藏北改则康托盆地逆冲推覆构造磷灰石裂变 径迹年代学制约

于俊秋^{1,2}, 吴珍汉², 赵 珍², 季长军², 于俊博³, 康 健⁴ YU Junqiu^{1,2}, WU Zhenhan², ZHAO Zhen², JI Changjun², YU Junbo³, KANG Jian⁴

1. 中国地质大学(北京),北京 100083;

- 2. 中国地质科学院,北京 100037;
- 3. 武警黄金三支队,黑龙江哈尔滨 150086;
- 4. 黑龙江地震局,黑龙江哈尔滨 150090
- 1. China University of Geosciences, Beijing 100083, China;
- 2. Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China;
- 3. No. 3 Gold Geological Party, China People's Armed Police Force, Harbin 150086, Heilongjiang, China;
- 4. Earthquake Administration of Heilongjiang Province, Harbin 150090, Heilongjiang, China

摘要:对采自羌塘地块南部改则地区康托盆地的碎屑岩及火山岩进行磷灰石裂变径迹年代学测试及AFT热历史模拟,获得 77±6Ma、62±5Ma、44±3Ma、35±2Ma 四组磷灰石裂变径迹年龄,平均径迹长度介于11.6±2.0~13.3±1.9μm之间。AFT热历史 模拟结果指示,研究区自晚白垩世至现今主要历经了3次构造抬升冷却过程:晚白垩世(100~65Ma)快速隆升剥蚀阶段,其降温 速率和隆升速率分别为1.46~4.26℃/Ma、0.05~0.14mm/a,该事件为新特提斯洋洋壳沿雅鲁藏布江俯冲作用的响应;始新世中 期(50~35Ma)快速隆升剥蚀阶段,该阶段降温幅度相对以第一次较小,该构造事件与印度大陆的向北俯冲具有成因联系; 20Ma 至现今的快速抬升冷却阶段为青藏高原整体拉张走滑构造环境所影响,其隆升速率和降温速率分别为3.25~6.0℃/Ma、0.03~0.2mm/a。

关键词:磷灰石裂变径迹;逆冲推覆构造;康托盆地;藏北改则 **中图分类号:**P619.21*3;P597*.3 **文献标志码:**A **文章编号:**1671-2552(2018)06-0987-09

Yu J Q, Wu Z H, Zhao Z, Ji C J, Yu J B, Kang J. Apatite fission track constraint on thrust faults in Kangtuo Basin, northern Tibet. *Geological Bulletin of China*, 2018, 37(6):987–995

Abstract: Four rock samples collected from the Kangtuo Basin in northern Tibetan Plateau were used to determine the apatite fission track ages. Results of all the samples show that the individual grains belong to a single population with a single mean age and have central ages of $77\pm6Ma$, $62\pm5Ma$, $44\pm3Ma$ and $35\pm2Ma$. Their mean track lengths are $11.6\pm2.0 \sim 13.3\pm1.9\mu$ m with a single peak. The authors used thermal history simulation software AFTSolve to simulate the thermal history of the samples and the results show three important stages of tectonic movement in Kangtuo Basin since Late Mesozoic. From 100Ma to 65Ma, the cooling and denudation rates were $1.46\sim4.26$ °C/Ma and $0.05\sim0.14$ mm/a respectively. Combined with field condition and study results, some conclusions have been reached: The Cretaceous tectonic uplift event was influenced by the subduction of the Yarlung Zangbo River. The second tectonic movement took place between 50Ma and 35Ma and its intensity was weaker than that of the first one. The Paleogene tectonic uplift event was related to Indo–Eurasian collision. Since 20Ma, the cooling and denudation rates have been $3.25\sim6.0$ °C/Ma

资助项目:中国地质调查局项目《差塘盆地隆鄂尼一鄂斯玛地区油气地质构造调查》(编号:DD20160161)

作者简介:于俊秋(1991-),女,在读硕士生,构造地质学专业。E-mail: 327187978@qq.com

通讯作者:吴珍汉(1965-),男,研究员,博士生导师,从事青藏高原区域地质与地质构造研究工作。E-mail:zhenhanwu@cags.ac.cn

收稿日期:2017-04-06;修订日期:2017-06-05

and 0.03~0.2mm/a respectively, and this tectonic movement has been influenced by the Cenozoic whole uplifting and the stretching strike-slip environment in Tibet.

