

# 青藏高原东部边界扩展过程的磷灰石 裂变径迹热历史制约\*

来庆洲<sup>①②\*\*</sup> 丁林<sup>②</sup> 王宏伟<sup>①</sup> 岳雅慧<sup>①</sup> 蔡福龙<sup>①</sup>

(① 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029; ② 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100085)

**摘要** 运用裂变径迹年代学方法对藏东甘孜-理塘、龙门山逆冲断裂带及甘孜、理塘走滑断裂上主要花岗岩体样品中的磷灰石进行分析, 取得了测试样品的表观年龄. 并且运用模拟退火法对所有样品进行了热历史模拟, 获得了样品的热演化史, 从而对甘孜-理塘、龙门山逆冲断裂带的活动历史进行分析和解释. 前期活动主要反映在甘孜-理塘逆冲断裂带上, 为中新世早期 20~16 Ma; 后期活动主要发生在龙门山断裂带上, 为~5 Ma 以来. 裂变径迹结果指示青藏高原的东部边界是分步向外扩展的, 即上部地壳通过走滑断裂及与之相联的逆冲断裂联合作用, 在中新世形成甘孜-理塘边界, 在 5 Ma 迁移到龙门山边界. 藏东不同阶段的变形被内部的逆冲断裂所吸收, 不存在数百公里级的长距离走滑挤出构造事件.

**关键词** 青藏高原 裂变径迹 热史模拟 边界扩展 制约

印度板块与欧亚板块于 65 Ma 沿雅鲁藏布缝合线碰撞以来<sup>[1]</sup>, 在高原内部, 一是通过喜马拉雅断裂系向南分步式扩展变形<sup>[1-4]</sup>; 二是通过古缝合系的复活, 青藏高原向北分步式俯冲扩展<sup>[5]</sup>. 高原东部, Royden 等<sup>[6]</sup>的模拟结果支持中下地壳物质从高原内部向东的流动造成藏东地壳的加厚和地表的整体抬升, 下地壳流动挤出模式可以合理的解释地壳加厚和地表的弱变形, 但无法预测陆内走滑变形. 走滑挤出是藏东新生代的主导性变形构造, 如: 东昆仑断

裂、鲜水河-小江断裂、红河-哀牢山走滑断裂等, 但单纯走滑变形不能合理解释藏东的地壳加厚<sup>[7]</sup>. 因而逆冲推覆与走滑挤出变形的关系是揭示藏东地壳变形和扩展过程的关键. 虽然藏东地区主要大型走滑断裂被广泛研究<sup>[7,8]</sup>, 但藏东甘孜-理塘构造带和龙门山构造带逆冲断裂与鲜水河走滑断裂等变形转换的时代关系还没有很好限定. Roger 等<sup>[9]</sup>认为金沙江在 50~40 Ma 左右是青藏高原的北部的变形边界, 早于喜马拉雅和青藏高原的其他地方的变形. Reid 等<sup>[10]</sup>

收稿日期: 2006-04-05; 接受日期: 2006-06-07

\* 中国科学院知识创新工程重要方向项目(批准号: KZCX3-SW-143)、国家重点基础研究发展规划项目(批准号: 2002CB412602)和国家自然科学基金项目(批准号: 40234049)资助

\*\* E-mail: [lqz971987@mail.iggcas.ac.cn](mailto:lqz971987@mail.iggcas.ac.cn)

通过甘孜-理塘构造带两侧花岗岩钾长石 Ar/Ar 热年代学研究, 认为藏东在始新世以前已冷却到 ~200°C 以下, 磷灰石裂变径迹数据进一步显示在新生代磷灰石裂变径迹通过部分退火带。张岳桥等<sup>[11]</sup>通过白云母、黑云母、钾长石等矿物的  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  阶段升温测年分析, 认为鲜水河断裂带晚新生代剪切变形具有两次快速冷却事件, 分别是 12~10 和 5~3.5 Ma。但藏东甘孜-理塘构造带和龙门山构造带新生代剥蚀冷却的时代还不清楚。本文通过对藏东主要断裂上出露的主要花岗岩体中的磷灰石进行裂变径迹实验, 并且运用模拟退火法对所有样品进行了热历史模拟, 获得了样品的热演化史。结果指示藏东义敦地块以东新生代以来经历了至少两期构造活动: 分别 20~16 Ma 以及 ~5 Ma 以来。初步结果支持藏东新生代具有分布式扩展变形特征, 构造变形可能局限在一些复活的构造带上, 甘孜-理塘断裂带及龙门山断裂分别是青藏高原不同时期的东部边界, 走滑断裂通过逆冲推覆转换协调高原表面向东挤出。

## 1 地质背景

研究区位于东喜马拉雅构造结的东侧, 夹持在金沙江断裂带和龙门山断裂带之间, 中间被甘孜-理塘断裂带一分二, 西侧为义敦岛弧, 东侧为雅江地块, 而雅江地块实际上是松潘-甘孜褶皱带的一部分。

甘孜-理塘缝合带是松潘-甘孜褶皱带与义敦岛弧发生俯冲碰撞的地点<sup>[10]</sup>。甘孜-理塘逆冲断裂系的北端被甘孜走滑断裂(又称玉树-甘孜走滑断裂)所截, 中间又被理塘走滑断裂所切割, 稻城以南走向不明<sup>[12]</sup>。沿甘孜-理塘断裂带出露由超基性岩、层状辉长岩、辉绿岩墙、玄武岩、硅质岩和深水浊积岩组成的蛇绿混杂岩<sup>[13]</sup>。金沙江逆冲断裂带与甘孜-理塘逆冲断裂带分别是沿金沙江缝合线与甘孜-理塘缝合线在新生代的复活逆冲推覆断裂系, 走向 NNW, 互相平行, 以义敦岛弧为共同上盘, 组成一巨大花状构造, 向西推覆在羌塘地块和向东推覆在雅江地块之上<sup>[13]</sup>。在义敦岛弧和松潘-甘孜褶皱带上都有大量的同造山及造山后的印支期和燕山期花岗岩侵入。义敦岛弧上的花岗岩主要分为两个阶段, 印支期花岗岩主要包括北侧的甘孜岩体和南侧的稻城岩体, 锆石 U/Pb

年龄分别为 213.6 Ma 和 201.8 Ma(丁林未发表数据), 与 Reid 等<sup>[14]</sup>的结果是一致的, 为晚印支期(图 1); 燕山期岩体主要有雀儿山花岗岩和海子花岗岩, 锆石 U/Pb 年龄分别为 102.1 Ma(丁林未发表数据)和 94.4 Ma<sup>[14]</sup>。松潘-甘孜褶皱带除发育上述 2 期对应的花岗岩外, 在鲜水河断裂与龙门山断裂的交汇处沿鲜水河断裂带还发育一个喜山期花岗岩侵入体(图 1), 锆石 U/Pb 年龄为 12.8 Ma<sup>[15]</sup>。鲜水河断裂西北端与甘孜断裂呈左行雁列, 叠复距离超过 40 km, 甘孜断裂在玉树附近与金沙江逆冲断裂交接<sup>[12]</sup>。鲜水河走滑断裂的东南端切割龙门山边界断裂, 延伸入扬子地块。

