

施小斌, 丘学林, 刘海龄等. 滇西临沧花岗岩基新生代剥蚀冷却的裂变径迹证据. 地球物理学报, 2006, 49(1): 135 ~ 142

Shi X B, Qiu X L, Liu H L, et al. Cenozoic cooling history of Lincang granitoid batholith, western Yunnan: Evidence from Fission track data. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2006, 49(1): 135 ~ 142

## 滇西临沧花岗岩基新生代剥蚀冷却的裂变径迹证据

施小斌<sup>1</sup>, 丘学林<sup>1</sup>, 刘海龄<sup>1</sup>, 储著银<sup>2</sup>, 夏斌<sup>3</sup>

1 中国科学院边缘海地质重点实验室, 中国科学院南海海洋研究所, 广州 510301

2 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029

3 中国科学院边缘海地质重点实验室, 中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640

**摘要** 为揭示临沧花岗岩基的剥蚀冷却历史, 探讨印藏碰撞对滇西的影响, 对 6 块临沧花岗岩基样品进行锆石和磷灰石裂变径迹测定, 并利用模拟退火法对其中 5 块样品的磷灰石裂变径迹数据进行非线性热史反演, 估算了不同时期的剥蚀量和抬升量. 结果表明, 岩基自印藏陆陆碰撞以来经历了两期冷却事件, 早期冷却速率仅 5 ~ 10 °C/Ma, 晚期冷却速率明显提高, 特别是近 3 Ma 以来的冷却速率达到 16 ~ 20 °C/Ma; 两期总剥蚀厚度可达 3300 ~ 3500 m. 分析表明冷却事件与印藏碰撞关系密切, 早期冷却是在印藏碰撞影响下, 临沧岩基卷入逆冲推覆运动而遭遇抬升、剥蚀的结果; 晚期冷却则是上新世以来, 特别是 3Ma 以来岩基经受整体的强烈抬升、剥蚀的结果, 该期构造抬升量约为 672 ~ 1263 m; 裂变径迹资料还揭示印藏碰撞先影响南部岩体, 随后才波及到岩基中北段.

**关键词** 临沧花岗岩基, 裂变径迹, 热历史, 锆石, 磷灰石

文章编号 0001-5733(2006)01-0135-08 中图分类号 P314 收稿日期 2005-03-31, 2005-10-31 收修定稿

### Cenozoic cooling history of Lincang granitoid batholith, western Yunnan: Evidence from fission track data

SHI Xiao-Bin<sup>1</sup>, QIU Xue-Lin<sup>1</sup>, LIU Hai-Ling<sup>1</sup>, CHU Zhu-Yin<sup>2</sup>, XIA Bin<sup>3</sup>

1 Key Laboratory of Marginal Sea Geology, South China Sea Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510301, China

2 Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

3 Key Laboratory of Marginal Sea Geology, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

**Abstract** To evaluate the history of denudation and cooling of the Lincang granitoid batholith, and investigate the effect of the collision between India and Asia on western Yunnan, zircon and apatite fission track data were obtained on 6 samples from the batholith, and 5 groups of which were used to reveal their temperature-time paths with a nonlinear inversion model, which employs a simulated annealing algorithm. Based on the temperature-time paths, the amount of denudation and uplift was estimated. The results indicate that, since the continent-continent collision of the Indian plate and Asian plate, the batholith has undergone two cooling stages. The cooling rate of the early stage is only 5 ~ 10 °C/Ma, while the cooling rate of the later stage is much larger than that of the early one, especially the rate is up to 16 ~ 20 °C/Ma since 3 Ma B. P.; The total denudation of the two cooling stages is about 3300 ~ 3500 m. The analyses also show that the two cooling events are closely related with the collision of India and Asia. The early cooling event is the result from the denudation of the batholith which was involved into thrust-nappe tectonics driven by the middle Eocene-Oligocene India-Asia

基金项目 中国科学院知识创新工程项目(KZCX2-SW-117, KZCX2-209).

作者简介 施小斌, 男, 1970 年生, 1998 年于中国科学院地质研究所获构造地质学博士学位, 主要从事地热地质、海洋地质研究.

E-mail: xbehi@acsio.ac.cn

collision, while the later one is the result from the quick whole uplift and erosion of the batholith, since Pliocena especially since 3 Ma B.P., and the amount of tectonic uplift during this stage is about 672 ~ 1263 m. The fission track data also indicate that the southern part of the batholith was affected by the collision event earlier than the middle and northern parts.

**Keywords** Lincang granitoid batholith, Fission track, Geothermal history, Zircon, Apatite

## 1 引言

约 45 Ma 以来发生的印藏碰撞,导致青藏高原快速隆升<sup>[1]</sup>,位于其东南缘的滇西高原也因此而形成<sup>[2,3]</sup>.重建滇西高原隆升历史对揭示印藏碰撞史、印藏碰撞对滇西的影响以及古环境变迁等具有重要的意义,已引起人们广泛的兴趣<sup>[2-6]</sup>.前人利用多种方法如沉积学记录、煤的成熟度、阶地和夷平面的海拔以及 Ar-Ar 多重扩散域模式等<sup>[2-6]</sup>对滇西高原不同地区不同时期的隆升和剥蚀速率进行了估算.裂变径迹技术近年来已广泛成功应用于重建含油气盆地的古地温<sup>[7-9]</sup>,造山带及岩体的隆升冷却<sup>[10-14]</sup>,以及被动大陆边缘沿岸带和裂谷肩的隆升剥蚀<sup>[15]</sup>研究,是至今最好的古温标之一.花岗岩样品因其矿物来源相对均一,是利用裂变径迹技术提取热史的理想载体.临沧花岗岩基位于澜沧江断裂(南段)西侧,主体形成于 255 ~ 180 Ma<sup>[16]</sup>,是昌宁—孟连碰撞带的主要组成部分<sup>[17]</sup>.本文通过对 6 块采自临沧花岗岩基不同部位样品的裂变径迹数据的分析及其中 5 块的热史反演,试图提取岩体的冷却路径,并结合邻区构造变形史以及盆地充填记录,探讨临沧岩基的隆升、剥蚀史及其与印藏碰撞的关系.