Key words: fission track; thrust fault; Kangtuo Basin; Gerze area in northern Tibet

裂变径迹热年代学是基于²³⁸U自发裂变辐射损 伤效应的一种定年方法。自发裂变径迹数与矿物 的含铀量成正比,与累积的时间亦成正比^{□1}。影响 裂变径迹稳定性的主要因素为温度,当温度高于矿 物的封闭温度时,原有径迹因受热而退火,径迹发 生缩短和消失,直至温度冷却到封闭温度,矿物才 开始重新记录裂变径迹,同位素"时钟"重新启动。 在1~100Ma的地质时间里,磷灰石裂变径迹的封闭 温度较低,约为100±20℃,退火带为70~120℃^{□1}。这 种特性使磷灰石在重塑低温热历史、揭示地壳上部 3~5km内数百万年来的隆升构造方面显示出巨大优 势,近年来该方法已广泛运用到岩石成岩后的热历 史分析及青藏高原的构造隆升研究中^[2-15]。

差塘地块位于印度板块与欧亚板块碰撞地带 的青藏高原腹地,是研究青藏高原隆升的理想地 区¹⁶⁶。羌塘地块中央隆起地层抬升冷却为班公怒江 洋关闭后进一步汇聚挤压过程的记录¹¹⁷⁻¹⁹,深入研 究羌塘盆地构造热演化历史对青藏高原整体隆升 时限及羌塘盆地油气成藏评价具有重要意义¹¹⁶¹。改 则地区位于羌塘地块南部,其晚白垩世的构造演化 受控于新特提斯大洋持续向北的俯冲作用,新生代 发育大型逆冲推覆构造系统,由不同方向的逆冲断

层、不同时代的构造岩片、不同规模的构造 窗和飞来峰及不同类型的褶皱构造组 成^[20],该大型逆冲推覆构造运动与印度大 陆向北俯冲存在动力学成因联系[21-23]。因 此,重塑改则地区热演化历史可较好地揭 示羌塘地区中一新生代构造隆升过程,并 对深入研究班公-怒江带的构造演化、合 理评价羌塘盆地西部油气资源潜力具有 重要意义^[24]。但目前为止,对于改则地区 热历史的研究基本属于空白,本文选择改 则地区康托盆地为研究区,以裂变径迹年 代学为主要研究手段,对康托盆地中碎屑 岩和火山岩进行裂变径迹分析及AFT时 间-温度模拟,揭示改则地区中-新生代 岩石冷却剥露作用的时空过程,为改则地 区大型逆冲推覆构造发育时限和构造热历 史演化过程提供新的证据。

1 地质背景

藏北改则地区位于羌塘地块南部,大地构造位 置属班公-怒江缝合带西段(图1)^[18,20,25-26]。羌塘地 块中生代构造隆升记录了新特提斯大洋持续向北 俯冲作用;新生代早期构造隆升导致印度板块向北 持续挤压及造山运动的响应^[2];新生代中晚期整体 处于区域性隆升阶段^[27-28],新近纪一第四纪整体处 于剥蚀夷平状态,地壳伸展与走滑构造占据主导 地位^[29-35]。

改则地区新生代大型逆冲推覆构造系统主体 发育于洞错--改则蛇绿岩带以北地区(图2),主要由 差中薄皮推覆构造和南羌塘薄皮推覆构造构成^[20]。 差中逆冲推覆构造主要为石炭系板岩和二叠系白 云质灰岩自北向南逆冲推覆与上白垩统与古近系 红层之上;南羌塘逆冲推覆构造主要为三叠系一侏 罗系海相地层及侏罗系混杂岩自北向南逆冲推覆 与古近系红层之上^[20]。沿班公-怒江缝合带发育大 规模蛇绿岩带,分布于75~80km范围内,在该范围 蛇绿岩带间发育改则地区康托盆地^[36-38]。康托盆地 为新特提斯洋闭合后陆陆碰撞造山作用下形成的 山间断陷盆地^[30],盆地以三叠系一侏罗系为基底,主



