代地温的深度分布上, 东准噶尔外围地区探井岩心包裹体测温的数据分布显示(图 4), 随着深度加大, 地温呈线性趋势性增高, 据实测数据并以地表温度为 20°C, 拟合得到的地温-深度趋势线公式为

$$Y=26.757X-414.19,$$

式中 X 为温度, Y 为深度。

据此拟合公式, 可以计算出在 3000 m 深度, 温度已经达到 110~120°C, 磷灰石类样品进入径迹归零的封闭温度, 结合东准噶尔地区的历史降温趋势可知, 在地温梯度高于现今的新生代早期, 同样深度下的磷灰石裂变径迹肯定也归零了。

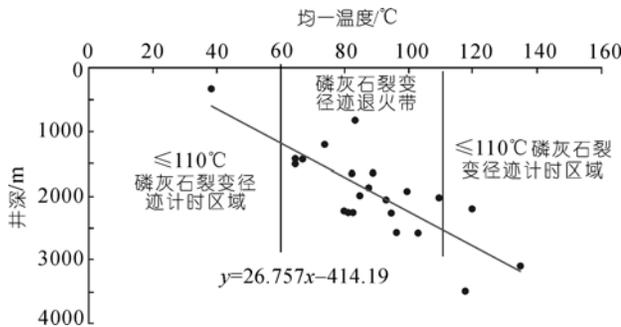


图 4 东准噶尔外围地区探井岩心包裹体测温深度分布
数据来自华东石油大学油藏所, 2000 年

3 样品的采集

3.1 采样原则

在造山带隆升研究工作中, 裂变径迹测年的理想样品是造山带的基岩, 如花岗岩体等在某一热事件侵位后冷却的单一侵入体, 在再次造山隆升中, 岩体又经历剥蚀去顶而抬升到达地表, 此岩体就有了

抬升冷却过程的裂变径迹年龄信息. 但在实际工作中, 所面对的造山带本身或者野外条件往往不具备上述采样条件. 本次研究面对的造山带, 就是没有成规模的侵入体. 另一方面, 在以往造山带隆升的裂变径迹等测年研究中, 来自一条或少数几条剖面路线采样的测试分析结果, 来代表整个造山带隆升过程, 这种做法十分普遍. 我们认为, 由于构造分段性是造山带变形隆升的最基本特性之一, 不同段落有着不同的隆升规律, 一两条路线剖面一般是不能代表整个造山带的变形隆升状况的, 更加上造山带山体两坡的隆升状况也不一样, 所以, 对于以造山带隆升和盆山耦合规律为研究目标的研究内容而言, 单一剖面路线采样研究隆升的做法本身的缺陷是显而易见的, 因此对山链面上采样控制是必要的. 博格达山-巴里坤山缺少大规模侵入体, 既没有一定规模的花岗岩侵入体, 也没有其他具有一定规模的可以拉开足够高程差的其他单一的岩体. 所以, 在制定该区造山带隆升的裂变径迹研究方案时, 我们充分估计到如果按照通常传统的裂变径迹采样和研究方法, 是无法保证达到了解山体整体规律的目的. 对此, 我们在实际工作中, 开创性地在整个山体的不同构造部位, 对石炭系、二叠系、三叠系及中基性侵入岩进行了大量系统的磷灰石裂变径迹热年代学的采样和测试, 并取得了隆升方面理想的效果。

3.2 采样点的分布

博格达山-巴里坤山新生代造山隆升的热年代学研究, 是在构造变形样式、隆升机制和分段性进行了充分研究、有了一定认识的基础上开展的. 因此, 本次裂变径迹采样和测试成果分析, 即兼顾了面上的控制, 又有较强的目的性, 采样点位置见图 5. 样品

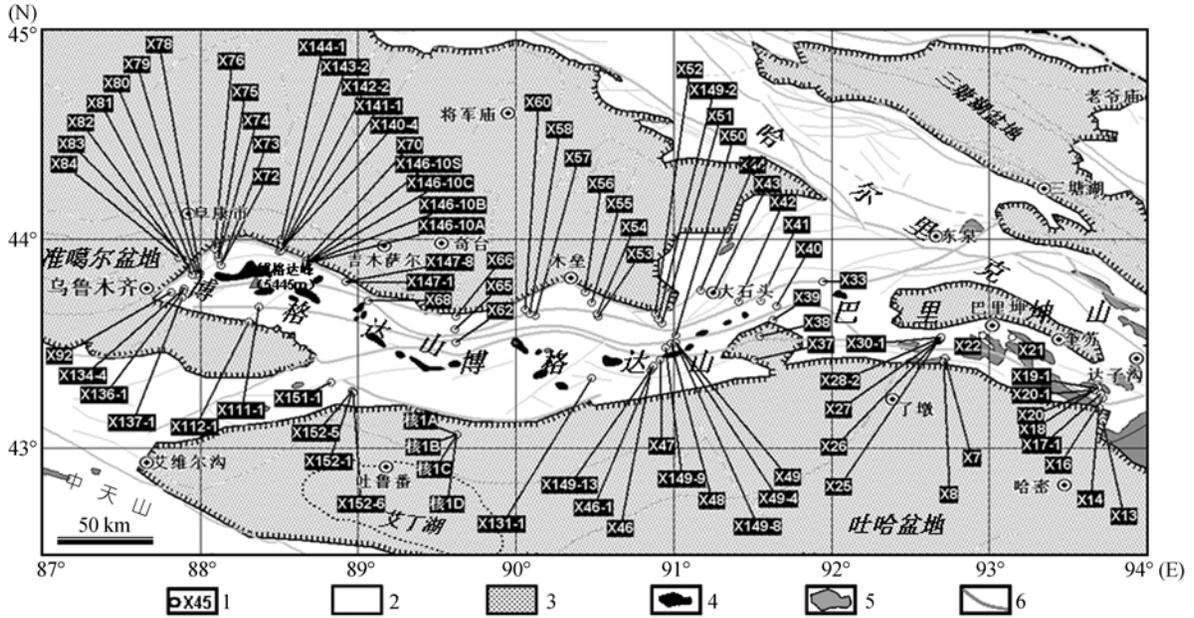


图5 博格达山-巴里坤山裂变径迹采用点分布图

1. 采样点; 2. 山脉; 3. 盆地; 4. 侵入体; 5. 花岗岩; 6. 断裂

位置和分布具有以下主要特点: 一是样品覆盖了博格达山-巴里坤山, 其中, 在木垒-高泉达坂-吐哈盆地北缘和七角井-大石头, 是两条跨越造山带的南北测线剖面. 其它采样点与面上进行的路线地质构造研究并用, 采样点的分布控制了整个山体的南北坡, 可以代表整个造山带基本变形构造; 二是根据造山带东西狭长的特点, 沿着整个山链布置采样点, 目的是比较山体隆升在走向上的先后差异; 三是根据博格达山新生代造山受控于昌吉凹陷基底的向南俯冲行为, 造山带以构造层尺度的复式箱状背斜为变形样式, 而在山体南北两坡布置大体对称的采样路线点, 用以对比山体两坡隆升的先后顺序, 探讨背斜型造山带在变形时间上两翼活动的对称性和运动指向性问题. 在后面的测试数据分析中可见, 研究工作相当于把整个造山带分为 3 个空间对象: 一是东西分段, 界线放在七角井南北一线; 二是南北分区, 主要针对的是博格达山, 是以其山脊线为界, 分为南北两部分.

4 裂变径迹测试条件及数据分析

4.1 实验条件和测试流程

样品用常规的重液和磁选方法分离出磷灰石单

矿物, 用环氧树脂将矿粒固定, 经磨平和抛光后制成光薄片, 并与白云母外探测器贴紧. 有关实验条件为: 采用外探测器法; 磷灰石蚀刻条件为 7% HNO₃, 锆石为 H₂SO₄: HF=1:1, 185℃, 10 h; 外探测器采用低铀含量白云母, 蚀刻条件为 40% HF, 室温, 20 min; Zeta 标定选用国际标准样 Durango 磷灰石 [17], 标准玻璃为美国国家标准局 SRM612 铀标准玻璃; 样品送中国原子能科学研究院 492 反应堆进行辐照; 径迹统计用 OLYMPUS 偏光显微镜, 在放大 1000 倍浸油条件下完成. 整个测试工作由中国地震局地质新构造年代学研究室的裂变径迹实验室完成. 获得的有效测试磷灰石裂变径迹年龄样品共计 72 个, 锆石裂变径迹年龄样品共 9 个.