## 2 地质背景与样品采集

临沧花岗岩基总体呈南北向延伸,成反“S”状沿澜沧江断裂(南段)西侧展布(图 1),长达 350 km,东西宽 10 ~ 48 km,平均宽度 22.5 km<sup>[18]</sup>,向南可能与泰国、马来西亚的花岗岩体相接,构成一条宏伟的南北向构造岩浆带.前人研究表明<sup>[16-19]</sup>该岩基为多期侵入的复式花岗岩基,以黑云母二长花岗岩为主,其次为花岗闪长岩,主体形成于 255 ~ 180 Ma.主元素、微量元素、稀土元素分析以及同位素定年表明岩基主体为同碰撞型花岗岩<sup>[16,20]</sup>,是于晚三叠世末最终闭合的昌宁—孟连碰撞带的主要组成部分<sup>[16,17]</sup>.岩基局部地区上覆中侏罗统或中新统,其边界均为构造边界<sup>[2]</sup>.分析表明岩基在中侏罗世曾经出露地表接受中侏罗统沉积,在新生代印藏碰撞的影响下,岩基经受抬升、剥蚀再次出露地表.

6 块样品主要采自采石场新鲜露头,位置见图 1 及表 1.这 6 块样品有 1 块采自岩基的北东段(晓街段),4 块位于北中段(临沧岩段),还有 1 块位于南段勐海段.岩性除 S51 外,均为黑云二长花岗岩.采样位置及海拔由 GARMIN GPS12 接收机标定.

表 1 采样位置和岩性列表

Table 1 Locations and lithology of samples

样号	采样地点	经度(°E)	纬度(°N)	海拔(m)	岩性
S42	云县太平关水文站	100.295	24.492	1034	中细粒黑云二长花岗岩
S51	临沧博尚机场路旁	100.060	23.833	1650	粗粒正长花岗岩
S53	临沧至勐库公路边	100.032	23.595	1981	粗中粒黑云二长花岗岩
S57	临沧至勐库公路边	100.099	23.964	1446	细中粒黑云二长花岗岩
S61	临沧到邦东马台公路上	100.249	23.804	1462	中细粒黑云二长花岗岩
S62	勐海—景洪公路北侧	100.525	22.031	1487	细粒黑云二长花岗岩

## 3 测试方法和结果

裂变径迹由中国地震局地质研究所裂变径迹实验室采用外探测器法测定.磷灰石自发径迹蚀刻条

件为 7% HNO<sub>3</sub>, 温度 20℃, 时间 35s; 低铀白云母外探测器的诱发裂变径迹蚀刻条件为 40% HF, 室温, 时间 20 min. 锆石自发径迹蚀刻条件为 HF(40%): H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>(98%) = 1:1, 温度 185℃, 时间 8h. 径迹数和长度测量采用 OLYMPUS 光学显微镜, 在高倍(×

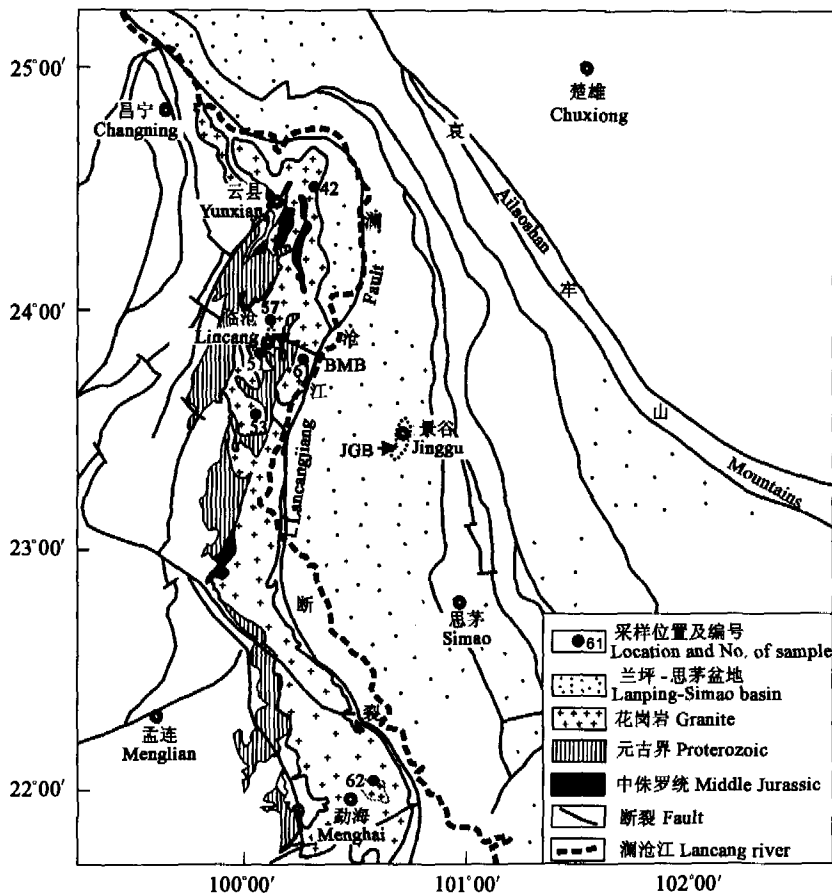


图 1 采样位置示意图

JGB 指景谷晚第三纪盆地;BMB 为帮卖盆地.