图1 藏北改则及邻区构造位置

Fig. 1 Tectonic setting of Gerze and its adjacent areas, northern Tibet

要出露地层有白垩系阿布山组(K_a)、去申拉组 (K₁*q*),古近系纳丁错组(E_n)、美苏组(E_m)、康托组 (Ek)及第四系河流-湖泊相沉积(O)^[25, 36-37,39]。康托盆 地中主要发育2套火山岩(图2),盆地西部发育下白 垩统去申拉组安山岩(K₁q),随盆地南侧逆冲断层产 出,为侏罗系混杂岩逆冲岩席与红层间的火山岩夹 层,覆盖于古近系康托组红层之上;盆地东部发育始 新统纳丁错组火山岩(En).喷发不整合于古近系康 托组红层之上。康托盆地北缘,三叠系厚层--巨厚层 块状灰黑色灰岩(图版 I-a,b)自北向南逆冲于古近 系红层之上,断层面走向整体以东西向为主,断层倾 向向北:康托盆地南缘,侏罗系灰黑色海相灰岩、碎 屑岩及混杂岩(图版 I-c、d)自南向北逆冲于古近系 红层之上,断层面走向整体以东西向为主,断层倾向 向南。本次研究的磷灰石裂变径迹样品取自盆地西 侧的碎屑沉积岩及火山岩,通过磷灰石裂变径迹测 试获得研究区中—新生代剥露特征的低温年代学新 证据,并对研究区进行中-新生代温度-时间热历史 反演,探讨康托盆地中新生代构造演化过程。

2 样品采集与测试结果

2.1 样品采集与测试方法

本次选取康托盆地西部下白垩统去申拉组火 山岩样品及盆地中碎屑沉积岩,进行系统的磷灰石 及锆石裂变径迹分析。样品A-016-1、A-033-1 为角闪安山岩,表面风化为紫红色,新鲜面为灰黑 色,表面发育节理,岩石具斑晶结构、流纹结构,块 状构造,野外见去申拉组火山岩地层自南向北逆冲 推覆于康托组红层之上,野外接触关系及火山岩样 品特征见图版 I -e、f;样品A-035-2、A-035-3取 自盆地西侧广泛沉积的砂砾岩,表面及新鲜面均为 紫红色,砾石成分多为砂岩和灰岩。

将所采的岩石样品粉碎、分选、自然晾干,使粉碎后的颗粒粒径与岩石中矿物粒度适应,先经传统方法粗选后,再利用电磁选、重液选、介电选等手段,对锆石单矿物和磷灰石单矿物进行提纯。将选出的锆石颗粒、磷灰石颗粒置于玻璃片上,用环氧树脂滴固,然后进行研磨和抛光,使矿物内表面露出。磷灰



图2 康托盆地构造纲要图(据参考文献[20]修改)

Fig. 2 Tectonic outline map of Kangtuo Basin

Q—第四系;N—中新统;Ek—古近纪陆相红层;En—古近纪纳丁错组安山岩;Ev—古近纪火山岩;K。—上白垩统陆相砂砾岩; K。—下白垩统海相碎屑岩;K。q—下白垩统去申拉组安山岩;KG—白垩纪花岗岩;Jm—侏罗系混杂岩;T—三叠系砂页岩夹灰岩; P—二叠系白云质灰岩;C—石炭系板岩;JG—侏罗纪花岗岩;Oph—蛇绿岩套。1—逆冲断层;2—背斜、向斜;3—倒转褶皱; 4—二叠系白云质灰岩飞来峰与逆冲岩席;5—中生代火山岩,包括侏罗纪火山岩(Jv)与白垩纪火山岩(Kv); 6—新生代火山岩,包括古近纪火山岩(Ev)和中新世火山岩(Nv);7—蛇绿岩套——超镁铁岩、橄榄岩、

辉长岩、枕状熔岩、放射虫硅质岩;8-蛇绿混杂岩:玄武岩、硅质泥岩、灰岩、砂板岩;9-白垩纪花岗岩





a、b.三叠系砂页岩逆冲于康托组红层之上;c、d.侏罗系海相灰岩、混杂岩逆冲于康托组红层之上; e.取样位置地层接触关系;f.安山岩样品特征;E一古近系陆相红层;J一侏罗系海相灰岩; T一三叠系砂页岩夹灰岩;K.g一下白垩统安山岩

石样片在恒温21℃的5.5 NHNO₃溶液中蚀刻20s以 揭示自发径迹;锆石样片在210℃下,使用KOH+ NaOH高温熔融物蚀刻20~35h,以揭示自发径迹。 将低铀白云母片作为探测器,与矿物一并入反应堆 接受辐照,然后在25℃、40%的HF中蚀刻20min揭示 诱发径迹,中子注量利用CN5铀玻璃标定;矿物的裂 变径迹用高精度的光学显微镜在100倍干物镜下 进行裂变径迹统计。选择平行c轴的柱面测出自发 径迹及诱发径迹密度,水平封闭径迹长度^[40]依据 Green^[41]建议的程序测定。根据IUGS推荐的Zeta常 数校正法和标准裂变径迹年龄方程^[42]计算年龄值。