计算磷灰石裂变径迹年龄所采用的是 SRM962 标准铀玻璃和 Zeta 常数标准法, 计算公式为

$$T = \lambda_d^{-1} \ln(1 + \lambda_d \xi g (\rho_d \rho_s \rho_i^{-1}));$$

年龄误差计算公式为

$$\sigma = T [1/N_s + [1/N_i + 1/N_d + (\delta\xi/\xi)^2]^{1/2},$$

其中 $\lambda_d = 155125 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$, 是 ²³⁸U 的衰变常数, $\xi = 322.1 \pm 3.6$, 是该实验室磷灰石定年的 Zeta 常数 $\delta\xi/\xi$ 为 ξ 的统计误差, ρ_s 为矿物中 ²³⁸U 的自发裂变径迹密度, N_s 为所测的径迹数, ρ_i 为云母外探测器记录的矿

物中 ^{235}U 诱发裂变径迹密度, N_i 为所测的径迹数, ρ_d 为中子注量监测器标准铀玻璃组件的诱发径迹密度, N_d 为所测的径迹数, $g=0.5$ 为几何因子. 其他实验条件详见数据总表后说明.

4.2 数据分析

表 2 是博格达山-巴里坤山裂变径迹测试数据总表. 表 2 中 $P(x^2)$ 为 x^2 检验的几率, 由表中 N_i 和 N_s 计算得到. 当 $P(x^2) > 5\%$ 时, 样品年龄为组合年龄; 当 $P(x^2) \leq 5\%$ 时, 样品的年龄为平均年龄. 误差标为 $\pm 1\sigma$, σ 由前面公式得到. 表中其他栏的含义详见表后说明. 由表 2 可见, 博格达山-巴里坤山的磷灰石裂变径迹年龄分布为 5.6~65.6 Ma 之间.

由于矿物中裂变径迹是在不同时期产生的, 因此, 长度分布是矿物受热史的最根本的反映, 反映了受热史的细节. 如果蚀刻后的裂变径迹完全封闭于矿物内部, 那么这种径迹称为封闭径迹. 封闭径迹长度等于 ^{238}U 对自发裂变碎片在矿物中留下的记录射程. 记录射程随温度的变化是径迹退火程度(受热历史)的重要标志, 所以封闭径迹长度分布最真实地反映了矿物的受热历史.

实测样品的有效裂变径迹长度见图 6. 与 Gladow 等 [18] 完成的不同类型热历史岩石中典型磷灰石裂变径迹长度分布形状相比较, 博格达山-巴里坤山的磷灰石裂变径迹类型以无扰动基岩型为主, 以双峰式为附, 表明从总体上说新生代山体隆升的热历史比较简单, 即冷却过程中没有再次热扰动, 对少数样品有短径迹峰的退火现象, 可能是局部深埋程度不足, 这在以深埋加热做为归零方式的磷灰石裂变径迹中应该是不难理解的. 博格达山-巴里坤山地区磷灰石裂变径迹长度类型表明, 在海西期后的确一直呈热衰减状态, 而没出现西南天山在三叠纪-侏罗纪一期构造较强的活动期.

由于没有新的加热退火事件, 即在热事件后冷却到较低温度以后形成的径迹没有缩短, 所以它们记录的就是山体隆升剥蚀去顶的信息. 由于径迹长度分布的状况受制于岩石的热历史, 既有温度因素也有时间因素, 所以, 通过二者的约束拟合, 可以得到隆升速率变化的直观曲线.

5 隆升速率及冷却模式

5.1 隆升起始时间及主隆升期

研究区磷灰石裂变径迹年龄值分布在 5.6~65.6 Ma 之间, 年龄分布图(图 7)表示出山体隆升的整体状况. 如前所述, 造山带隆升是按照先慢后快的两大阶段进行的, 这种隆升特点在裂变径迹年龄分布上也有较好的显示.

对研究区所测磷灰石裂变径迹年龄值的统计显示(图 8), 博格达山-巴里坤山新生代再造山的起始时间为 65.6 Ma, 相当于白垩纪末期至新生代交替时期, 此时期的样品仅占总样品数的 10%(主要分布在博格达山的西段), 说明隆升初期并非波及整个山体; 山体的主隆升期是样品年龄统计中分布频次最高的那个时段, 统计显示该时段为 15.6~25.6 Ma 之间. 相当于中新世附近, 其地质含义是隆升波及到了整个山链.

研究区裂变径迹年龄的总体分布统计结果, 与新疆东部地区构造体制的转换历史有着较好的吻合. 新疆东部地区在中生代伸展调整的大背景下, 在白垩纪时期存在过泛湖沉积, 并在晚白垩世以来逐渐萎缩, 表征着至此调整和沉降已达最大值, 在此之后开始转变为新的动力学体制. 因此, 65.6 Ma 即为该区域构造反转再造山的启动时间.

5.2 隆升迁移规律

(i) 山链沿轴向隆升规律. 博格达山链新生代隆升的同一性是建立在山链分段性之上的. 研究表明, 山链在东西方向上活动时间有着明显差异. 造山带分段年龄统计直方图显示(图 9), 东段巴里坤山的隆升特点是(图 9(a)), 在隆升至中新世时出现一个明显的跳跃(年龄频次的最大峰值), 占统计总数 50% 以上的样品在此时(附近)同时启动(图 9(a)), 表明隆升规模的拓展, 更大范围被卷入到隆升进程中, 此峰值比前期明显放大, 表明巴里坤山的隆升具突发性, 而在变形行为中, 跳跃性、突发性是粘滑破裂机制的表现.

西段博格达山的隆升呈渐进式发育, 虽中新世仍为最大频次峰值, 但是与此前频次差别较小而明显与东段不同, 显示出变形隆升的和缓渐变特点(图 9(b)). 在变形行为中, 和缓渐变性是破裂的蠕滑或者