Fig.1 Locations of samples

JGB is the Late Tertiary basin of Jinggu, and BMB is the Bangmai basin.

1000)油侵下进行,年龄根据自发径迹密度与诱发径迹密度的比值计算,实验室标样为国际标准样(墨西哥 Durango 的磷灰石,31.4 Ma),所得年龄与标准年龄对比较正后,结果误差为  $\pm 0.2\%$ . 测试结果见表 2,磷灰石裂变径迹长度分布见图 2.

6 块样品的磷灰石裂变径迹的中值年龄集中于渐新世末 - 中新世,变化范围为 14.7 ~ 26 Ma(表 2). 除 S53 样品的径迹长度分布表现出双峰分布外,其他样品的长度分布均为单峰分布,平均长度变化范围为 12.26 ~ 14.56 $\mu\text{m}$ (图 1),低于新鲜径迹长度 16.3 $\mu\text{m}$ ,表明经历过一定程度的退火. 由于 S53 样品的长度分布仅基于 13 条径迹(其他都超过 50 条)的统计结果,其分布可能并不能反映样品真实的分布,因此我们没有对 S53 进行热史的反演. 单峰分布表明自早期热事件后样品没有经过复杂的热历史,可以推测岩体自中新世以来基本处于单调冷却. 位于岩体南段的 S62 的径迹年龄为 26 Ma,大于其他

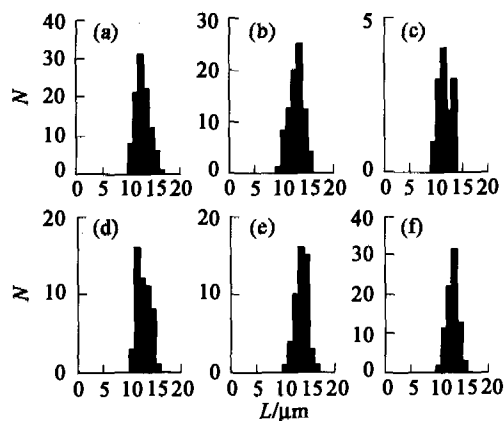


图 2 样品的磷灰石裂变径迹长度分布

(a) - (f) 分别代表样品 S42, S51, S53, S57, S61, S62 的径迹长度分布,横坐标  $L$  为径迹长度,纵坐标  $N$  为径迹数.

Fig.2 Distribution of the confined apatite fission track length for samples S42(a), S(51)(b), S53(c), S57(d), S61(e) and S62(f)

Horizontal axis  $L$  is track length, and the vertical axis  $N$  is the number of tracks.

表 2 裂变径迹测量结果  
Table 2 Measurement results of fission track

样号	矿物	$N_c$	$\rho_d(N_d)$ ( $\times 10^6 \text{ cm}^{-2}$ )	$\rho_s(N_s)$ ( $\times 10^5 \text{ cm}^{-2}$ )	$\rho_i(N_i)$ ( $\times 10^6 \text{ cm}^{-2}$ )	$U$ ( $\mu\text{g/g}$ )	$P(\chi^2)$ (%)	$r$	$t$ ( $\text{Ma} \pm 1\sigma$ )	平均径迹长度( $N_j$ ) ( $\mu\text{m} \pm 1\sigma$ )	标准偏差 ( $\mu\text{m}$ )
S42		30	1.108(2762)	3.433(721)	4.336(9106)	48.1	22.3	0.862	15.4 $\pm$ 0.7	13.24 $\pm$ 0.13(101)	1.33
S51		30	1.132(2829)	1.404(205)	1.901(2776)	20.7	100	0.887	14.7 $\pm$ 1.1	13.34 $\pm$ 0.14(80)	1.30
S53	磷 灰 石	11	1.114(2781)	0.790(45)	0.993(566)	11.0	90.8	0.922	15.6 $\pm$ 2.4	12.26 $\pm$ 0.31(13)	1.14
S57		30	1.112(2775)	0.669(164)	0.847(2076)	9.4	100	0.965	15.5 $\pm$ 1.3	13.13 $\pm$ 0.17(51)	1.24
S61		30	1.123(2807)	3.839(1121)	3.591(10485)	39.3	3.3	0.963	20.6 $\pm$ 0.9	14.56 $\pm$ 0.17(66)	1.39
S62		30	1.127(2817)	8.029(2208)	6.151(16916)	67.1	35.9	0.958	25.9 $\pm$ 0.8	13.58 $\pm$ 0.12(80)	1.14
S42		10	0.167(408)	94.20(4710)	5.272(2636)	387.4	0.00	0.864	50.3 $\pm$ 4.4	-	-
S51		10	0.166(402)	142.1(8312)	6.832(3997)	507.5	0.00	0.917	56.9 $\pm$ 5.7	-	-
S53	锆 石	10	0.169(412)	155.2(8922)	7.449(4283)	543.4	0.00	0.928	60.7 $\pm$ 5.0	-	-
S57		10	0.167(406)	97.53(5169)	5.209(2761)	384.1	0.00	0.658	52.9 $\pm$ 5.1	-	-
S61		10	0.170(416)	93.74(3656)	3.569(1392)	258.5	0.00	0.841	69.8 $\pm$ 6.7	-	-
S62		10	0.169(414)	121.4(6314)	5.304(2758)	385.6	0.00	0.990	62.0 $\pm$ 5.4	-	-

注:  $N_c$  为颗粒数;  $\rho_d$  为标准诱发裂变径迹密度;  $N_d$  为标准铀玻璃的诱发裂变径迹数;  $\rho_s$  为自发裂变径迹密度;  $N_s$  为自发裂变径迹总数;  $\rho_i$  为诱发裂变径迹密度;  $N_i$  为诱发裂变径迹数; 计算年龄所用的  $Zeta_{\text{SRM612}} = 352.4 \pm 29$ .  $P(\chi^2)$  为  $\chi^2$  统计, 是单颗粒年龄与所有颗粒的平均年龄符合的几率量度(%);  $r$  是  $N_c$  与  $N_i$  的相关系数;  $U$  指铀浓度;  $t$  为径迹的中值年龄 (central age);  $N_j$  为测量的水平封闭径迹数.