## 2 样品采集与实验方法

甘孜花岗岩和稻城花岗岩都是甘孜-理塘逆冲断裂上的典型花岗岩。甘孜花岗岩主体是中粗粒斑状黑云母二长花岗岩, 沿公路剖面在甘孜花岗岩体取有 4 块样品。稻城花岗岩主要是细粒二长花岗岩, 沿理塘-稻城公路在稻城花岗岩体取有 6 块样品。雀儿山花岗岩被甘孜走滑正断裂所切割, 主体为似斑状中粗粒黑云母钾长花岗岩, 沿甘孜走滑断裂断面垂直剖面, 在雀儿山花岗岩体取有 5 块样品。理塘花岗岩被理塘走滑正断裂所切割, 主体为黑云母二长花岗岩和黑云母花岗闪长岩, 沿理塘走滑断裂断层三角面采取 8 块样品。贡嘎山花岗岩属地壳局部熔融产物, 为 S 型花岗岩, 是鲜水河大型韧性左行平移的同构造产物, 并且是以不连续的方式侵位, 岩体主要由黑云母花岗岩组成, 由岩体边缘到岩体中心结构上具细粒-中细粒似斑状-中粒的变化, 在 2 个剖面上共采集了 6 块样品。九龙花岗岩主体为二云母花岗岩, 沿公路在九龙花岗岩取有 4 块样品。各岩体上具体采样位置如图 1 所示。

野外采用便携式 GPS 逐样定位、标高, 单机高度精度优于 15 m。样品均采自新鲜露头。岩石样品粉碎后, 用标准重液和磁选技术挑选出磷灰石单矿物。本次裂变径迹采用外探测器法<sup>[17]</sup>。实验方法具体如下: 将磷灰石样品和标准铀玻璃(美国国家标准局 SRM612)固定在环氧树脂片中, 分别用 800, 1200, 2400 和 4000 目砂纸磨片后, 用氧化铬抛光, 抛道光

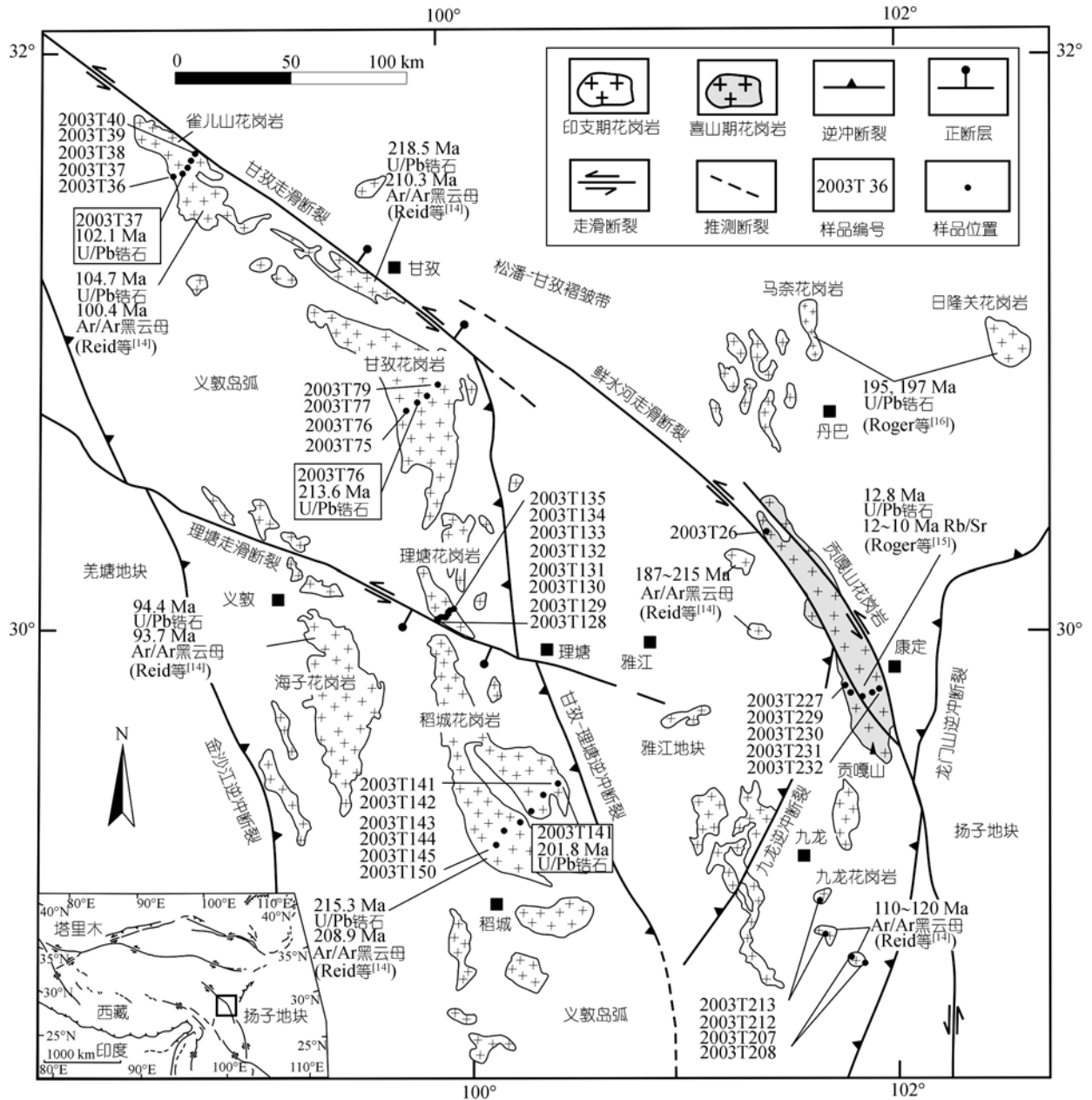


图 1 研究区构造简图

马奈和日隆关花岗岩年龄引自Roger等 [16], 标有方框的年龄为丁林未发表数据

学平面，制成光薄片。磷灰石的蚀刻条件为用 5 N 的 HNO<sub>3</sub>，在 25℃ 温度下蚀刻 40 s，揭示自发裂变径迹，然后将低铀含量的白云母片紧贴在光薄片上，做成定年组件，送中国原子能科学研究院 492 反应堆进行辐照。照射之后将白云母外探测器在 25℃ 温度下置

于 40% HF 中蚀刻 20 min，揭示诱发裂变径迹。自发径迹和诱发径迹在 Leitz 光学显微镜下放大 1000 倍进行统计，年龄计算采用 Zeta 常数法 [18]。本文获得的磷灰石 Zeta 常数为 354±19。这批样品测量时有国际标准样品 (Durango 的磷灰石) 同时检测，即用标准样品

来刻度这批样品, 所得年龄以标准年龄对比法校正后所得结果误差为 $\pm 0.2\%$ <sup>[19]</sup>.

### 3 裂变径迹结果

样品测试结果见表 1 和图 2. 由表 1 得知: 所有样品所得裂变径迹年龄皆小于岩体的形成年龄, 这说明这些样品在形成之后均遭受构造热事件的影响而发生退火; 并且所有样品 $P(x^2)$ 都高于 5%, 表明各单颗粒年龄的差别属于统计误差, 具有单一的年龄平均值, 样品颗粒径迹年龄可以视为单一年龄, 表示样品经过单一的冷却过程<sup>[20]</sup>. 磷灰石裂变径迹部分退火带的温度为 60~110°C<sup>[21]</sup>, 封闭温度是 110 $\pm$ 10°C<sup>[22]</sup>.

甘孜和稻城花岗岩岩体上花岗岩样品中磷灰石裂变径迹年龄相对较老, 分别为 153.7~124.3 和 154.9~81.6 Ma(所取年龄皆为为中心年龄, 下同); 两个岩体上花岗岩中磷灰石裂变径迹平均封闭径迹长度分别为 10.0~11.0 和 9.1~11.3  $\mu\text{m}$ . 这两个岩体锆石 U/Pb 年龄分别为 213.6 Ma(丁林未发表数据)和 215.3 Ma<sup>[14]</sup>.