表 2 博格达山-巴里坤山裂变径迹数据表^{a)}

编号	样品号	海拔高度 /m	N_c	$\rho_d(N_d)$	$\rho_s(N_s)$	$\rho_t(N_t)$	U 密度 / $\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$	$P(x^2)$ /%	r	裂变径迹年龄 $\pm 1\sigma/\text{Ma}$	平均径迹长度 $\pm 1\sigma(N_t)/\mu\text{m}$	标准偏差 / μm
				$\times 10^6\text{cm}^{-2}$	$\times 10^5\text{cm}^{-2}$	$\times 10^6\text{cm}^{-2}$						
L1	X7	2040	7	1.159(2885)	0.8378(31)	0.9243(342)	9.8	99.30	0.977	18.5±3.8	13.11±0.48(10)	1.520
L2	X8	1980	22	1.165(2900)	1.651(199)	1.524(1873)	16.1	98.50	0.942	22.2±2.5	13.00±0.18(52)	1.340
L3	X13	1488	22	1.171(2915)	0.6188(87)	1.038(1460)	10.9	1.0	0.567	15.1±2.2	12.88±0.41(16)	1.640
L4	X14	1783	10	1.176(2930)	0.5473(22)	1.455(585)	15.2	59.0	0.649	7.8±1.8	12.32±1.29(3)	2.240
L6	X16	2215	22	1.188(2960)	2.239(244)	1.529(1667)	15.8	0.843	0.892	28.2±2.9	13.46±0.26(35)	1.560
L7	X17-1	2433	3	1.194(2975)	3.900(117)	2.487(746)	25.6	12.4	0.922	32.9±4.3	13.17±0.36(15)	1.390
L8	X18	2737	35	1.200(2990)	0.1222(22)	0.4589(826)	4.7	21.6	0.352	5.6±1.3	10.72±1.29(2)	1.830
L9	X19-1	3213	22	1.206(3005)	1.173(115)	0.9102(892)	9.3	100	0.899	27.3±3.6	13.30±0.17(63)	1.410
L10	X20	3254	22	1.212(3020)	0.8643(121)	0.7500(1050)	7.6	97.5	0.925	24.6±3.1	13.75±1.16(5)	2.600
L11	X20-1	3254	22	1.218(3035)	0.7850(168)	0.7206(1542)	7.3	100	0.926	23.3±2.7	14.52±0.21(18)	0.900
L12	X21	2212	22	1.224(3050)	0.500(35)	0.8186(573)	8.3	99.5	0.891	13.2±2.5	12.74±0.26(4)	0.530
L13	X22	2205	22	1.230(3065)	1.353(188)	1.214(1687)	12.1	99.4	0.922	24.1±2.7	13.24±0.17(58)	1.350
L14	X25	2810	15	1.236(3080)	0.6774(42)	0.7516(466)	7.5	99.9	0.943	19.6±3.6	14.02±0.47(11)	1.580
L15	X26	2616	22	1.241(3095)	0.6386(0)	0.9918(848)	9.8	62.0	0.590	14.1±2.3	12.79±0.31(18)	1.350
L16	X27	2470	22	1.247(3110)	1.288(134)	1.741(1181)	17.2	47.7	0.845	16.2±2.0	12.06±0.36(27)	1.880
L17	X28-2	2352	9	1.253(3125)	0.6897(20)	0.8862(257)	8.7	90.1	0.983	17.2±4.2	12.19±0.33(9)	1.000
L18	X30-1	2174	10	1.259(3140)	0.8525(52)	0.9689(1776)	9.5	31.1	0.813	19.5±3.3	12.99±0.37(11)	1.230
L19	X33	2001	22	1.265(3255)	1.233(148)	1.154(1385)	11.2	46.9	0.965	23.8±2.9	12.68±0.24(24)	1.200
L20	X37	953	22	1.271(3170)	0.6731(70)	0.7019(730)	6.8	100	0.878	21.4±2.1	12.29±0.27(16)	1.080
L21	X38	944	22	1.277(3185)	0.4432(39)	1.035(911)	10.0	4.7	0.598	10.5±2.1	12.32±0.31(10)	0.990
L22	X39	1129	22	1.283(3200)	0.9278(90)	0.8732(847)	8.4	99.3	0.969	24.0±3.3	12.43±0.49(33)	2.860
L25	X42	1686	19	1.300(3245)	0.6901(49)	0.7028(499)	6.6	81.1	0.960	22.5±3.9	12.61±0.45(5)	1.010
L26	X43	1486	16	1.306(3260)	0.9452(69)	0.9055(661)	8.5	69.1	0.827	24.0±3.6	13.26±0.00(1)	0.000
L27	X44	1399	22	1.312(3275)	2.761(323)	1.126(1318)	10.6	0.0	0.805	45.7±8.7	13.53±0.27(30)	1.520
L28	X46	1504	13	1.318(3290)	1.368(78)	1.440(821)	13.4	79.9	0.957	22.0±3.2	14.34±0.36(17)	1.500
L29	X46-1	1504	22	1.324(3305)	1.375(150)	1.511(1648)	14.0	0.034	0.868	19.6±3.0	13.49±0.34(23)	1.660
L31	X48	2017	22	1.336(3335)	0.9785(114)	1.327(1546)	12.2	35.2	0.881	17.3±3.2	14.13±0.19(42)	1.270
L32	X49	2198	6	1.342(3350)	0.5758(19)	0.6121(202)	5.6	10.9	0.421	22.2±5.6	13.68±0.26(16)	1.060
L33	X49-4	2198	5	1.348(3365)	0.4737(9)	0.4895(93)	4.5	25.4	0.134	22.9±8.2	11.06±0.38(4)	0.760
L34	X50	1906	5	1.354(3380)	0.7778(14)	0.6278(113)	5.7	96.6	0.888	29.5±8.7	12.05±1.29(2)	1.830
L35	X51	1716	15	1.359(3395)	0.5828(38)	0.5031(328)	4.6	94.2	0.858	27.7±5.3	14.09±0.28(18)	1.190
L36	X52	1597	22	1.365(3415)	2.411(258)	1.959(2096)	17.6	99.7	0.993	29.5±3.2	13.99±0.2(52)	1.510
L39	X55	1654	22	1.383(3455)	1.422(293)	0.5279(1088)	4.7	92.7	0.983	65.3±7.0	13.61±0.21(26)	1.110
L40	X56	1488	15	1.389(3470)	2.389(215)	1.282(1154)	11.4	41.9	0.962	45.4±5.1	13.35±0.20(32)	1.260
L42	X58	1718	14	1.395(3485)	1.092(83)	0.6013(457)	5.3	46.0	0.816	44.5±6.5	13.26±0.49(14)	1.830
L43	X60	1537	22	1.401(3500)	0.687(79)	0.5887(677)	5.2	89.2	0.797	28.7±4.2	13.30±0.28(25)	1.430
L44	X62	2200	4	1.407(3515)	2.211(21)	1.179(112)	10.3	99.9	1.000	46.3±11.7	12.65±1.42(3)	2.470
L50	X73	1908	22	1.182(2945)	1.246(129)	1.135(1175)	11.8	100.0	0.957	22.8±2.9	12.80±0.21(53)	1.530
L53	X76	1280	22	1.199(3012)	0.8434(83)	0.6453(635)	6.6	41.1	0.816	27.6±4.0	14.65±0.27(19)	1.180
L54	X78	2081	22	1.188(2983)	0.8677(62)	1.553(1118)	16.1	29.3	0.826	11.6±1.8	13.52±0.42(9)	1.270
L55	X79	1856	6	1.177(2954)	0.6429(9)	0.6929(97)	7.2	79.9	0.557	19.2±6.9	14.35±0.00(1)	0.000
L56	X80	1679	14	1.166(2925)	0.4262(26)	0.5557(339)	5.9	86.2	0.385	15.7±3.5	12.10±0.32(2)	0.450
L57	X81	1501	16	1.155(2896)	0.4037(22)	0.5505(300)	5.9	62.4	0.560	14.9±3.5	14.35±0.00(1)	0.000

表 1(续)