位于中北段的 5 块样品, 表明南段岩体较早进入部分退火带, 但其后期的平均冷却速率低于中北段岩体.

锆石径迹的中值年龄分布范围为 50 ~ 70 Ma, 属于晚白垩世 - 古新世. 锆石单颗粒年龄分散明显, 而且  $P(\chi^2) < 5\%$ , 考虑到样品本身的同源性, 年龄分散最有可能是不同颗粒所含的化学成分不同, 有些颗粒所含的化学成分可能延缓退火, 导致单颗粒年龄分布较宽. 由于锆石裂变径迹的封闭温度为  $250 \pm 50^\circ\text{C}$ , 高于磷灰石径迹的封闭温度 ( $110 \pm 10^\circ\text{C}$ ), 因此晚白垩世 - 古新世时期, 岩基样品所处温度高于中新世以来所经历的温度, 随后才在构造运动的影响下冷却下来.

## 4 热史反演

### 4.1 反演方法

在定性分析隆升冷却史时, 我们一般假定径迹年龄为样品处于封闭温度的时间. 遗憾的是, 由于封闭温度的取值与冷却速率有关, 因此该假定仅当快速冷却时才能成立<sup>[21]</sup>. 这里采用施小斌等<sup>[22, 23]</sup>依据 Corrigan<sup>[24]</sup>的非线性反演方法编制的模型, 利用磷灰石裂变径迹长度分布、径迹年龄及其标准方差

来直接反演样品经历的热史. 该模型的径迹退火模型采用 Laslett et al.<sup>[25]</sup>的扇形退火模型, 优化算法采用模拟退火法, 地表平均温度取  $15^\circ\text{C}$ . 反演结果为 200 条温度曲线, 这些曲线构成各时刻温度的可能取值范围. 施小斌等<sup>[23]</sup>通过对多个简单、复杂理论热史模型的正反演计算, 发现该模型可以非常有效地反映样品经受热事件以来的冷却历史. 如果样品不是单调冷却, 那么温度路径在有些时刻会出现汇聚, 而在有些时间段则出现离散. 理论模型的计算表明, 温度曲线的汇聚点代表一个可信的温度值, 并暗示其后样品所处温度均低于该时刻的温度, 而温度曲线出现离散则表明样品在之后的某时刻或时间段所处温度将高过该段的温度. 由于径迹长度主要受温度的影响, 当样品晚期处于更高的温度环境时, 早期低温段保存的径迹会进一步退火而丢失已记录的温度信息, 因此, 观测的径迹参数对早期低温信息约束能力很差, 导致反演得到的温度曲线在早期低温区出现离散<sup>[15, 23, 26]</sup>. 另外, 模型起算时间虽然对温度曲线的形态没有影响, 但是会轻微影响温度曲线的汇聚时间 (如图 3 中 A、B 点时刻). Corrigan<sup>[24]</sup>给出了起算时间的估算公式  $t = l_0 / (\bar{l} - \sigma) \times t_{\text{FTA}}$ , 其中  $l_0$  是新鲜径迹长度,  $\bar{l}$  是观测到的平均径迹长度,  $t_{\text{FTA}}$  是观测到的径迹年龄,  $\sigma$  是观测到的长度标

准方差. 反演时, 当温度史不能有效控制时(如最高温度小于  $125^{\circ}\text{C}$ ), 可以适当修正起算年龄.

#### 4.2 反演结果

反演结果见图 3. 这些样品经历的温度史形态基本一致, 说明岩基虽然南北跨度很大, 但是处于同一构造应力背景, 运动方式、热演化史也基本一致. 各样品的热史曲线都出现了两个可信的汇聚点(图 3 中 A, B), 说明样品近期经历了两次冷却事件.

样品 S42 的第一汇聚点 A 出现在 21 Ma 附近, 该时刻的温度为  $120 \pm 5^{\circ}\text{C}$ . 第二汇聚点 B 出现在 5 Ma, 温度为  $80 \pm 5^{\circ}\text{C}$ . 汇聚点以后样品都经历了不同程度的冷却. 自 B 时刻以来, 特别是 3 Ma 以来冷却速率高达  $20^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ . 时间段 A ~ C (假设 C 点的平均温度与 B 点相同) 的平均冷却速率达  $10^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ . 时间段 C ~ B 的温度史曲线明显发散, 表明该时间段温度低于 B 时刻温度. 该段产生和保存的径迹在 B 时刻更高温度环境下进一步退火, 丢失了部分信息, 因此所经历的温度得不到很好约束. 可以推测第一期冷却从 A 点延续到 C 点以后的、位于时刻 B 和时刻 C 之间的 D 时刻, 随后又增温回到 B 点. 由于部分热信息丢失, 观测结果已无法约束 D 点位置. 如果平均地温梯度按  $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$  计算, 从 A 时刻

至今该区剥蚀厚度可达到 3500 m, 而从 B 时刻至今, 剥蚀厚度可达 2160 m. 由锆石径迹年龄和中晚始新世 - 渐新世位于岩基东侧的兰坪 - 思茅盆地卷入了逆冲推覆作用, 可以推测该样品在 A 时刻以前的一段时间内也在冷却, 只是当时磷灰石的裂变径迹还处于完全退火阶段而没有热信息的记录.