雀儿山和理塘花岗岩岩体的花岗岩样品中磷灰石裂变径迹年龄都相对比较新, 分别为 25.2~15.0 和 23.9~10.5 Ma; 磷灰石裂变径迹平均封闭径迹长度分别为 9.8~10.8  $\mu\text{m}$ 和 9.3~10.7  $\mu\text{m}$ . 雀儿山花岗岩的锆石 U/Pb 年龄和黑云母  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年龄分别为 104.7 和 100.4 Ma<sup>[14]</sup>, 理塘花岗岩的黑云母 K/Ar 年龄为 220.1 Ma<sup>[23]</sup>. 这两个岩体上样品的裂变径迹年龄与高程之间存在较好的正相对应关系, 即高程越高, 裂变径迹年龄越老, 并且在两个岩体上大致相同海拔高度上的样品的裂变径迹表观年龄十分接近(图 3), 并且这两个岩体上的样品都是具有两阶段剥蚀的特征, 转折点处所对应的时间大致相同, 由此可以说明这两个岩体都是经过连续整体的冷却剥蚀过程.

贡嘎山和九龙花岗岩岩体上花岗岩样品中磷灰石裂变径迹表观年龄在本次实验中最新, 分别为 6.4~11.8 和 12.8~16.0 Ma; 磷灰石裂变径迹平均封闭径迹长度分别为 10.1~10.8 和 9.9~10.7  $\mu\text{m}$ . 贡嘎山花岗岩锆石 U/Pb 年龄为 12.8 Ma<sup>[15]</sup>, 九龙花岗岩黑云母 Ar/Ar 年龄为 110~120 Ma<sup>[14]</sup>.

从以上可以看出, 各个岩体的花岗岩样品的磷

灰石裂变径迹长度都低于新鲜径迹长度 16.3  $\mu\text{m}$ , 表明经历过较强的退火, 并且由裂变径迹长度直方图(图 2)可知, 分布形态都为无扰动基岩型, 表现为单峰型特征, 表明其并没有经历复杂的热历史<sup>[24]</sup>, 由此可以推测甘孜和稻城花岗岩岩体自白垩纪以来基本处于单调冷却, 雀儿山, 理塘, 贡嘎山以及九龙花岗岩岩体自中新世以来基本处于单调冷却.

### 4 热史模拟

本次所有测试样品的裂变径迹平均封闭径迹长度都较短, 并且各个岩体剖面上样品的平均封闭径迹长度在误差范围内基本一致, 这表明, 这些样品处于磷灰石裂变径迹部分退火带, 并发生严重的退火, 因此, 这些样品的表观年龄没有直接的地质意义, 需要通过模拟其热演化历史, 以获得快速冷却的时间.

本次模拟采用 Crowley 等人<sup>[25]</sup>的退火模型借助于 AFTsolve 软件对本次实验中所有磷灰石样品进行时间-温度热历史反演的模拟, 选择 Monte Carlo 运算法则进行计算. 所设置的第一个制约点为地表, 第二个制约点为本次所得测试样品的裂变径迹表观年龄, 根据锆石 U/Pb 年龄或者黑云母 Ar/Ar 的封闭温度比磷灰石裂变径迹的封闭温度高得多, 所以第三个制约点为样品对应的同一岩体的锆石 U/Pb 年龄或者黑云母 Ar/Ar 年龄, 各岩体的锆石 U/Pb 年龄或者黑云母 Ar/Ar 年龄在裂变径迹结果部分已有描述. 各个样品的热历史模拟参数见表 2.

Crowley 等人的热史模拟图一般分为三个部分: 可以接受的热史曲线集, 高质量的热史曲线集和最佳拟合曲线<sup>[25]</sup>, 本文将各样品的最佳拟合曲线绘于图 4 中. 从表 2 中可以看出除了样品 2003T142, 2003T145 和 2003T150(K-S 检验分别为 0.20, 0.08 和 0.08, 年龄 GOF 分别为 0.29, 0.06 和 0.07), 其余样品的 K-S 检验 $>0.5$ , 年龄 GOF $>0.5$ , 所以这些样品(除 2003T142, 2003T145 和 2003T146 外)的模拟结果是高质量的, 但是 2003T142, 2003T145 和 2003T146 的模拟结果是可以接受的, 所以这批样品的模拟结果都是可以应用的.

根据热史模拟结果我们可以得到如下认识:

(1) 样品在部分退火带中滞留时间较长, 这可能

表1 裂变径迹实验数据<sup>a)</sup>

样品号	矿物	岩性	坐标	高度 /m	$N_c$	$\rho_0(N_d)$ ( $\times 10^6 \text{cm}^{-2}$ )	$\rho_s(N_s)$ ( $\times 10^5 \text{cm}^{-2}$ )	$\rho(N_i)$ ( $\times 10^6 \text{cm}^{-2}$ )	铀含量 ( $\mu\text{g/g}$ )	$P(x^2)\%$	$R$	裂变径迹年龄 ( $\text{Ma} \pm 1\sigma$ )	平均径迹长度 ( $\mu\text{m} \pm 1\sigma$ )	$N$	偏差 / $\mu\text{m}$
理塘花岗岩															
2003T128	磷灰石	花岗岩	30°12.03N, 99°56.69E	4750	37	14.05(2691)	1.010(239)	10.493(2484)	9.20	23.16	0.53	23.9±2.1	10.2±2.3	40	0.4
2003T129	磷灰石	花岗岩	30°12.52N, 39°57.10E	4607	32	14.05(2691)	0.792(175)	8.493(1876)	7.49	94.36	0.72	23.2±2.3	10.0±2.0	54	0.3
2003T130	磷灰石	花岗岩	30°12.49N, 99°57.05E	4564	35	14.05(2691)	0.676(176)	7.996(2081)	7.06	99.48	0.78	21.0±2.0	9.6±2.1	42	0.3
2003T131	磷灰石	花岗岩	30°12.48N, 99°59.04E	4542	32	14.05(2691)	0.742(190)	11.162(2857)	9.90	86.00	0.71	16.5±1.6	9.9±2.3	40	0.4
2003T132	磷灰石	花岗岩	30°12.46N, 99°56.99E	4493	35	14.05(2691)	0.555(154)	9.086(2522)	8.11	52.03	0.41	15.2±1.5	9.3±1.9	18	0.5
2003T133	磷灰石	花岗岩	30°12.39N, 99°56.93E	4411	33	14.05(2691)	0.536(124)	8.589(1988)	7.70	80.99	0.34	15.5±1.7	9.9±2.4	26	0.5
2003T134	磷灰石	花岗岩	30°12.26N, 99°56.88E	4314	38	14.05(2691)	0.685(166)	12.078(2929)	10.63	76.96	0.73	14.0±1.4	10.5±2.2	61	0.3
2003T135	磷灰石	花岗岩	30°12.19N, 99°56.77E	4227	37	14.05(2691)	0.426(140)	10.108(3320)	8.95	95.82	0.42	10.5±1.1	10.7±2.1	32	0.4
雀儿山花岗岩															
2003T40	磷灰石	花岗岩	31°54.89N, 98°57.70E	4891	32	14.05(2691)	1.354(320)	13.362(3157)	11.84	100.00	0.94	25.2±2.1	10.5±2.6	68	0.3
2003T39	磷灰石	花岗岩	31°56.18N, 98°56.27E	4756	33	14.05(2691)	1.241(261)	13.450(2829)	11.78	99.20	0.90	22.9±2.0	10.6±2.1	89	0.2
2003T38	磷灰石	花岗岩	31°56.67N, 98°55.95E	4690	34	14.05(2691)	0.805(184)	11.843(2707)	10.89	100.00	0.86	16.9±1.6	9.8±2.5	50	0.3
2003T37	磷灰石	花岗岩	31°55.53N, 99°56.24E	4560	20	14.05(2691)	0.513(98)	7.603(1453)	6.65	99.55	0.94	16.8±2.0	10.1±2.6	53	0.4
2003T36	磷灰石	花岗岩	31°56.41N, 98°55.45E	4410	34	14.05(2691)	0.851(203)	14.066(3357)	12.57	99.99	0.88	15.0±1.4	10.8±2.8	79	0.3
甘孜花岗岩															
2003T79	磷灰石	花岗岩	31°10.63N, 99°47.14E	4280	32	14.05(2691)	5.016(961)	9.937(1904)	9.15	17.03	0.78	124.3±8.6	10.0±2.6	100	0.3
2003T75	磷灰石	花岗岩	31°12.45N, 99°45.52E	4402	30	14.05(2691)	4.801(1102)	7.777(1785)	6.91	86.10	0.93	151.7±10.4	11.0±2.2	117	0.2
2003T76	磷灰石	花岗岩	31°13.33N, 99°50.74E	4477	30	14.05(2691)	4.451(1212)	7.287(1984)	6.39	72.77	0.87	150.2±10.2	10.4±2.4	106	0.2
003T77	磷灰石	花岗岩	31°15.84N, 99°52.31E	4567	30	14.05(2691)	5.708(1417)	9.127(2266)	7.94	74.82	0.84	153.7±10.2	10.2±2.5	100	0.3
稻城花岗岩															
2003T141	磷灰石	花岗岩	29°38.60N, 100°21.10E	3845	35	14.05(2691)	3.390(770)	10.263(2331)	9.05	21.47	0.81	81.6±5.8	9.1±2.5	62	0.3