编号	样品号	海拔高度 /m	N_c	$\rho_d(N_d)$ / $\times 10^6 \text{cm}^{-2}$	$\rho_s(N_s)$ / $\times 10^5 \text{cm}^{-2}$	$\rho_l(N_l)$ / $\times 10^6 \text{cm}^{-2}$	U 密度 / $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	$P(\chi^2)$ /%	r	裂变径迹年龄 $\pm 1\sigma/\text{Ma}$	平均径迹长度 $\pm 1\sigma(N_j)/\mu\text{m}$	标准偏差 / μm
L60	X84	970	22	1.122(2809)	1.379(142)	0.8049(829)	8.8	94.2	0.885	33.8±4.2	13.79±0.19(49)	1.370
L62	X68	1841	22	1.100(2751)	0.5909(65)	0.4891(538)	5.5	100.0	0.924	23.4±3.6	12.76±0.51(8)	1.460
LT1	X146-10A	2094	6	1.338(3349)	5.014(178)	1.335(474)	12.3	19.0	0.979	87.9±10.7	13.36±0.31(16)	1.240
LT2	X147-1	1890	21	1.344(3363)	5.107(549)	1.497(1609)	13.7	0.000	0.968	47.6±8.2	13.80±0.19(67)	1.610
LT3	X147-8	1890	21	1.353(3384)	2.924(333)	0.6514(742)	5.9	0.000	0.930	57.4±11.1	12.78±0.30(15)	1.160
LT4	X144-1	1307	21	1.317(3300)	3.104(298)	1.259(1209)	11.8	99.9	0.986	56.9±6.0	13.93±0.21(52)	1.550
LT5	X146-10B	2144	21	1.314(3293)	0.7721(105)	0.4882(664)	4.6	82.0	0.885	36.5±4.9	14.31±0.22(14)	0.000
LT6	X112-1	1940	9	1.320(3307)	2.217(102)	1.115(513)	10.4	3.8	0.918	41.6±7.9	14.40±1.26(2)	1.780
LT7	X111-1	2518	21	1.323(3314)	0.2512(27)	0.3284(353)	3.1	92.2	0.498	17.8±3.9	12.02±0.00(1)	0.000
LT8	X146-10C	2170	9	1.326(3321)	12.59(573)	3.024(1376)	28.1	0.000	0.988	49.3±14.8	14.90±0.22(30)	1.240
LT9	X142-2	1963	8	1.329(3328)	5.181(215)	1.655(687)	15.3	0.000	0.788	61.1±15.8	14.64±0.28(24)	1.410
LT10	X146-10S	2094	13	1.332(3335)	1.125(63)	0.5839(327)	5.4	11.1	0.944	45.1±7.3	12.70±0.52(12)	1.810
LT11	X140-4	2385	21	1.335(3342)	0.4331(68)	0.1573(247)	1.4	99.0	0.684	64.4±10.4	13.93±0.35(11)	0.830
LT12	X141-1	2030	4	1.341(3356)	2.069(60)	1.097(318)	10.1	9.5	0.985	44.4±7.3	11.91±0.52(4)	1.050
LT13	X143-2	1670	21	1.347(3370)	1.728(261)	0.7252(1095)	6.6	86.1	0.922	56.3±6.1	13.17±0.25(34)	1.470
LT14	X149-13	1572	9	1.350(3377)	13.53(582)	2.793(1201)	25.4	0.000	0.463	90.3±27.6	13.28±0.33(47)	2.300
LT15	X149-9	1840	3	1.816(4541)	4.950(99)	3.035(607)	20.6	0.630	1.000	27.6±14.7	14.69±0.25(3)	0.430
LT16	X149-8	2170	23	1.821(4552)	2.630(359)	2.320(3167)	15.7	91.6	0.965	36.3±3.6	13.41±0.22(40)	1.450
LT17	X149-2	1653	23	1.826(4563)	0.3187(42)	1.468(1935)	9.9	100.0	0.684	7.0±1.2	11.48±0.68(6)	1.680
LT18	X152-1	1540	23	1.830(4574)	0.1698(18)	0.6179(655)	4.2	98.7	0.470	8.9±2.2		
LT19	X152-6	1497	23	1.834(4585)	3.302(591)	1.159(2075)	7.8	90.1	0.960	91.4±8.8	13.54±0.18(40)	1.160
LT21	X136-1	1857	23	1.844(4607)	0.5600(49)	0.7543(660)	5.0	86.2	0.667	24.1±4.1	13.24±1.31(3)	2.280
LT22	X137-1	1650	8	1.848(4618)	0.6582(26)	1.096(433)	7.3	77.2	0.807	19.5±4.3	13.60±0.00(1)	0.000
LT23	151-1	1586	11	1.852(4629)	0.8293(34)	1.673(686)	11.1	64.3	0.995	16.2±3.1	12.65±0.57(3)	1.600
LT24	131-1	1955	22	1.857(4640)	2.305(204)	2.527(2236)	16.7	100.0	0.980	29.8±3.3	12.77±0.34(21)	1.570
LT25	134-4	2121	23	1.862(4651)	0.6606(72)	0.8560(933)	5.7	100.0	0.941	25.3±3.7	11.98±0.42(13)	1.520
ZrLT1	X146-10A	2094	6	0.3074(763)	15.08(193)	2.883(369)	115.4	0.000	0.300	27.2±6.9	±()	
ZrLT2	X147-1	1890	10	0.3076(764)	21.69(488)	3.213(723)	128.5	0.000	0.861	28.3±6.7	±()	
ZrLT3	X147-8	1890	10	0.3078(765)	67.02(1461)	5.234(1141)	209.2	0.000	0.798	63.9±9.5	±()	
ZrLT4	X144-1	1307	10	0.3080(766)	29.39(529)	2.406(433)	96.1	0.021	0.732	65.2±8.8	±()	
ZrLT6	X112-1	1940	5	0.3082(767)	92.17(1060)	5.870(675)	234.2	0.245	0.997	74.7±8.1	±()	
ZrLT11	X140-4	2385	10	0.3084(768)	58.49(1778)	3.266(993)	130.3	0.013	0.964	88.5±7.7	±()	
ZrLT12	X141-1	2030	7	0.3086(769)	66.76(1135)	3.924(667)	156.4	0.001	0.956	83.7±9.7	±()	
ZrLT20	X152-5	1540	10	0.3088(770)	83.83(2079)	5.685(1410)	226.5	0.001	0.943	81.7±6.9	±()	
ZrLT25	X134-4	2121	5	0.3090(771)	43.66(358)	3.280(269)	130.6	0.271	0.954	64.8±11.0	±()	

a) N_c , 磷灰石数量; ρ_d , 诱发径迹密度; N_d , 诱发径迹总数; ρ_s , 为自发径迹密度; N_s , 自发径迹总数; ρ_l , 白云母诱发径迹密度; N_l , 白云母诱发径迹总数; $P(\chi^2)$ 为自由度($n-1$) χ^2 值的几率; r , N_s 与 N_l 之间的相关系数; N_j , 测量的水平径迹长度数; $Zeta_{\text{SRM612}}=352.4\pm 29$. 当 $P(\chi^2)$ 小于 5% 时均选择“中心年龄”