由图 3 可以看出, 其他 4 块样品的温度路径与 S42 类似, 分析结果见表 3. 反演结果揭示样品近期经历了两期冷却速率不同的事件, 晚期 (B 时刻以来) 冷却速率更高. 位于岩基南段的 S62 自 36 Ma 前就开始进入部分退火带, 而中北段样品在 26.5 ~ 21 Ma 才进入部分退火带(图 3, 表 3), 表明南段岩基比北段岩基更早地被抬升冷却, 但是在随后的 A ~ C 时间段, 南段岩基冷却速率明显低于中北段岩基, 而晚期岩基不仅冷却开始时间基本相同, 都是从中新世末上新世初开始, 而且岩基自 3 Ma 前以来都表现为快速冷却, 冷却速率虽然从南往北有轻微增加, 但是基本一致, 约为  $16 \sim 20^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ . 如果平均地温梯度取  $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$ , 进入退火带以来, 岩基总剥蚀厚度可达到 3300 ~ 3500 m, 其中早期冷却阶段的剥蚀厚度为 1300 ~ 1740 m, 晚期剥蚀厚度为 1760 ~ 2160 m.

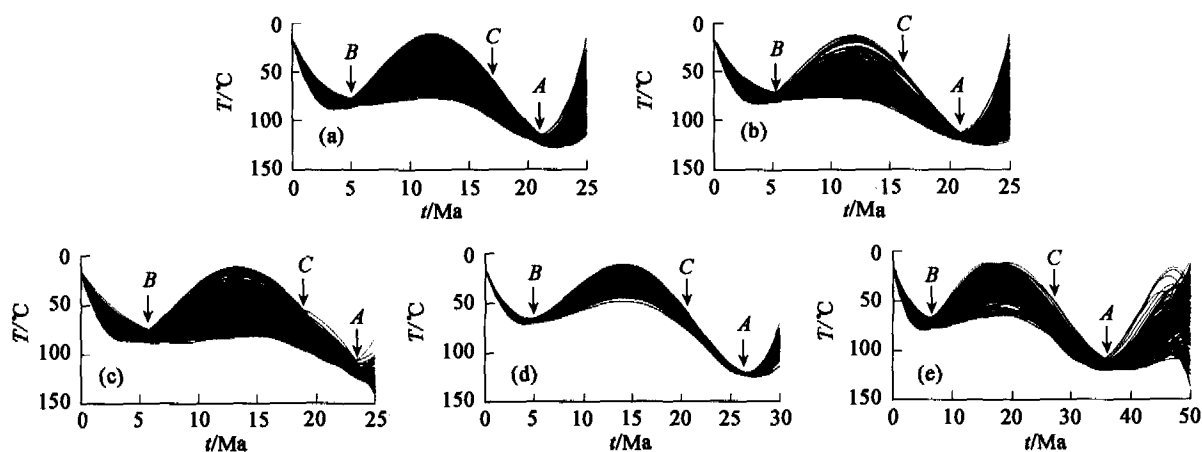


图 3 磷灰石裂变径迹热史反演结果

(a)、(b)、(c)、(d)、(e) 分别是样品 S42、S51、S57、S61、S62 的反演结果, 每块样品的热史分别由 200 条曲线构成.

Fig. 3 Temperature-time paths of 5 samples inverted from apatite fission track data

(a), (b), (c), (d) and (e) are the results of samples S42, S51, S57, S61 and S62, respectively. Each result consists of 200 curves,

and A, B, and C are defined in the text.

## 5 讨论

临沧岩基在中始新世末开始一直延续到渐新世的印藏陆陆碰撞, 在此影响下经历了大规模的抬升

和冷却. 这期碰撞事件导致兰坪 - 思茅盆地早期地层褶皱封闭, 反转成山, 充填了始新世宝相寺组和渐新世金丝厂组磨拉石砾岩<sup>[2,27]</sup>. 临沧岩基为位于其东侧的景谷早第三纪晚期盆地渐新统勐腊群的中、上段的主要物源之一<sup>[28]</sup>, 说明与兰坪 - 思茅盆地地

表 3 反演结果列表  
Table 3 Inversed results of the 5 samples

样品号	S42	S51	S57	S61	S62
A 时刻/Ma	21	21	23.5	26	36
A 时刻温度/℃	120 ± 5	115 ± 5	120 ± 5	121 ± 1	115 ± 5
B 时刻/Ma	5	5	5.5	5	6.5
B 时刻温度/℃	80 ± 5	75 ± 5	80 ± 5	68 ± 2	72 ± 5
C 时刻/Ma	17	16	18.5	20.5	27
A ~ C 冷却速率/(℃·Ma <sup>-1</sup> )	10	8	8	10	5
B 以后冷却速率/(℃·Ma <sup>-1</sup> )	13	12	12	11	11
3Ma 以来冷却速率/(℃·Ma <sup>-1</sup> )	20	18	18	17	16
A 时刻以来的剥蚀厚度/m	3500	3300	3500	3500	3300
B 时刻以来的剥蚀厚度/m	2160	2000	2160	1760	1900

注:剥蚀厚度按地温梯度 30 ℃/km 计算.