表 1(续)

样品号	矿物	岩性	坐标	高度 /m	$N_c$	$\rho_d(N_d)$ ( $\times 10^6 \text{cm}^{-2}$ )	$\rho_s(N_s)$ ( $\times 10^5 \text{cm}^{-2}$ )	$\rho_i(N_i)$ ( $\times 10^6 \text{cm}^{-2}$ )	铀含量 ( $\mu\text{g/g}$ )	$P(x^2)\%$	$R$	裂变径迹年龄 ( $\text{Ma} \pm 1\sigma$ )	平均径迹长度 ( $\mu\text{m} \pm 1\sigma$ )	$N$	偏差 / $\mu\text{m}$
2003T142	磷灰石	花岗岩	29°37.91N, 100°20.69E	3966	33	14.05(2691)	4.198(1014)	9.953(2404)	8.71	32.25	0.78	104.1±7.1	9.4±2.3	65	0.3
2003T143	磷灰石	花岗岩	29°36.93N, 100°19.95E	4122	33	14.05(2691)	5.128(1337)	10.953(2856)	9.69	31.69	0.75	115.4±7.6	10.2±2.5	86	0.3
2003T144	磷灰石	花岗岩	29°32.59N, 100°16.22E	4477	34	14.05(2691)	5.505(1417)	11.741(3022)	10.15	15.10	0.84	115.6±4.0	11.3±2.7	104	0.3
2003T145	磷灰石	花岗岩	29°31.93N, 100°16.98E	4488	32	14.05(2691)	5.929(1361)	12.804(2939)	11.24	56.78	0.84	114.1±7.5	9.7±2.3	103	0.2
2003T150	磷灰石	花岗岩	29°15.33N, 100°05.18E	4272	29	14.05(2691)	5.134(885)	8.556(1475)	7.69	99.55	0.98	154.9±10.6	10.0±2.3	62	0.3
贡嘎山花岗岩															
2003T26	磷灰石	花岗岩	30°32.59N, 101°34.71E	3928	33	14.05(2691)	0.2(63)	7.739(2438)	6.77	99.44	0.38	6.4±0.9	10.4±2.1	13	0.6
2003T227	磷灰石	花岗岩	30°04.47N, 101°48.26E	4300	30	14.05(2691)	0.442(106)	9.306(2230)	8.09	100	0.81	11.8±1.4	10.1±2.7	20	0.6
2003T229	磷灰石	花岗岩	30°02.13N, 101°50.63E	3717	31	14.05(2691)	0.435(112)	11.077(2851)	9.54	99.78	0.74	9.8±1.1	10.8±2.5	21	0.5
2003T230	磷灰石	花岗岩	29°59.67N, 101°53.08E	3252	31	14.05(2691)	0.363(107)	8.53(2515)	7.47	99.92	0.59	10.6±1.2	10.5±2.7	21	0.6
2003T231	磷灰石	花岗岩	29°59.19N, 101°55.54E	2994	34	14.05(2691)	0.391(125)	11.972(3823)	10.5	100	0.88	8.1±0.9	10.2±2.8	16	0.7
2003T232	磷灰石	花岗岩	29°59.46N, 101°56.26E	2999	31	14.05(2691)	0.187(51)	5.463(1490)	4.81	100	0.8	8.5±1.3	10.4±2.6	20	0.6
九龙花岗岩															
2003T207	磷灰石	花岗岩	28°33.76N, 101°46.66E	1490	33	14.05(2691)	0.559(139)	10.83(2694)	9.59	100	0.9	12.8±1.3	10.6±2.4	13	0.7
2003T208	磷灰石	花岗岩	28°22.10N, 101°44.99E	1489	33	14.05(2691)	0.692(129)	11.55(2152)	10.38	100	0.81	14.9±1.6	9.9±2.4	15	0.6
2003T212	磷灰石	花岗岩	28°38.58N, 101°38.62E	1998	33	14.05(2691)	0.249(72)	4.709(1359)	4.12	100	0.78	13.2±1.8	10.3±2.4	33	0.4
2003T213	磷灰石	花岗岩	28°52.47N, 101°34.15E	2596	32	14.05(2691)	0.287(87)	4.438(1347)	3.88	100	0.93	16.0±2.0	10.7±2.3	32	0.4

a)  $N_c$  表示测试的样品颗粒数;  $\rho_d$  表示铀标准玻璃对应外探测器的诱发径迹密度;  $N_d$  表示铀标准玻璃的诱发径迹;  $\rho_s$  表示自发径迹密度;  $N_s$  表示自发径迹数;  $\rho_i$  表示诱发径迹密度;  $N_i$  表示诱发径迹数;  $P(x^2)$  表示是检验所有单颗粒年龄正态分布置信度的量值<sup>[24]</sup>;  $R$  表示单颗粒自发和诱发径迹之间的相互系数;  $N$  表示所测量的围限径迹长度数