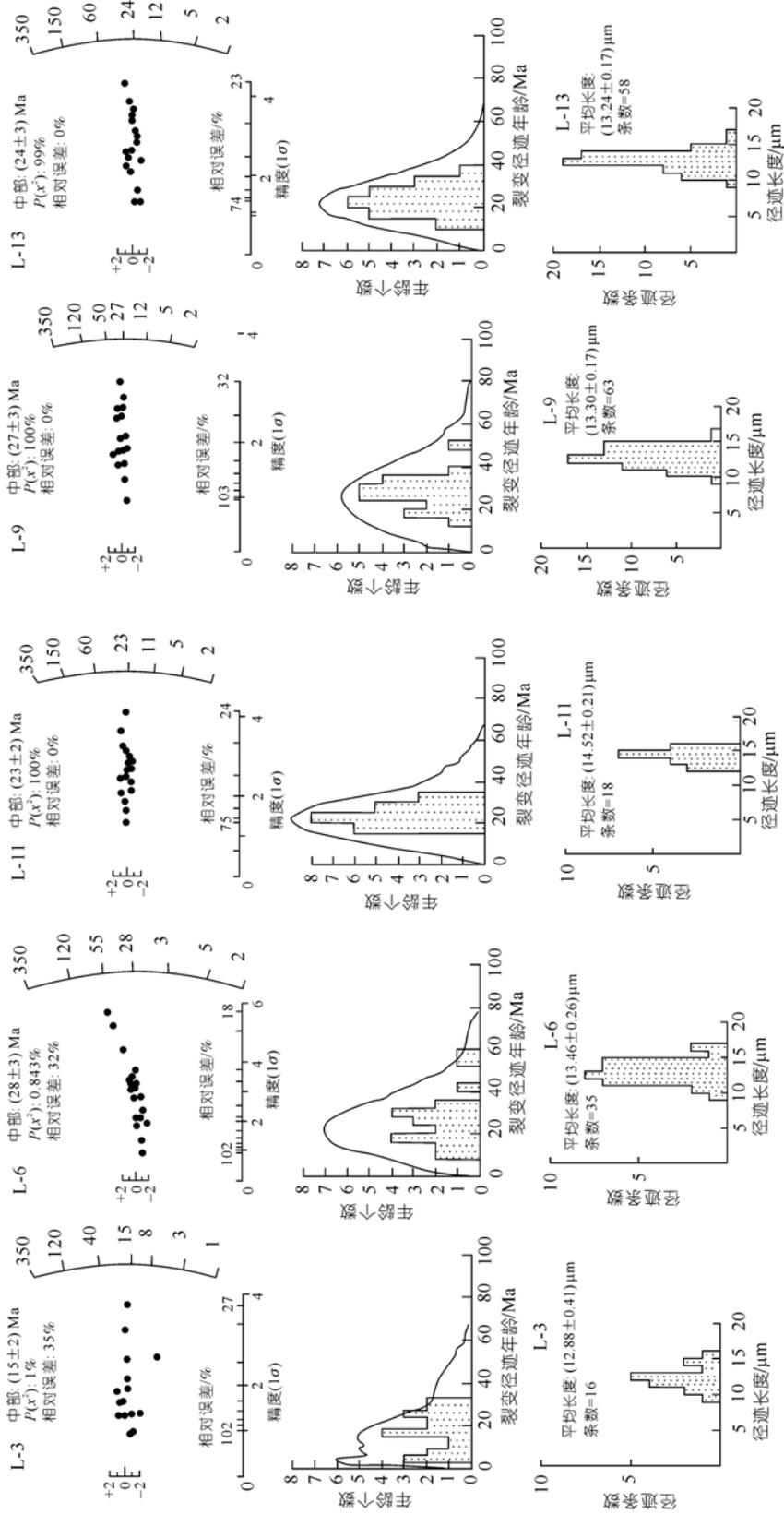


图 6 单样品磷灰石裂变径迹年龄、长度测试结果图

第 1 排和第 2 排为年龄图, 第 3 排为长度图. 第 1 排弧形纵坐标代表年龄值, 单位: Ma

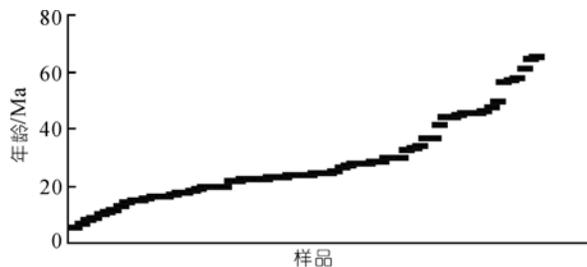


图 7 博格达山-巴里坤山磷灰石裂变径迹年龄分布

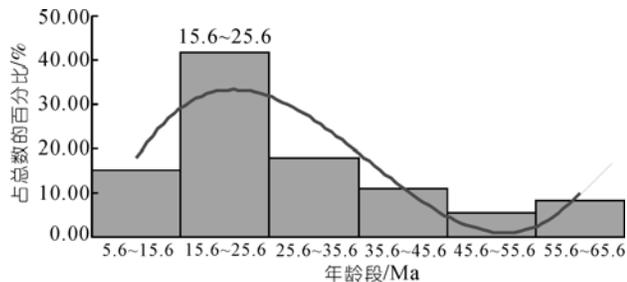


图 8 博格达山-巴里坤山磷灰石裂变径迹年龄分布统计

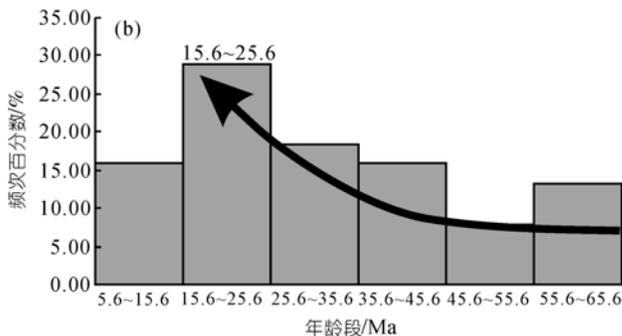
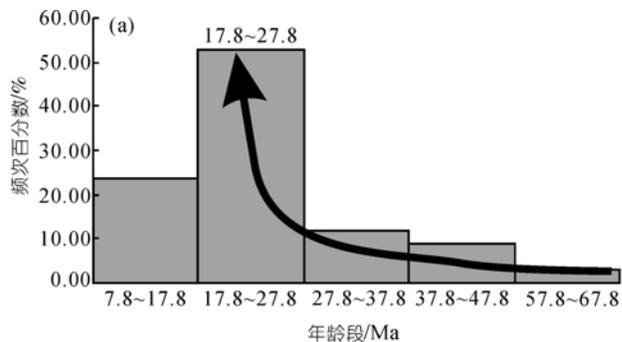


图 9 博格达山-巴里坤山东西分段隆升裂变径迹年龄对比
(a) 为巴里坤山统计结果; (b) 为博格达山统计结果

褶皱类变形的表现。

为进一步观察山链隆升年龄沿轴向变化的情况,我们将采样点位置进行按经度的排序,得到裂变径迹年龄数据沿山链轴向的分布.图 10 是以经度为横轴,以年龄为纵轴的磷灰石裂变径迹年龄分布散点图,和对散点所作的线性、多项式回归两项分析.山链隆升迁移的总趋势由线性趋势线表示,为西早东晚;而 3 次多项式回归趋势线显示,隆升迁移是以复杂的方式进行的:博格达山段隆升顺序是,大致在东经 88.5°~89°附近年龄最老,而以此为对称点,向东西两侧隆起年龄依次变新,趋势线呈一个弧形形态,拟合的趋势年龄在弧顶处为(45±5.0) Ma,西端为(15

±1.5) Ma,东端(东经 91.5°左右,即七角井地区)为(25±2.5) Ma;巴里坤山段的年龄趋势线呈两端老中间新的变化特点。

年龄总体变化趋势显示的山体西老东新的特点,与天山新生代造山隆升的整体趋势是相协调的,它说明博格达山-巴里坤山的新生代隆升与西天山是在相同的构造动力机制下进行的;3 次趋势线显示的复杂隆升迁移情形,应该是控制博格达山-巴里坤山隆升的具体构造活动表现,是该山链的构造分段性和各段变形样式决定的.博格达山段隆升是从主弧部

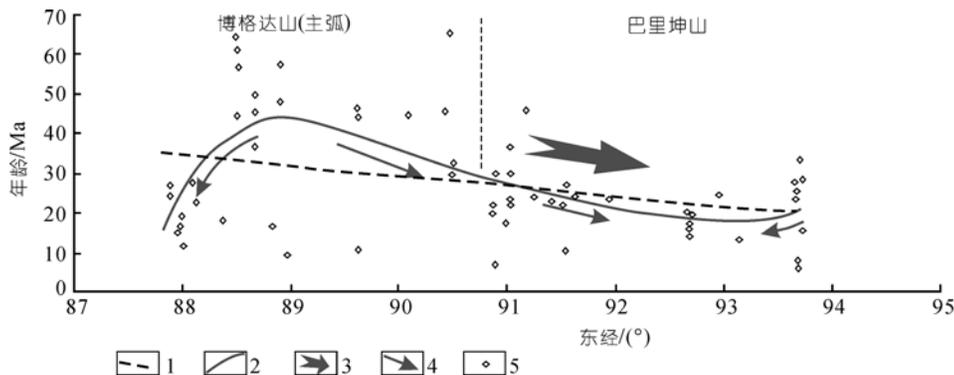


图 10 博格达山-巴里坤山沿山链轴向隆升规律

1. 年龄分布趋势线(线性); 2. 年龄分布趋势线(3 次多项式); 3. 隆升总趋势; 4. 隆升次级趋势; 5. 数据散点

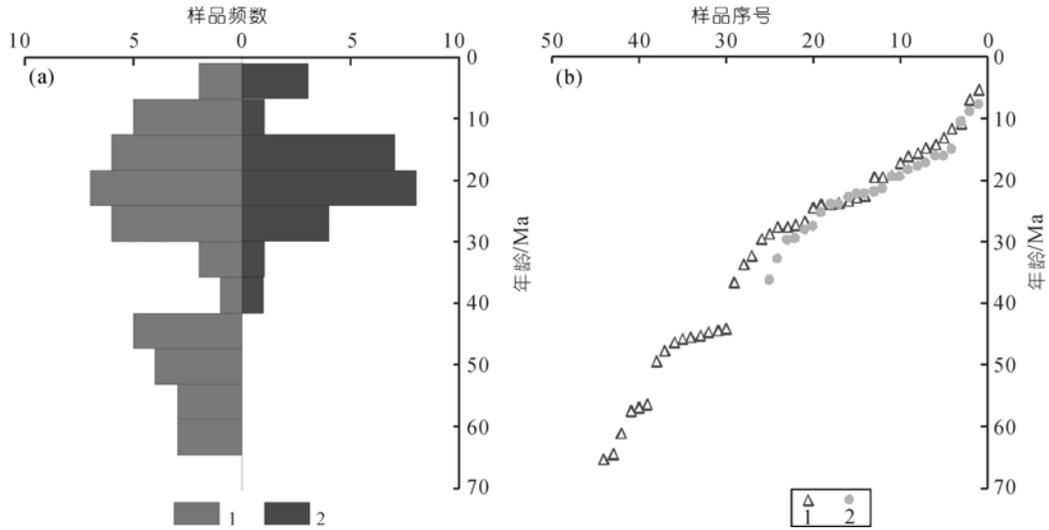


图 11 博格达山-巴里坤山南北裂变径迹年龄分布对比

(a) 年龄分布统计频次图; (b) 年龄分布散点图. 1. 山脊线以北数据点; 2. 山脊线以南数据点

位首先开始, 向两侧渐新; 巴里坤山的隆升是对博格达山隆升的接续.