于同一构造应力环境的岩基,也卷入了这期逆冲推覆运动,导致岩基大幅度抬升冷却,位于岩基南段的 S62 先期进入磷灰石裂变径迹的部分退火带,记录了部分该阶段的抬升冷却信息(图 3),其他样品在渐新世才进入部分退火带,说明岩基南段受该期碰撞事件的影响更早,在始新世末就已抬升进入退火带,而当时中北段岩基还处于温度更高的完全退火环境.

中新世期间,滇西地区的构造运动总体较为平静<sup>[2]</sup>,热史反演揭示的岩基冷却是早期造山带剥蚀夷平和准平原化的结果.中新世,滇西主要的构造活动是沿主要断裂张性走滑并发育充填内陆湖沼相含煤沉积的断陷盆地,沉积了较厚的中中新统<sup>[2, 29]</sup>.位于岩基东侧的景谷晚第三纪盆地和位于岩基内的临沧县帮卖盆地都是沿断裂走滑拉分形成的近南北向半地堑盆地.帮卖晚第三纪盆地基底主要为花岗岩,局部为中侏罗统,主要地层中新统帮卖组厚度超过 1000 m,为含煤碎屑岩,自下而上碎屑沉积物由粗到细,母岩主要为邻近的花岗岩<sup>[30]</sup>.中新世期间的剥蚀厚度(表 3)可以达到 1300 ~ 1740 m.需要指出的是,这时期剥蚀的物质不完全是花岗岩基,可能还包括中侏罗统.由图 3 可以看出,中新世后期的温度曲线有增温的趋势,推测在岩基或中侏罗统等早期地层上有发育中新统的可能.中新世期间,滇西山间盆地星罗棋布<sup>[2, 18]</sup>,许多盆地下中新统厚度大于 1300m,中中新统厚度变小,缺失中新世晚期—上新世早期的沉积<sup>[2]</sup>.滇西中新世盆地为走滑拉分盆地<sup>[2, 18]</sup>.裂陷盆地一般有两个演化阶段,即早期裂陷阶段,盆地范围较小,以及晚期以热沉降为主的坳

陷阶段,盆地范围较大.由于后期的剥蚀破坏,滇西现存的中新世盆地往往为残留盆地,晚期坳陷阶段,甚至早期裂陷阶段的部分堆积物都已经被剥蚀,使得中中新统变薄,并缺失上新统,残留的盆地范围变小.吴征等<sup>[31]</sup>利用有机质成熟度等指标推测中新世的景谷盆地的地层曾经遭受强烈剥蚀,剥蚀厚度可达 1000 m 以上;王多义等<sup>[32]</sup>认为中新世景谷盆地的面积约为现在残留盆地的 4 倍.因此,有理由推测发育在临沧岩基上的中新世盆地,当时的沉积面积比现在残存的盆地大,导致下覆的花岗岩基埋深加大而呈现增温的趋势.上新世以来的构造运动使得中新世盆地大部分地区的全部或部分中新统被剥蚀,残存盆地如帮卖盆地范围变小.根据下中新统上段三号沟组植被类型等分析,何科昭等<sup>[2]</sup>认为当时的地面海拔高程达到 700 ~ 800 m.如果假设局部均衡调整,地壳密度  $\rho_c$  为 2700 kg/m<sup>3</sup>,地幔密度  $\rho_m$  为 3300 kg/m<sup>3</sup>,中新世构造抬升量  $H_1 = 0$ ,那么根据剥蚀厚度  $d$ ,则渐新世末岩基区的古海拔  $H_{old}$  可由文献[12]提出的原理及公式整理为

$$H_{old} = H_{new} + \frac{\rho_m - \rho_c}{\rho_m} d - H_1, \quad (1)$$

求得的古海拔为 936 ~ 1116m,  $H_{new}$  为剥蚀后的海拔.

热史结果表明,大约 5Ma 以来,特别是 3Ma 以来,岩基经历了第二阶段的冷却,并且冷却速率高于第一期.根据盆地的沉积记录,如帮卖盆地缺失上新统,以及滇西地区上上新统分布广,与下伏中新统呈不整合接触,表明在中新世末、上新世初有一期抬升剥蚀事件.河流阶地、古夷平面以及莺琼盆地 5Ma 以来的高速沉积均反映了滇西高原、红河流域

经历了整体隆升<sup>[2,5]</sup>。根据冷却史,5Ma 以来的剥蚀厚度达到 1760~2160m。何科昭等<sup>[2]</sup>也得到类似的剥蚀量,他们在景谷背喷河剖面的中新统中段,根据煤岩样的镜质体反射率数据计算得到上覆地层有 1500~1600m 的剥蚀。假设中新世末古海拔为 750m<sup>[2]</sup>,采用现今样品所处的海拔(表 1),按式(1)计算的 5 Ma 以来的总构造抬升量  $H_t$  为 672~1263m,这期构造抬升事件虽然比喜马拉雅东构造结抬升量<sup>[1,10]</sup>小很多,但基本是同期的,表明具有相同的应力背景。

## 6 结 论

通过裂变径迹数据的正反演分析,我们取得了以下认识:

(1)岩基自中始新世末至渐新世的印藏陆陆碰撞以来经历了两期冷却事件,早期冷却速率仅 5~10 °C/Ma,晚期冷却速率明显增高,特别是近 3 Ma 以来的冷却速率达到 16~20 °C/Ma。

(2)样品热史反映的岩基总剥蚀厚度可达 3300~3500 m,其中,早期冷却阶段的剥蚀厚度为 1300~1740 m,晚期剥蚀厚度为 1760~2160 m。

(3)按照局部均衡原理,渐新世末的海拔高度大约为 936~1116 m,经中新世剥蚀和均衡调整后,中新世末的海拔降低到 700~800 m,其后经受剥蚀和均衡调整,以及 672~1263 m 的构造隆升,又上升到现今的高度 1034~1650 m。