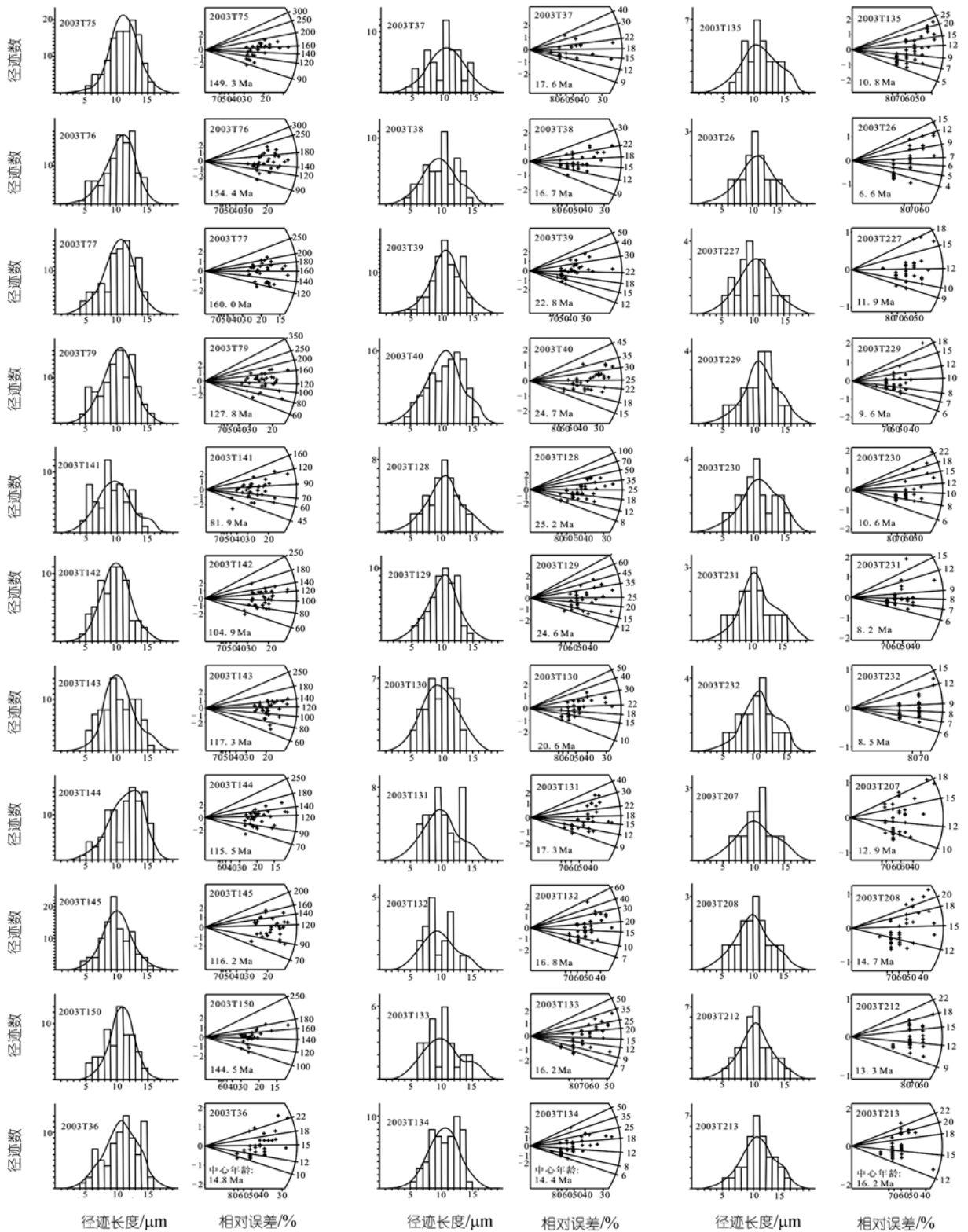


图 2 花岗岩中磷灰石样品裂变径迹长度分布直方图和年龄放射投影图

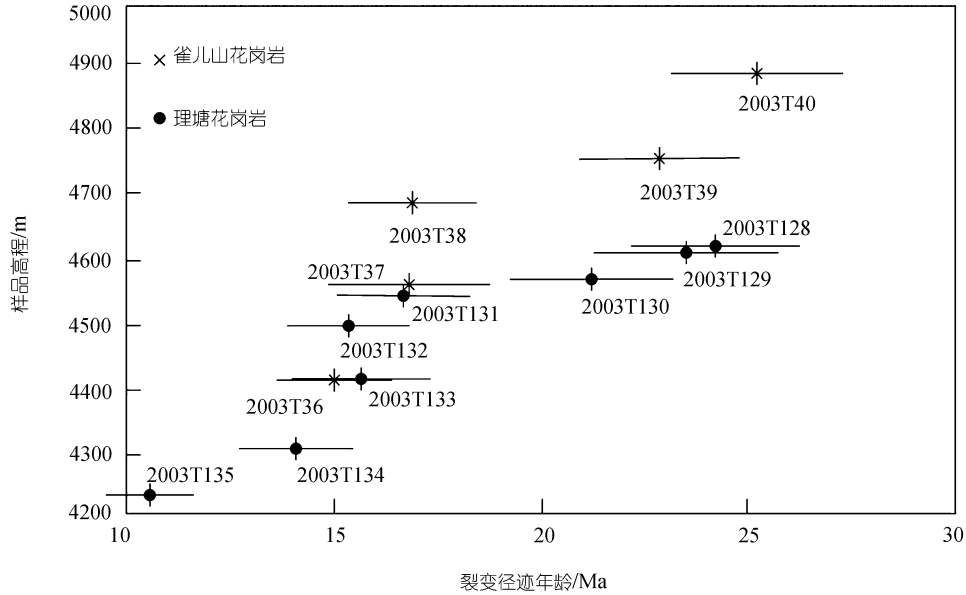


图 3 磷灰石样品裂变径迹年龄和海拔高程关系图

表 2 磷灰石热史模拟的 K-S 检验值和年龄 GOF 值

样品	K-S 检验 <sup>a)</sup>	年龄 GOF <sup>b)</sup>	模拟径迹长度	实验径迹长度	模拟年龄	测试年龄
2003T128	0.84	0.90	10.5±0.7	10.2±0.3	24.1±0.0	23.9±0.1
2003T129	0.55	0.95	10.1±0.6	10.0±0.0	23.0±0.0	23.2±0.3
2003T130	0.82	0.98	9.7±0.9	9.6±0.1	19.0±0.0	19.1±0.2
2003T131	0.66	0.96	9.9±0.9	9.9±0.3	16.6±0.0	16.5±0.6
2003T132	0.58	0.67	9.8±0.0	9.3±0.9	15.8±0.0	15.2±0.5
2003T133	0.97	0.81	10.2±0.1	9.9±0.4	15.1±0.0	15.5±0.7
2003T134	0.60	0.61	10.4±0.5	10.5±0.2	14.8±0.0	14.1±0.4
2003T135	0.81	0.82	10.7±0.9	10.7±0.1	10.7±0.0	10.5±0.1
2003T36	0.88	0.99	10.9±0.8	10.8±0.8	15.0±0.0	15.0±0.4
2003T37	0.98	0.95	10.4±0.7	10.1±0.6	16.9±0.0	16.8±0.0
2003T38	0.95	0.87	10.0±0.9	9.8±0.5	17.1±0.0	16.9±0.6
2003T39	0.63	0.80	10.7±0.6	10.6±0.1	23.4±0.0	22.9±0.0
2003T40	0.76	0.97	10.5±0.9	10.5±0.6	25.2±0.0	25.2±0.1
2003T75	0.64	0.93	11.2±0.2	11.0±0.2	151.0±0.0	152.0±0.0
2003T76	0.70	0.63	10.6±0.5	10.4±0.4	145.0±0.0	150.0±0.0
2003T77	0.82	0.86	10.3±0.4	10.2±0.5	152.0±0.0	154.0±0.0
2003T79	0.70	0.95	10.2±0.5	10.0±0.6	125.0±0.0	124.0±0.0
2003T141	0.54	0.66	9.7±0.0	9.1±0.5	78.1±0.0	81.6±0.8
2003T142	0.20	0.29	9.9±0.4	9.4±0.3	96.5±0.0	104.0±0.0
2003T143	0.61	0.56	10.5±0.4	10.2±0.5	111.0±0.0	115.0±0.0
2003T144	0.67	0.80	11.5±0.6	11.3±0.7	114.0±0.0	116.0±0.0
2003T145	0.08	0.06	10.1±0.4	9.7±0.3	100.0±0.0	114.0±0.0
2003T150	0.08	0.07	11.0±0.3	10.0±0.3	126.0±0.0	144.0±0.0
2003T26	0.92	0.95	10.9±0.9	10.4±0.1	6.4±0.0	6.5±0.9
2003T227	1.00	0.87	10.2±0.8	10.1±0.7	11.6±0.0	11.8±0.4
2003T229	0.69	0.97	11.5±0.5	10.8±0.5	9.8±0.0	9.8±0.1
2003T230	0.78	0.63	11.2±0.9	10.5±0.7	11.2±0.0	10.6±0.2
2003T231	0.75	0.83	11.3±0.6	10.2±0.8	7.9±0.0	8.1±0.9
2003T232	0.73	0.91	11.4±0.5	10.4±0.6	8.4±0.0	8.5±0.3
2003T207	0.99	0.98	10.6±0.1	10.6±0.4	12.8±0.0	12.8±0.3
2003T208	1.00	0.98	10.0±0.7	9.9±0.4	14.8±0.0	14.9±0.6
2003T212	0.99	0.97	10.1±0.6	10.3±0.4	13.1±0.0	13.2±0.8
2003T213	0.79	0.85	10.7±0.9	10.7±0.3	16.4±0.0	16.0±0.0