(ii) 山链南北隆升对比. 为全面了解造山带隆升的特点, 进一步获得山链隆升年龄在造山带两侧变化的情况, 我们将采样点以山脊线为界, 分为以北和以南两组, 对每组数据分别进行统计以便对比. 图 11(a)是年龄分布统计的频次图, 横坐标轴是样品样本数, 纵坐标轴是年龄值, 纵坐标左侧为山脊线以北的年龄分布直方图, 右侧为山脊线以南的年龄分布直方图. 对比直观地显示出 3 个要点: 第一, 造山带北侧的隆升起始年龄明显早于南侧; 第二, 直到 35~40 Ma 才进入全造山带隆升的状态; 第三, 中新世南北两坡都达到了频次的最高峰值, 造山带整体同处于主隆升期. 图 11(b)是年龄分布散点图, 三角表示山脊线以北的年龄数据, 圆点表示以南的年龄数据, 两组数据的散点趋势也显示了北早南晚的隆升差异. 前已阐述博格达山链起始隆升的数据点主要集中分布在博格达山的西段(图 10), 深部地球物理资料显示该段的深部构造特征表现为准噶尔盆地向南俯冲, 而以东(包括巴里坤山)则不存在这种深部显示, 那么再造山及山体的隆升很可能由西段最先开始, 随着北部深部地壳的不断俯冲, 造山及隆升活动逐渐向南、向东扩展.

按照山脊线南北分组, 还分别统计了各组磷灰石裂变径迹的长度分布, 总体长度分布在 10.72~14.92

μm 之间. 北侧共统计了 875 条裂变径迹, 南侧共统计了 466 条. 根据统计数据编制了长度分布频次直方图(图 12). 对比两图可以看出, 第一, 山体南北均为单峰, 峰值北侧为 $L_{\text{max}}=13.5\sim14.2 \mu\text{m}$, 南侧为 $L_{\text{max}}=12.8\sim13.5 \mu\text{m}$, 均为标准的“无扰动基岩型”的热史类型, 说明从总体上讲, 隆升启动后没有再度深埋或其他升温加热事件发生; 第二, 实测的裂变径迹长度明显低于典型诱发裂变径迹的长度, 说明造山带的裂变径迹有退火效应, 即样品脱离封闭温度后, 不是直接快速到达地表, 而是在有退火带内停留一定时间的经历.

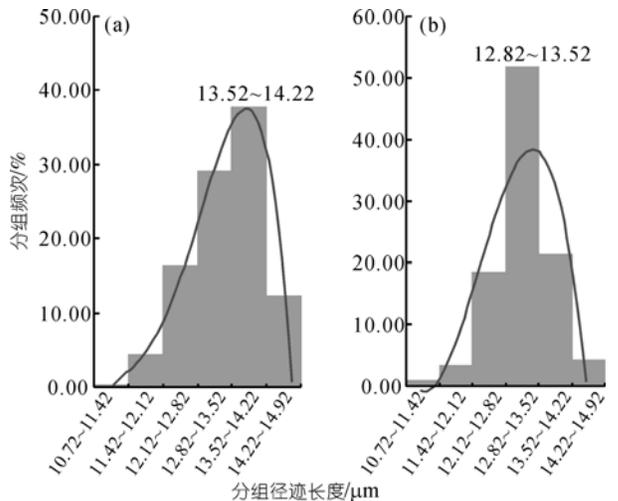


图 12 造山带南北两侧 AFT 长度分布统计对比

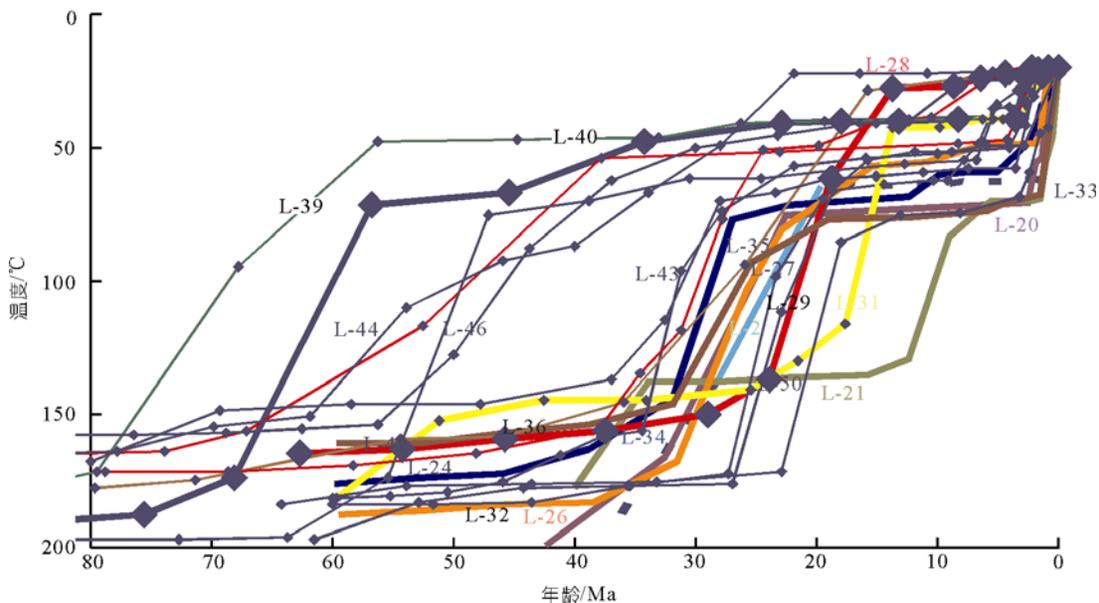


图 13 博格达山-巴里坤山 AFT 长度-年龄拟合曲线图

(iii) 隆升速率的拟合曲线及模式. 利用 AFTSolve 软件, 我们对其中 30 个磷灰石裂变径迹数据分别进行了拟合演算, 并将所有拟合曲线叠放在一起, 得到了博格达-巴里坤山链新生代隆升速率拟合曲线图(图 13), 并根据曲线叠合密集程度和斜率分布, 编制了隆升模式图(图 14). 曲线叠合图显示, 造山带的隆升起始时间主要分布于 60~70 Ma 之间, 造山带主隆升期在 15~27 Ma 的中新世前后. 多数样品曲线显示造山带的隆升, 并非以一个速率直接到达地表, 而是在中间有所停留, 停留的温度区域为 50~

70°C, 最后在 5~3 Ma 晚更新世前后, 出现二次快速隆升至今. 一些样品还显示在 70~50 Ma 期间, 有次要的慢速隆升的活动发生.

6 隆升的动力学讨论

目前, 国内外地质学家们普遍认为, 印度板块与欧亚板块的碰撞及其后的推挤作用不仅使得天山的中生代构造重新复活, 而且它所引起的新生代变形导致了天山再生隆起和南北两侧前陆盆地的陆源碎屑堆积, 形成了现今的山、盆地貌与构造格局 [19,20]. 但关键的问题是产生于板块边界的挤压应力是怎样传递和作用到天山的, 这种应力又是怎样引起天山的变形, 目前这还处于探索的阶段. 我们获得的博格达山-巴里坤山初始隆升的时间(≈65 Ma), 它是印度-欧亚开始碰撞的响应吗? 尽管目前很多研究表明印度-欧亚碰撞发生在(65~45 Ma)之间 [21,22]. 此外, Chen 等 [23]和Avouac等 [24]根据古地磁模型计算认为塔里木块体 9°左右的顺时针的旋转是造成天山构造变形和地壳缩短的主要原因, 而最近的地球物理等研究表明, 目前塔里木块体受到来自南部的挤压正向天山下进行陆内俯冲, 这些从一方面说明, 虽然很大一部分印度-欧亚之间的汇聚量被青藏高原地壳增厚 [25]、高原内部块体旋转 [26,27]和块体的向东挤出 [24,28~30]等所分解吸收, 仍然有相当一部分体现在天山新生代

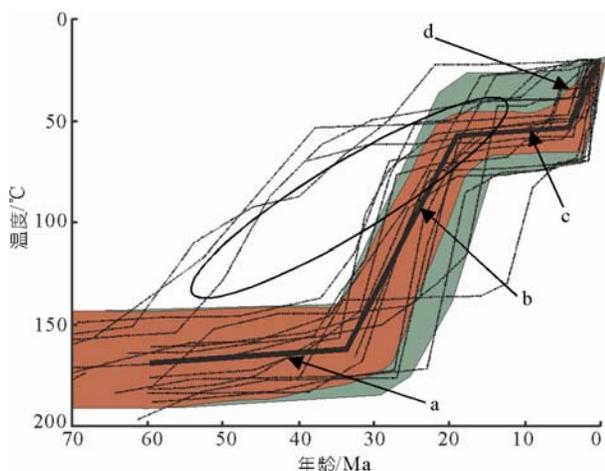


图 14 博格达山-巴里坤山 AFT 隆升速率模式图

a, 隆升起始段; b, 中新世前后快速隆升段; c, 滞留退火段; d, 快速隆升段

的隆起之上, 甚至蒙古地区^[31]. 从图 13 和 14 中可以看出, 东天山在 65~35 Ma 之间处于缓慢的隆升阶段, 这似乎表明印-欧碰撞的效应正缓慢影响到东天山地区, 虽然没有更多的信息和证据, 但我们倾向认为东天山新生代初的缓慢抬升不应归因于印度-欧亚的碰撞, 而应该考虑到来自西伯利亚板块的作用.