(4)印藏陆陆碰撞可能先影响南部岩体,使得南部样品先抬升冷却进入磷灰石裂变径迹的部分退火带,随后这种影响才波及到岩基的中北段,使得中北段的样品较晚进入部分退火带。

致 谢 裂变径迹数据由中国地震局地质研究所万景林测定,野外工作得到周勇的帮助,特此致谢。

## 参考文献 (References)

[1] 钟大赉,丁 林. 青藏高原的隆起过程及其机制探讨. 中国科学(D), 1996, 26(4): 289~295  
Zhong D L, Ding L. Rising process of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and its mechanism. *Science in China (Ser. D)*, 1996, 26(4): 289~295

[2] 何科昭,赵崇贺,何浩生等. 滇西陆内裂谷与造山作用. 武汉:中国地质大学出版社,1996. 1~137  
He K Z, Zhao C H, He H S, et al. Intracontinental rift and orogeny in western Yunnan (in Chinese). Wuhan: China University of Geosciences Press, 1996. 1~137

[3] 陈文奇,李 齐,汪一鹏. 哀牢山-红河左旋走滑剪切带中新世抬升的时间序列. 地质论评,1996, 42(5):384~390  
Chen W J, Li Q, Wang Y P. Miocene diachronic uplift along the Ailao Mountains-Red River left-lateral strike slip shear zone. *Geological Review (in Chinese)*, 1996, 42(5): 384~390

[4] 李 齐,陈文奇,万景林等. 哀牢山-红河剪切带构造抬升和运动形式转换时间的新证据. 中国科学(D),2000, 30(6):576~583  
Li Q, Chen W J, Wan J L. New evidence of tectonic uplift and transform of movement style along Ailao Shan-Red River shear zone. *Science in China (Ser. D)*, 2000, 30(6): 576~583

[5] 王国芝,王成善,刘登忠等. 滇西高原第四纪以来的隆升和剥蚀. 海洋地质与第四纪地质,1999,19(4):67~74  
Wang G Z, Wang C S, Liu D Z, et al. Uplift and denudation of the western Yunnan plateau in Quaternary. *Marine Geology & Quaternary Geology (in Chinese)*, 1999, 19(4): 67~74

[6] 王国芝,初凤友,王成善. 中新世以来滇西高原内红河流域区的古高程反演. 成都理工大学学报(自然科学版),2004, 31(2):118~124  
Wang G Z, Chu F Y, Wang C S. Paleoelevation reconstruction of Red River drainage areas in western Yunnan plateau since Miocene. *Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition) (in Chinese)*, 2004, 31(2): 118~124

[7] 胡圣标,汪集旸. 沉积盆地热体制研究的基本原理和进展. 地学前缘,1995, 2(4): 171~180  
Hu S B, Wang J Y. Fundamental principle and progression of thermal scheme study in sedimentary basins. *Earth Science Frontiers (in Chinese)*, 1995, 2(4): 171~180

[8] 郭随平,施小斌,王良书等. 胜利油区东营凹陷热史分析-磷灰石裂变径迹证据. 石油与天然气地质,1996, 17(1):32~36  
Guo S P, Shi X B, Wang L S, et al. Thermal history analysis of Dongying depression, Shengli Oil Region: Evidence of apatite fission track. *Oil & Gas Geology (in Chinese)*, 1996, 17(1): 32~36

[9] 任战利. 鄂尔多斯盆地热演化与油气关系的研究. 石油学报,1996, 17(1):17~24  
Ren Z L. Research on the relations between geothermal history and oil-gas accumulation in the Ordos Basin. *Acta Petrolei Sinica (in Chinese)*, 1996, 17(1): 17~24

[10] 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  
Ding L, Zhong D L, Pan Y S, et al. Fission-track evidences for the Neocene rapid uplift of the eastern Himalayan systaxis. *Chinese Science Bulletin (in Chinese)*, 1995, 40(16): 1497~1500

[11] Hu S, Kohn B P, Asaf R, et al. Cretaceous and Cenozoic cooling history across the ultrahigh pressure Tongbai-Dabie belt, central China, from apatite fission track thermochronology. *Tectonophysics*, 2006 (in press)

[12] Gleadow A J W, Brown R W. Fission track thermochronology and the long-term denudational response to tectonics. In: Summerfield M A ed. *Geomorphology and Global Tectonics*. Chichester: John Wiley and Sons Ltd, 2000. 57~75