a) “K-S检验”表示径迹长度模拟值与实测值之吻合程度; b) “年龄GOF”代表径迹年龄模拟值与实测值之吻合程度, 若“年龄GOF, K-S检验”都大于 0.05 时, 表明模拟结果“可以接受”, 当它们超过 0.5 时, 模拟结果则是高质量的<sup>[25]</sup>



是造成径迹长度较短的原因。

(2) 模拟曲线表明, ①甘孜和稻城花岗岩岩体在~190 Ma 前有一次快速冷却, 使岩体进入到部分退火带中, 以后长期停留在这一温度范围内, 直到中新世早期(20~16 Ma)左右再次快速剥蚀冷却; ②雀儿山花岗岩在~80 Ma 前有一次快速冷却, 以后就长期停留在部分退火带中, 直到 5 Ma 左右再次快速剥蚀冷却; ③理塘花岗岩在~190 Ma 前有一次快速冷却, 以后长期停留在部分退火带中, 直到 5 Ma 再一次发生快速剥蚀冷却; ④贡嘎山和九龙花岗岩从岩体侵位后一直处于部分退火带中, 在~5 Ma 左右开始快速冷却抬升至地表。

(3) 甘孜和稻城花岗岩在中新世早期(20~16 Ma)冷却速率相对较慢, 为~5°C/Ma 左右; 而雀儿山、理塘、贡嘎山以及九龙花岗岩在 5 Ma 以来的冷却速率则快得多, 达到了~18°C/Ma。

## 5 讨论

### 5.1 藏东中生代冷却历史

藏东是一个印支期造山带, 三叠纪末(230~210 Ma), 金沙江, 甘孜理塘等古特提斯洋盆相继关闭<sup>[26]</sup>。松潘-甘孜、雅江、义敦及羌塘的北部等块体也发生区域性地壳加厚及随后的快速剥蚀作用(210~190 Ma)<sup>[13, 27]</sup>, 这次构造运动奠定了本区的构造格局。

早白垩纪(140~120 Ma), 是藏东和青藏高原的构造转折阶段, 新特提斯洋由扩张转为俯冲消减, 在拉萨地块上出现冈底斯岛弧, 同时, 拉萨地块与羌塘地块沿班公湖-怒江缝合带碰撞封闭<sup>[28]</sup>。羌塘地块, 松潘-甘孜地块地壳加厚, 大量花岗岩侵入及随后的剥蚀<sup>[14]</sup>, 由于地形的隆起, 海水从此退出本区。藏东本次活动继承了印支期的构造, 发生地壳的加厚、剥蚀和地表的隆起, 但没有形成新的区域性构造形迹。

义敦岛弧及雅江地块上花岗岩黑云母  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年龄指示(图 1), 本区在 200 Ma 及 100 Ma, 即紧随上述 2 期花岗岩侵位事件, 发生快速冷却剥蚀<sup>[14]</sup>。

甘孜、稻城以及理塘花岗岩中磷灰石裂变径迹热史模拟对上述 200 Ma 花岗岩侵位事件进行了记录, 雀儿山花岗岩中磷灰石裂变径迹热史模拟对上述 100 Ma 花岗岩侵位事件进行了记录, 分别在~190 Ma 前

和~80 Ma 有一次快速冷却事件发生, 这也与侯增谦等<sup>[29]</sup>在本区划分的 206~138 Ma 和 135~73 Ma 这两次大的岩浆事件能够很好的对应起来。其后, 甘孜、稻城、雀儿山以及理塘岩体长期处于部分退火带中, 是一个构造变形的相对宁静期。

### 5.2 藏东新生代冷却历史

裂变径迹热模拟历史显示, 研究区在很晚, 中新世以来才出现大规模的剥蚀作用。甘孜、稻城花岗岩于中新世 20~16 Ma 以来快速通过部分退火带(图 4)。雀儿山和理塘花岗岩在 50 Ma 左右才进入部分退火带, 在此之前处于裂变径迹年龄为 0 的状态, 于~5 Ma 以来发生快速剥蚀抬升(图 4)。九龙花岗岩和贡嘎山花岗岩也于 5 Ma 以来发生快速冷却, 与雀儿山和理塘花岗岩相比, 九龙花岗岩和贡嘎山花岗岩在部分退火带之下就开始快速冷却(图 4)。

Reid 等<sup>[10]</sup>通过花岗岩钾长石  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  多扩散域和磷灰石裂变径迹热历史研究, 得出青藏高原东部包括义敦岛弧在新生代并没有发生快速的隆升剥蚀, 这个地区剥蚀事件主要发生在晚三叠纪和早白垩纪。但是, 在他们的磷灰石裂变径迹热模拟实验中也观察到了非常明显的晚新生代以来的剥蚀事件, 由于这个事实与下地壳流动模式所要求的藏东新生代地表无大规模剥蚀隆升的要求相背而被解释掉了。其理由是裂变径迹的原始长度比现在普遍接受的 16.3  $\mu\text{m}$  要长 5%, 在常温下裂变径迹也可能出现退火<sup>[30]</sup>, 因而磷灰石热历史低温部分的模拟可能产生假的剥蚀抬升历史<sup>[10]</sup>。即使如此, 在他们的实验中, 由于观察到金沙江带出现的大量新生代以来的裂变径迹表面年龄的事实, 也不得不承认金沙江河谷在新生代出现了快速冷却, 但仍然认为, 金沙江的新生代冷却是局部的, 义敦岛弧在新生代的剥蚀是非常小的。由于 Reid 等<sup>[10]</sup>在义敦岛弧没有观察到新生代裂变径迹的表观年龄, 才导致其得出义敦岛弧乃至整个藏东在新生代没有显著剥蚀的结论。本次结果显示, 雀儿山、理塘、贡嘎山和九龙花岗岩都普遍为新生代的裂变径迹表面年龄, 热历史模拟的结果显示, 新生代的冷却幅度大于 100°C, 这么大的冷却幅度是不可能用常温退火和裂变径迹长度误差进行解释的。上述