目前的多数有关天山新生代隆升的研究几乎都发现~24 Ma 左右的强烈抬升^[5,32-35], 结合东天山的研究可以发现, 在渐新世-中新世期间整个天山都经历了强烈隆升. 而从已有的关于青藏高原隆升时间看, 17~23 Ma 也是青藏高原的一个主要隆升时期^[36-47]; 而且也是一个重要的构造转换期, 即由早期的大规模走滑为主转变为近来的以地壳缩短增厚为主^[48,49], 同时也是青藏高原向北扩展的重要时期^[50-52]. 因此有理由相信, 整个天山渐新世-中新世的隆升与青藏高原同期的构造活动有密切的关系, 是高原向北扩展的响应. 而目前青藏高原又经历着新一期的快速隆升和变形^[53-60], 同样在东天山也记录到了这次构造事件. 虽然我们还不肯定东天山新生代的隆升是否与印度的碰撞有直接的关系, 但从上面的分析可以看出天山的隆升是与青藏高原的演化尤其是北部的构造事件有密切的关系.

7 结论

(1) 博格达-巴里坤山链的隆升时间表为: 初始的隆升时代不晚于古新世(65 Ma); 始新世-渐新世时期有一期较为普遍的隆升; 中新世(24.4 Ma 前后)开始的隆升是最主要的一期; 20 Ma 到 5.6 Ma 之间山链表现为不均匀-差异隆升状态. 65 Ma 的初始隆升年龄

可代表着博格达山链抬升(再造山)的起动时间, 这与前陆盆地沉积建造所反映出和限定的再造山时限是基本一致的^[16]. 与Hendrix等^[5]和邓起东等^[8]提出的天山再造山起动时间相比, 提前了约 40 Ma. 它可能是来自西伯利亚板块作用的结果.

(2) 在山体东西和南北方向上, 博格达-巴里坤山链新生代再造山的隆升具有明显的差异性特点. 表现为冷却年龄自西向东有逐渐变新的趋势; 博格达山段三次隆升都有显示, 巴里坤山段主要为中晚两期隆升, 博格达山与巴里坤山的过渡衔接带——七角井一带隆升基本在是中间一期. 在南北向上, 博格达山西段山体北侧的隆升可能在先, 并逐渐向南侧推进.

(3) 径迹长度在 14 μm 以上和 14 μm 附近的年龄, 集中分布在 24 Ma 左右, 表明中新世的抬升是快速的. 而且随着年龄变新, 隆升速率有加快的趋势; 中新世博格达-巴里坤山链的隆升是最显著的一期, 而且是山链整体的统一隆升, 这与西天山以及青藏高原北部同期的构造事件相似, 因此该期隆升意味着青藏高原向北扩展已经影响到了天山一线. 年龄为 65.6 Ma 的径迹长度为 13.61 μm , 表明山体第一期通过退火带的冷却抬升速度比第二期要慢些.

(4) 博格达-巴里坤山链新生代的 3 期构造事件中的两件(5.6~19, 20~30 Ma)与青藏高原尤其是高原北部新生代构造事件都能比较好的对应, 因此中新世以来的山体隆升很可能是青藏高原尤其是北部演化的响应. 至于博格达山链中生代末期的缓慢隆升可能与西伯利亚板块的作用有关.

致谢 本文裂变径迹测试由中国地震局地质研究所万景林研究员完成, 何国琦教授对本文提出了富有建设性的意见, 图件的计算机制作得到鄯犀利女士的帮助, 作者表示衷心感谢.

参考文献

- 1 杨庚, 钱祥麟. 中新世天山板内造山带隆升证据: 锆石、磷灰石裂变径迹年龄测定. 北京大学学报(自然科学版), 1995, 31(3): 473—478
- 2 周宇章, 陈汉林. 新疆库车凹陷晚白垩世隆升的裂变径迹证据. 资源调查与环境, 2002, 23(3): 179—184
- 3 宫红良, 陈正乐, 胡远清, 等. 伊犁盆地白垩纪剥露事件的裂变径迹证据. 地质力学学报, 2007, 13(1): 42—50
- 4 王彦斌, 王永, 刘训, 等. 西昆仑山中新生代幕式活动的磷灰石裂变径迹记录. 中国区域地质, 2001, 20(1): 94—99

- 5 Hendrix M S, Dumitru T A, Graham S A. Late Oligocene-early Miocene unroofing in the Chinese Tianshan: an early effect of the India-Asia collision. *Geology*, 1994, 2: 487—490 [\[DOI\]](#)
- 6 Windley B F, Allen M B, Zhang C, et al. Paleozoic accretion and Cenozoic rederofrmation of the Chinese Tian Shan Range, central Asia. *Geology*, 1990, 18: 128—131 [\[DOI\]](#)
- 7 Allen M B, Zhang C, Guo J H. Evolution of the Turpan basin, Chinese Central Asia. *Tectonics*, 1990, 12: 889—896 [\[DOI\]](#)
- 8 邓起东, 冯先岳, 张培震, 等. 天山活动构造. 北京: 地震出版社, 2000. 256—368
- 9 马瑞士, 舒良树, 孙家齐. 东天山构造演化与成矿. 北京: 地质出版社, 1997. 1—202
- 10 方国庆. 博格达晚古生代岛弧的沉积学证据. *沉积学报*, 1993, 11(3): 31—36
- 11 肖序常, 汤耀庆, 冯益民, 等. 新疆北部及其邻区大地构造. 北京: 地质出版社, 1992. 1—169
- 12 顾连兴, 胡受奚, 于春水, 等. 论博格达俯冲撕裂型裂谷的形成与演化. *岩石学报*, 2001, 17(4): 585—597
- 13 王宗秀, 李涛, 周高志, 等. 博格达山晚石炭纪造山活动的变形地质记录. *地学前缘*, 2003, 10(1): 63—69
- 14 Shu L S, Wang B, Yang F, et al. Polyphase tectonic events and Cenozoic basin-range coupling in the Tianshan Belt, Northwest-ern China. *Acta Geol Sin*, 2003, 77 (4): 457—467
- 15 Coleman R G. Continental growth of northwest China. *Tectonics*, 1989, 8: 621—635
- 16 Liu Y Q, Wang Z X, Jin X C, et al. Evolution, chronology and depositional effect of uplifting in the eastern sector of the Tianshan Mountains. *Acta Geol Sin*, 2004, 78(3): 32—44
- 17 Hurford A J, Green P F. A users' guide to fission track dating calibration. *Earth Planet Sci Lett*, 1982, 59(2): 343—354 [\[DOI\]](#)
- 18 Gleadow A J W, Duddy I R, Green P F, et al. Confined fission track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis. *Cont Miner Petrol*, 1986, 94: 405—415 [\[DOI\]](#)
- 19 Tapponnier P, Molnar P. Active faulting and tectonics in China. *J Geophys Res*, 1977, 82: 2905—2930 [\[DOI\]](#)
- 20 Windley B F, Allen M B, Zhang C, et al. Paleozoic accretion and Cenozoic rederofrmation of the Chinese Tian Shan Range, central Asia. *Geology*, 1990, 18: 128—131
- 21 Yin A, Harrison T M. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Ann Rev Earth Planet Sci*, 2000, 28: 211—280 [\[DOI\]](#)
- 22 Molnar P, England P, Martinod J. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan plateau, and the Indian monsoon. *Rev Geophys*, 1993, 31: 357—396 [\[DOI\]](#)
- 23 Chen Y, Cogne J P, Courtillot V, et al. Paleomagnetic study of Mesozoic continental sediments along the northern Tianshan and heterogeneous strain in central Asia. *J Geophys Res*, 1990, 96: 4065—4082 [\[DOI\]](#)
- 24 Avouac J P, Tapponnier P, Bai M, et al. Active thrusting and folding along the northern Tian Shan and late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan. *J Geophys Res*, 1993, 98: 6755—6804 [\[DOI\]](#)
- 25 England P C, Houseman G A. Inite strain calculations of continental deformation 2, Comparison with the India-Asia collision zone. *J Geophys Res*, 1986, 91: 3664—3676 [\[DOI\]](#)
- 26 England P C, Molnar P. Right-lateral shear and rotation as the explanation for strike-slip faulting in eastern Tibet. *Nature*, 1990, 344: 140—142 [\[DOI\]](#)
- 27 Molnar P H. Lyon-Caen. Fault plane solution of earthquakes and active tectonics of the Tibetan Plateau and its margins. *Geophys J Int*, 1989, 99: 123—153 [\[DOI\]](#)
- 28 Tapponnier P, Pelzer G, Le D A Y, et al. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insight from simple experiments with plasticine. *Geology*, 1982, 10: 611—616 [\[DOI\]](#)
- 29 Peltzer G, Tapponnier P. ormaton and evaluation of strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision: an experimental approach. *J Geophys Res*, 1987, 93: 15085—15117 [\[DOI\]](#)
- 30 Xu X W, Deng Q D. Nonlinear characteristics of paleoseismicity in China. *J Geophys Res*, 1996, 101: 6209—6231 [\[DOI\]](#)
- 31 Cunningham W D, Windley B F, Dorjnamjaa D, et al. Geometry and style of partitioned deformation within a late Cenozoic trans-pressional zone in the eastern Gobi Altai Mountains, Mongolia. *Tectonophysics*, 1997, 277: 285—306 [\[DOI\]](#)
- 32 Sobel E R, Trevor A D. Thrusting and exhumation around the margins of the western Tarim basin during the India-Asia collision. *J Geophy Res*, 1997, 102 (B3): 5043—5063 [\[DOI\]](#)
- 33 Sobel E R, Chen J, Richard V H. Late Oligocene-Early Miocene initiation of shortening in the Southwestern Chinese Tian Shan: implications for Neogene shortening rate variations. *Earth Planet Sci Lett*, 2006, 247(1-2), doi:10.1016/j.epsl.2006.03.048, 70—81
- 34 郭召杰, 张志诚, 吴朝东, 等. 中、新生代天山隆升过程及其与准噶尔、阿尔泰山比较研究. *地质学报*, 2006, 80(1): 1—15
- 35 杜治利, 王清晨. 中新生代天山地区隆升历史的裂变径迹证据. *地质学报*, 2007, 81(8): 1081—1101