2.2 磷灰石裂变径迹结果与分析

依据Green^[43]的技术计算误差,x²检验值用于评价所测单颗粒年龄属于同一分组的概率^[42]。当 P(x²)>5%时,表明所有单颗粒年龄属于同一年龄组,可用其中值代表样品经过高温退火后的抬升冷

却年龄,FT年龄采用池年龄;当P(x²)<5%时,表明 混入了其他热事件的年龄,只能近似代表样品被抬 升冷却后的最大年龄或物源碎屑的残存年龄。若 年龄较分散,基于泊松变异的常规分析则无效^[43], FT年龄采用中心年龄,中心年龄实质上为权重平均 年龄^[44-45]。

4个样品经过矿物挑选、制片、蚀刻、测量等试 验过程,最终获得4个磷灰石径迹年龄及其径迹长 度、3个锆石裂变径迹年龄,测试结果见表1。4个磷 灰石裂变径迹的P(x²)均远大于5%,因此认为每个 样品的年龄都为同组年龄,年龄具有确定的地质热 事件意义,即代表最近一次的构造抬升事件。本次 获得的4个样品的裂变径迹中心年龄分别为62± 5Ma(A-016-1),44±3Ma(A-033-1),77±6Ma(A-035-2)、35±2Ma(A-035-3),均小于地层年龄,指 示晚白垩世一新生代初期研究区经历了构造抬升 事件。理想状态下,样品裂变径迹长度为20µm,但 是实际情况下,地质体样品的裂变径迹长度都达不 到20µm,标准样品裂变径迹长度为16.3µm,这主要 是由于地质体受后期退火作用的影响啊。研究区裂 变径迹样品的径迹长度在11.6±2.0~13.3±1.9µm之 间,其长度变化范围较小,表明这些样品均经历了 形成之后的温度贯穿PAZ的过程^[40,46-47]。所有样品 的磷灰石颗粒数均大于30粒,以上结果均显示测试 结果数据质量较好,并结合野外地质情况,所取样 品未受后期变质作用影响。所有样品的径迹长度 直方图(图3)均呈单峰式分布,平均长度较长,说明

35

A-035-3

135.808

95.558

径迹是在矿物最后一次完全退火以来,在没有热干扰的条件下累积形成的,径迹的平均长度较长,体现较小的退火率,指示径迹在部分退火带中滞留的时间较短。样品的径迹特点说明,研究区自晚白垩世以来没有经历复杂的热历史,仅经历了单调冷却抬升的过程。

3 热历史模拟

裂变径迹模拟软件 AFTSoleve 时间-温度热 历史模拟,依据磷灰石的热退火效应进行模拟^[48-49], 即随着温度的升高,磷灰石经历未退火带一部分 退火带一完全退火带的变化过程,在此过程中磷灰 石裂变径迹长度逐渐缩短,表观年龄逐渐变小,直 到最高古地温发生时磷灰石完全退火,裂变径迹完 全消失,表观年龄为零。直至地表抬升,温度冷却 到封闭温度,新的裂变径迹逐渐开始形成,同位素 时钟亦开始记年^[45]。因此,裂变径迹年龄是构造抬 升事件的记录,通过分析裂变径迹长度并结合其表 观年龄,可以获得不同热历史之间盆地发展演化的 过程。

本次研究基于 AFTSolve 软件对磷灰石裂变径 迹年龄及长度进行温度-时间反演模拟,对每个样 品的每次模拟进行 10000 次计算,每个样品进行多 次模拟,得到可接受热历史模拟区间、较好的热历 史模拟区间及最佳模拟路径。"K-S检验"值代表径 迹长度模拟值与实测值间的吻合程度,"Age-GOF" 代表径迹年龄模拟值与实测值的吻合程度。一般