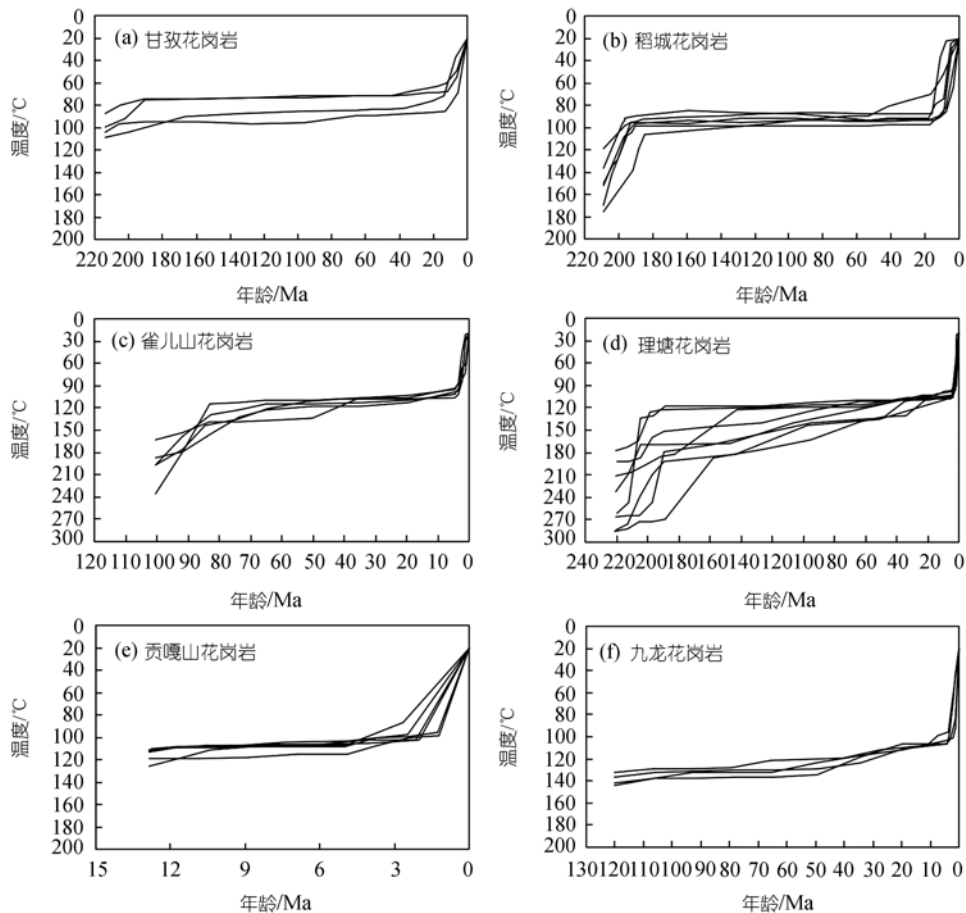


图 4 花岗岩中磷灰石样品热历史模拟曲线图

结果指示藏东在新生代普遍经历了明显的剥蚀冷却过程。

新生代喜马拉雅期以来, 由于特提斯洋沿雅鲁藏布江一线的开启与闭合, 印度板块与欧亚板块在 65 Ma 左右发生相互碰撞<sup>[1]</sup>, 引起强烈的陆内变形作用, 印度板块持续向北运动大部分被发生在青藏高原内部及其周边地区的陆内变形吸收了<sup>[2]</sup>, 陆内变形主要是沿一些规模巨大的断裂带进行的, 其中有许多是走滑断裂. 本区表现最明显突出的是雀儿山花岗岩体的错位<sup>[31]</sup>. 雀儿山岩体受喜山期左行平移走滑作用影响, 被北西向断层错断和错位, 平移错位达 80 km<sup>[32]</sup>. 理塘岩体位于理塘盆地边缘, 从理塘岩体靠近盆地一侧可以看到明显的断层三角面, 断层性质为正走滑断层. 根据表 1 的结果, 我们可以看出雀

儿山和理塘这两个剖面上相近高度上样品的裂变径迹年龄是非常的相近, 这很明显的说明了这两个岩体经受了相同期次的构造热事件——左行走滑运动的影响。

雀儿山和理塘两个岩体的剥蚀速率都是随裂变径迹年龄减小而增大, 在中新世(~17 Ma) 出现一个拐点, 剥蚀速率明显加快, 此拐点记录了古裂变径迹部分退火带的下界, 此“化石”部分退火带出现在现代海拔 4600 m 以上(图 3). 取本地区古地温梯度为取研究区平均古地温梯度 35°C/km, 地表平均温度为 10°C<sup>[33]</sup>. 利用外推法可以得出: 雀儿山岩体 16.9 Ma 以来的平均剥蚀速率为 0.446 mm·a<sup>-1</sup>; 理塘岩体到了 16.5 Ma 以来平均剥蚀速率为 0.448 mm·a<sup>-1</sup>. 两个岩体在中新世以来具有基本相同的剥蚀速率。

### 5.3 青藏高原东部边界的扩展过程

Clark等<sup>[34]</sup>通过对藏东大度河、安宁河和雅砻江深切峡谷中的花岗岩中磷灰石进行(U-Th)/He和裂变径迹实验,得出在中新世大约9~13 Ma藏东地区发生快速隆升。Kirby等<sup>[35]</sup>通过对龙门山地区进行花岗岩中锆石和磷灰石(U-Th)/He以及黑云母和钾长石<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar实验,得出藏东边界在中新世大约5~12 Ma发生快速剥蚀冷却。他们都是认为藏东的剥蚀抬升是由于下地壳物质向东流动挤出造成的,并且把藏东作为一个整体来剥蚀抬升的,逆冲推覆与走滑挤出变形的关系是揭示藏东地壳变形和扩展过程的关键,下地壳流动挤出模式可以合理的解释地壳加厚和地表的弱变形,但无法预测陆内走滑变形。本次裂变径迹数据显示,藏东甘孜-理塘及龙门山构造带有着不同的热历史,我们认为,不同构造带热历史的差异分别指示了青藏高原不同阶段的东部边界。处于甘孜-理塘逆冲断裂带上的甘孜和稻城花岗岩于中新世20~16 Ma以来快速剥蚀冷却,在此之前长期处于部分退火带内。这个年龄与甘孜及理塘走滑断裂的活动时代是一致的,处于断裂上的甘孜及理塘岩体分别在16.9和16.5 Ma出现剥蚀速率加快,我们解释是由于走滑断裂斜向正断分量所造成的岩体快速剥蚀冷却。上述甘孜走滑断裂、理塘走滑断裂与甘孜-理塘逆冲断裂快速剥蚀时代的一致指示,由于走滑断裂协调物质的向东挤出,造成甘孜-理塘逆冲断裂的抬升和快速剥蚀。中新世(20~16 Ma),甘孜-理塘逆冲断裂构成了青藏高原的东部边界,甘孜-理塘逆冲断裂向北,向南分别都与金沙江逆冲断裂带相联,共同构成青藏高原中新世早期的边界。

贡嘎山岩体和九龙岩体都位于龙门山逆冲断裂带上盘,虽然岩体的形成年龄差别较大,但是通过裂变径迹反演得到的热历史是一致的,都是在~5 Ma以来发生快速的剥蚀冷却。上述裂变径迹结果指示,现代青藏高原的东部边界始于~5 Ma以来。

诚如上述青藏高原的东部边界是分步向外扩展的,即上部地壳通过走滑断裂及与之相联的逆冲断裂联合作用,在中新世形成甘孜-理塘边界,在~5 Ma迁移到龙门山边界,那么青藏高原的东部就不是

一个个的刚性地块被从青藏高原内部挤出<sup>[36]</sup>。红河走滑断裂,鲜水河等走滑断裂都是分阶段向外扩展,不同阶段的走滑断裂的末端与相应的逆冲断裂相联。这样,藏东不同阶段的变形,大部分都在高原内部被吸收,即局限在当时的高原内部,全部用来塑造高原,抬升地形,从而也不存在长距离的走滑挤出,即藏东的地块边界不是以板块边界为边界的自由活动边界。