- 36 Tapponnier P, Lacassin R, Leloup P H, et al. The Ailao Shan/Red river metamorphic belt: Tertiary left-lateral shear between Indochina and South China. *Nature*, 1990, 343: 431—437 [\[DOI\]](#)
- 37 Hodges K V, Parrish R R, Housh T B, et al. Simultaneous Miocene extension and shortening in the Himalayan orogen. *Science*, 1992, 258: 1466—1470 [\[DOI\]](#)
- 38 Copeland P, Harrison T M, Kidd W S F, et al. Rapid early Miocene acceleration of uplift in the Gangdese belt, Xizang (south Tibet), and its bearing on accommodation mechanisms of the India-Asia collision. *Earth Planet Sci Lett*, 1987, 86: 240—252 [\[DOI\]](#)
- 39 Copeland P, Harrison T M. Episodic rapid uplift in the Himalaya revealed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis of detrital K-feldspar and muscovite, Bengal Fan. *Geology*, 1990, 18: 354—357 [\[DOI\]](#)
- 40 Richer R M, Lovera O M, Harrison M, et al. Tibetan tectonics from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis of a single K-feldspar sample. *Earth Planet Sci Lett*, 1991, 105: 85—92
- 41 Corrigan J D, Crowley K D. Unroofing of the Himalayas: review from apatite fission-track analysis of Bengal Fan sediments. *Geophys Res Lett*, 1992, 19: 2345—2348 [\[DOI\]](#)
- 42 Zeitler P K, Johnson N M, Naeser C W, et al. Fission-track evidence for Quaternary uplift of the Nanga Parbat region, Pakistan. *Nature*, 1982, 298: 255—257
- 43 Zeitler P K. Cooling history of the NW Himalaya, Pakistan. *Tectonics*, 1985, 4: 127—151 [\[DOI\]](#)
- 44 Treloar P J, Rex D C, Williams M P. The role of erosion and extension Pakistan Himalaya. *Geol Mag*, 1991, 128: 465—478
- 45 Cervený P F, Naeser N D, Zeitler P K, et al. History of uplift and relief of the Himalaya during the past 18 million years: evidence from fission-track ages of detrital zircons from sandstones of the Siwalik Group. In: Kleinspehn K L, Paolo C, eds. *New Perspectives in Basin Analysis*. New York: Springer-Verlag, 1988. 43—61
- 46 Downing K F, Lindsay E H, Downs W R, et al. Lithostratigraphy and vertebrate biostratigraphy and vertebrate biostratigraphy of the early Miocene Himalayan foreland, Zinda Pir Dome, Pakistan. *Sed Geol*, 1993, 87: 25—37 [\[DOI\]](#)
- 47 Ritts B D, Yue Y J, Graham S A. Oligocene-Miocene tectonics and sedimentation along the Altyn Tagh fault, Northern Tibetan Plateau: analysis of the Xorkol, Subei, and Aksay basins. *J Geol*, 2004, 112: 207—229
- 48 Yue Y J, Liou J G. Two-stage evolution model for the Altyn Tagh fault, China. *Geology*, 1999, 27: 227—230 [\[DOI\]](#)
- 49 Yue Y J, Ritts B D, Graham S A. Initiation and long-term slip history of the Altyn Tagh fault. *Int Geol Rev*, 2001, 43: 1087—1093
- 50 Fang X, Carmala G, Van der V R, et al. Flexural subsidence by 29 Ma on the NE edge of Tibet from the magnetostratigraphy of Linxia Basin, China. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 210: 545—560
- 51 张进, 马宗晋, 肖文霞, 等. 宁夏中南部中新世构造活动的地质证据及其意义. *地质学报*, 2006, 80(11): 1650—1659
- 52 李述靖. 亚洲大陆的纬向汇聚与蒙古青藏高原的崛起及东亚大陆之扩张. *地质力学学报*, 2007, 13(1): 25—30
- 53 李吉均, 文世宣, 张青松, 等. 青藏高原隆升的时代、幅度和形式的探讨. *中国科学*, 1979, (6): 608—616
- 54 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:地球科学*, 1996, 26(4): 316—322
- 55 Zheng H B, Powell C M, An Z S, et al. Pliocene uplift of the northern Tibetan Plateau. *Geology*, 2000, 28(8): 715—718 [\[DOI\]](#)
- 56 Zhang P Z, Burchfiel B C, Molnar P, et al. Amount and style of late Cenozoic deformation in the Liupan Shan area, Ningxia autonomous region, China. *Tectonics*, 1991, 10: 1111—1129 [\[DOI\]](#)
- 57 Burchfiel B C, Zhang P, Wang Y, et al. Geology of the Haiyuan fault zone, Ningxia-Hui autonomous region, China, and its relation to the evolution of the northeastern margin of the Tibetan Plateau. *Tectonics*, 1991, 10: 1091—1110 [\[DOI\]](#)
- 58 Fang X, Yan M, Rob V, et al. Late Cenozoic deformation and uplift of the NE Tibetan Plateau: Evidence from high-resolution magnetostratigraphy of the Guide Basin, Qinghai Province, China. *GSA Bull*, 2005, 117(9-10): 1208—1225
- 59 Sun J M, Zhu R X, An Z S. Tectonic uplift in the northern Tibetan Plateau since 13.7 Ma ago inferred from molasse deposits along the Altyn Tagh Fault. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 235: 641—653 [\[DOI\]](#)
- 60 方小敏, 宋春晖, 戴霜, 等. 青藏高原东北部阶段性变形隆升: 西宁、贵德盆地高精度磁性地层盆地演化记录. *地学前缘*, 2007, 14(1): 230—242