[13] 吴中海,吴珍汉. 裂变径迹法在研究造山带隆升过程中的应

- 用介绍. 地质科技情报, 1999, 18(4): 27 ~ 32
- Wu Z H, Wu Z H. Use of fission track dating in studying the uplift history of orogenic belt. *Geological Science and Technology Information* (in Chinese), 1999, 18(4): 27 ~ 32
- [14] 万景林, 李 齐, 陈文奇. 哀牢山 - 红河左旋走滑剪切带构造抬升时间序列的裂变径迹证据. 地震地质, 1997, 19(1): 87 ~ 90
- Wan J L, Li Q, Chen W J. Fission track evidence of diachronic uplift along the Ailao Shan-Red River left lateral strike slip shear zone. *Seismology and Geology* (in Chinese), 1997, 19(1): 87 ~ 90
- [15] Gleadow A J W, Belton D X, Kohn B P, et al. Fission track dating of phosphate minerals and the thermochronology of apatite. In: Hughes J, Kohn M, Rakovan J eds. *Phosphates-Reviews in Mineralogy*. Mineralogical Society of America, 2002. 579 ~ 630
- [16] 秦元季. 滇西临沧花岗岩基的基本特征和构造侵位机制 [博士论文]. 北京: 中国科学院地质研究所, 1991
- Qin Y J. The basic characteristics and tectonic emplacement mechanisms of the Lincang granitoid batholith in the western Yunnan [Ph.D. thesis] (in Chinese). Beijing: Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences, 1991
- [17] 钟大赉等. 滇川西部古特提斯造山带. 北京: 科学出版社, 1998. 1 ~ 231
- Zhong D L et al. Paleotethysides in West Yunnan and Sichuan, China (in Chinese). Beijing: Science Press, 1998. 1 ~ 231
- [18] 云南省地质矿产局. 云南省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1990. 385 ~ 390
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Yunnan Province. *Regional Geology of Yunnan Province* (in Chinese). Beijing: Geological Publishing House, 1990. 385 ~ 390
- [19] 陈福坤. 云南滇西地区临沧花岗岩基同位素年代学研究 [硕士论文]. 北京: 中国科学院地质研究所, 1990
- Chen F K. Geochronological research of the Lincang granitoid batholith in the western Yunnan [M.S. thesis] (in Chinese). Beijing: Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences, 1990
- [20] 刘昌实. 滇西海西 - 印支期碰撞型花岗岩的成岩定量模拟. 桂林冶金地质学院学报, 1990, 10(1): 35 ~ 43
- Liu C S. The hercynian-Indosinian collision type granites of west Yunnan and their petrogenetic modeling. *Journal of Guilin College of Geology* (in Chinese), 1990, 10(1): 35 ~ 43
- [21] Gallagher K, Brown R, Johnson C. Fission track analysis and its applications to geological problems. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1998, 26: 519 ~ 572
- [22] 施小斌, 王良书, 郭随平等. 磷灰石裂变径迹数据的热史反演及其局限性. 地质科学, 1998, 33(2): 187 ~ 194
- Shi X B, Wang L S, Guo S P, et al. Inverse of apatite fission track data for thermal history information and its limitation. *Scientia Geologica Sinica* (in Chinese), 1998, 33(2): 187 ~ 194
- [23] 施小斌, 汪集旻, 罗晓蓉. 古温标重建沉积盆地热史水平探讨. 地球物理学报, 2000, 43(3): 386 ~ 392
- Shi X B, Wang J Y, Luo X R. Discussion on the abilities of thermal indicators in reconstructing thermal history of sedimentary basin. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2000, 43(3): 386 ~ 392
- [24] Corrigan J. Inverse of apatite fission track data for thermal history information. *Journal of Geological Research*, 1991, 96 (B6): 10347 ~ 10360
- [25] Laslett G M, Green P F, Duddy I R, et al. Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. A quantitative analysis. *Chemical Geology*, 1987, 65: 1 ~ 13
- [26] Gallagher K, Sambridge M. The resolution of past heat flow in sedimentary basins from nonlinear inversion of geochemical data: the smoothest model approach with synthetic examples. *Geophy. J. Int.*, 1992, 109: 78 ~ 95
- [27] 牟传龙, 王 剑, 余 谦等. 兰坪中新生代沉积盆地演化. 矿物岩石, 1999, 19: 30 ~ 36
- Mou C L, Wang J, Yu Q, et al. The evolution of the sedimentary basin in Lanping area during Mesozoic-Cenozoic. *Journal Mineral Petrol* (in Chinese), 1999, 19: 30 ~ 36
- [28] 刘善印, 钟大赉, 吴根耀. 滇西南景谷 - 镇沅地区早第三纪陆 - 陆碰撞期走滑挤压盆地. 地质科学, 1998, 33(1): 1 ~ 8
- Liu S Y, Zhong D L, Wu G Y. Jinggu-Zhenyuan transpressional basin during continent-continent collision of early Tertiary in southwest Yunnan, China. *Scientia Geologica Sinica* (in Chinese), 1998, 33(1): 1 ~ 8
- [29] 吴根耀. 中缅泰交界区的断裂及其新构造活动方式. 第四纪研究, 1991, (1): 28 ~ 37
- Wu G Y. Fractures and their neotectonic active modes in border area of China, Burma and Thailand. *Quaternary Sciences* (in Chinese), 1991, (1): 28 ~ 37
- [30] 韩延荣, 袁庆邦, 李永华等. 滇西大寨超大型含铀锆矿床成矿地质条件及远景预测. 中国核科技报告, 1994, 1: 1 ~ 18
- Han Y R, Yuan Q B, Li Y H, et al. Dazhai superlarge uranium-bearing germanium deposit in western Yunnan region metallogenic geological conditions and prospect. *Communication of Nuclear Data Progress* (in Chinese), 1994, 1: 1 ~ 18
- [31] 吴 征, 贝 丰, 宋振亚等. 云南景谷盆地中新统生油条件分析. 石油实验地质, 2000, 22(1): 22 ~ 27
- Wu Z, Bei F, Song Z Y, et al. Analysis on the hydrocarbon-generation conditions of the Miocene in the Jinggu Basin, Yunnan. *Experimental Petroleum Geology* (in Chinese), 2000, 22(1): 22 ~ 27
- [32] 王多义, 吴 征, 朱永明. 景谷盆地遥感地质解译及原型盆地恢复. 成都理工大学学报 (自然科学版), 2003, 30(6): 597 ~ 602
- Wang D Y, Wu Z, Zhu Y M. Remote-sensing geological interpretation and recovery of the original basin in Jinggu Basin, Yunnan, China. *Journal of Chengdu University of Technology* (Science & Technology Edition) (in Chinese), 2003, 30(6): 597 ~ 602