## 6 结论

甘孜-理塘断裂带和龙门山断裂带上花岗岩中磷灰石样品进行裂变径迹实验得到154~81和25~6 Ma两个阶段的平均年龄,指示藏东至少经历了两个活动时期。热历史模拟显示2期快速剥蚀冷却的时间分别是20~16和5 Ma以来。

中新世的剥蚀冷却主要发生在甘孜-理塘逆冲断裂带,在此之前长期处于部分退火带内,一直到~20 Ma才发生快速剥蚀冷却,而龙门山逆冲断裂带直到~5 Ma才开始快速剥蚀冷却。甘孜-理塘及龙门山构造带分别构成了中新世早期及现代高原的东部边界。

**致谢** 裂变径迹实验过程中得到中国地震局地质研究所万景林研究员的悉心指导,钟大赉院士的建设性意见使本文得到很大提高,在此一并表示谢意。

## 参 考 文 献

- Ding L, Kapp P, Wan X Q. Paleocene-Eocene record of ophiolite obduction and initial Indian-Asia collision, south central Tibet. *Tectonics*, 2005, 24(3): 1—18
- Yin A, Harrison T M. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Ann Rev Earth Planet Sci*, 2000, 28: 211—280 [DOI](#)
- Bouchez J L, Pecher A. The Himalayan main central thrust pile and its quartz-rich tectonites in central Nepal. *Tectonophysics*, 1981, 78: 23—50 [DOI](#)
- Arital K. Origin of the inverted metamorphism of the lower Himalayas, central Nepal. *Tectonophysics*, 1983, 95: 43—60 [DOI](#)
- Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, et al. Geology-oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science*, 2001, 294: 1671—1677 [DOI](#)
- Royden L H, Burchfiel B C, King R W, et al. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. *Science*, 1997, 276: 788—790 [DOI](#)
- Tapponnier P, Molnar P. Active faulting and tectonics in China. *J Geophys Res*, 1977, 82: 2905—2930
- 钟大赉, Tapponnier P, 吴威海, 等. 大型走滑断裂-碰撞后陆内

- 变形的重要形式. 科学通报, 1989, 34(7): 526—529
- 9 Roger F, Tapponnier P, Arnaud, N, et al. An Eocene magmatic belt across central Tibet: mantle subduction triggered by Indian collision? *Terr Nova*, 2000, 12(3): 102—108 [\[DOI\]](#)
  - 10 Reid A J, Andrew P F, David P, et al. Thermochronology of the Yidun Arc, central eastern Tibetan Plateau: constraints from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  K-feldspar and apatite fission track data. *J Asian Earth Sci*, 2005, 25: 915—935 [\[DOI\]](#)
  - 11 张岳桥, 陈文, 杨农. 川西鲜水河断裂带晚新生代剪切变形  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  测年及其构造意义. *中国科学, D 辑*, 2004, 34 (7): 613—621
  - 12 许志琴, 侯立玮, 王宗秀, 等. 中国松潘-甘孜造山带的造山过程. 北京: 地质出版社, 1992. 1—190
  - 13 Reid A J, Christopher J L W, Liu S. Structural evidence for the Permo-Triassic tectonic evolution of the Yidun Arc, east Tibetan Plateau. *J Struct Geol*, 2005, 27: 119—137 [\[DOI\]](#)
  - 14 Reid A J, Christopher J L W, David P, et al. Mesozoic cooling across the Yidun Arc, central-eastern Tibetan Plateau: a reconnaissance  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  study. *Tectonophysics*, 2005, 398: 45—66 [\[DOI\]](#)
  - 15 Roger F, Calassou S, Lancelot J, et al. Miocene emplacement and deformation of the Konga Shan granite (Xiashui He fault zone, west Sichuan, China): geodynamic implications. *Earth Planet Sci Lett*, 1995, 130: 201—216 [\[DOI\]](#)
  - 16 Roger F, Malavieille J, Leloup P H, et al. Timing of granite emplacement and cooling in the Songpan-Garze fold belt (eastern Tibetan Plateau) with tectonic implications. *J Asian Earth Sci*, 2004, 22: 465—481 [\[DOI\]](#)
  - 17 Gleadow A J W, Duddy I R. A natural long-term annealing experiment for apatite. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 1981, 5: 169—174
  - 18 Hurford A J, Green P F. The zeta age calibration of fission-track dating. *Isotope Geoscience*, 1982, 1: 285—317
  - 19 丁林, 钟大赉, 潘裕生, 等. 东喜马拉雅构造结上新世以来快速抬升的裂变径迹证据. *科学通报*, 1995, 40(16): 1497—1500
  - 20 Galbraith R F. On statistical models for fission track counts. *Math Geol*, 1981, 13: 471—478 [\[DOI\]](#)
  - 21 Green P F, Duddy I R, Gleadow A J W, et al. Thermal annealing of fission track in apatite I: a qualitative description. *Chem Geol*, 1986, 59: 237—253 [\[DOI\]](#)
  - 22 Naeser N D. Fission track annealing in apatite and sphene. *J Geophys Res*, 1969, 74: 705—710
  - 23 勾永东, 徐天德. 川西反 S 形构造岩浆带北段侵入岩岩石构造组合序列的划分. *四川地质学报*, 2002, 22(2): 65—71
  - 24 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. *Contrib Mineral Petrol*, 1986, 94(4): 405—415 [\[DOI\]](#)
  - 25 Crowley K D, Cameron M, Schaefer R L. Experimental studies of annealing of etched fission tracks in fluorapatite. *Geochim Cosmochim Acta*, 1991, 55: 1449—1465 [\[DOI\]](#)
  - 26 钟大赉等著. 滇川西部古特提斯造山带. 北京: 科学出版社, 1998. 1—248
  - 27 Mathew J H, Christopher J L W. Indosinian deformation of the Songpan Garze fold belt, northeast Tibetan Plateau. *J Struct Geol*, 2005, 27: 101—117 [\[DOI\]](#)
  - 28 丁林, 来庆洲. 冈底斯地壳碰撞前增厚及隆升的地质证据: 岛弧拼贴对青藏高原隆升及扩展历史的制约. *科学通报*, 2003, 48(8): 836—842
  - 29 侯增谦, 曲晓明, 周继荣, 等. 三江地区义敦岛弧碰撞造山过程: 花岗岩记录. *地质学报*, 2001, 75(4): 484—497
  - 30 Donelick R, Roden M, Mooers J D, et al. Etchable length reduction of induced fission tracks at room temperature (~23 degrees celcius): crystallographic orientation effects and 'initial' mean length. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 1990, 17: 261—265 [\[DOI\]](#)
  - 31 付小方, 应汉龙. 甘孜-理塘断裂带北段新生代构造特征及金矿成矿作用. *中国地质*, 2003, 30(4): 413—418
  - 32 赵友年, 姚武员. 雀儿山岩体与高贡岩体之错位及地震地质意义. *四川地质学报*, 1989, 9(3): 37—42
  - 33 王钧, 黄尚瑶, 黄歌山, 等. 中国地温分布的基本特征. 北京: 地震出版社, 1990. 1—231
  - 34 Clark M K, House M A, Royden L H, et al. Late Cenozoic uplift of southeastern Tibet. *Geology*, 2005, 33(6): 525—528 [\[DOI\]](#)
  - 35 Kirby E, Reiners P W, Krol M A, et al. Late Cenozoic evolution of the eastern margin of the Tibetan Plateau: inferences from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and (U-Th)/He thermochronology. *Tectonics*, 2002, 21(1): 1—19
  - 36 Tapponnier P, Molnar P. Slip-line field theory and large-scale continental tectonics. *Nature*, 1976, 264: 319—324