Table 1 The analytical results of apatite and zircon fission track								
原样号	颗粒数/n	$ ho_{\rm s}(10^5/{ m cm}^2)/{ m Ns}$	$ ho_{\rm i} (10^5/{\rm cm}^2)/{ m Ni}$	$ ho_{d}(10^{5}/\mathrm{cm}^{2})/\mathrm{N}$	$P(\chi^2)/\%$	中心年龄/Ma (±1 0)	峰值年龄/Ma (±1 0)	<i>L</i> (µm)/N (径迹长度)
磷灰石								
A-016-1	37	1.771	5.894	10.027	99.2	62±5	62±2	12.6±2(105)
A-035-2	36	2.518	6.848	10.248	92.8	77±6	77±6	13.3±1.9(105)
A-033-1	35	4.97	19.009	8.209	69.3	44±3	44±3	12.4±2.1(103)
A-035-3	35	3.353	16.91	8.558	93.3	35±2	35±2	11.6±2.0(99)
原样号	颗粒数/n	$ ho_{\rm s}(10^5/{\rm cm}^2)/{ m Ns}$	$ ho_{\rm i} (10^5/{\rm cm}^2)/{ m Ni}$	$ ho_{\rm d}(10^5/{ m cm}^2)/{ m N}$	P(χ ²)/%	中心年龄/Ma (±1 0)	峰值年龄/Ma (±1 σ)	
锆石								
A-035-2	30	123.17	78.261	11.612	0	83±7	86±4	
A-033-1	23	146.082	99.601	11.652	0	77±7	80±4	

11.811

12.8

78 + 3

79±3

表1 磷灰石和锆石裂变径迹分析结果 Table 1 The analytical results of apatite and zircon fission trac



图 5 康托益地瞬厥石袋受任迦温及一时间候拟图 Fig. 3 Modeled thermal history for samples from Kangtuo Basin

认为,当K-S值和Age-GOF值均大于0.5时,模拟 结果为好;当两值介于0.05~0.5之间时,模拟结果为 可以接受。镜质体反射率为古地温有关的参数,其 值大于0.64时,表明模拟结果较好。在进行反演模 拟时,根据样品所处地质背景设定模拟的初始条 件,本次研究时间设定从晚白垩世(100Ma)盆地开 始演化至今,温度设定从羌塘地区现今地表温度 20℃,到模拟底界温度200℃,并设定地温梯度为 30℃/km。

根据上述约束条件,对研究区4件样品进行了 温度-时间热历史反演模拟,每件样品进行了多次 模拟,所有样品的K-S值均大于0.4,GOF值均大于 0.5,镜质体反射率均大于0.64,并都模拟出最佳模 拟路径。因此认为所有样品都具备可接受-好的模 拟结果,样品A-033-1具有较好的模拟结果。如图 3所示,绿色区域代表可以接受-好的模拟结果,粉 色区域为好的模拟结果,黑色实线为最佳模拟路 径;图右为根据模拟情况计算出的径迹长度分布, 所有样品均为分布范围较窄的单峰式分布,亦反映 研究区晚白垩世以来单调抬升冷却过程及最后一 次构造事件影响的结果。

样品A-016-1角闪安山岩的模拟结果较好,其 K-S值和GOF值分别为0.45和0.68,总体上经历了 3次较明显的降温过程:100~73Ma为较快的抬升冷 却过程,在27Ma左右的时间内降温幅度100℃,冷却速率为3.7℃/Ma,隆升速率为0.12mm/a;73~50Ma研究区的温度变化范围较小,地层处于相对平静状态;50~20Ma存在降温冷却过程,但降温幅度小于第一次,在30Ma左右温度降幅20℃,冷却速率为0.5℃/Ma,隆升速率为0.02mm/a;20Ma至今为较快的抬升冷却过程,在20Ma左右的时间内降温幅度约65℃,冷却速度为3.25℃/Ma,隆升速率为0.11mm/a。

样品A-033-1英安岩的模拟结果较好,其K-S 值和GOF值分别为0.55和0.68,总体上经历了3次 较明显的降温过程:100~63Ma为较快的抬升冷却过 程,在37Ma左右的时间内降温幅度约70℃,冷却速 率为1.9℃/Ma,隆升速率为0.063mm/a;63~44Ma研 究区的温度变化范围较小,地层处于相对平静状 态;44~32Ma存在降温冷却过程,但降温幅度小于第 一次,12Ma的时间内温度降幅约15℃,冷却速率约 为1.25℃/Ma,隆升速率为0.042mm/a;32~20Ma研 究区的温度变化范围较小,地层处于相对平静状 态;20Ma至今为较快的抬升冷却过程,在20Ma左右 的时间内降温幅度约75℃,冷却速度约3.75℃/Ma, 隆升速率为0.125mm/a。

样品A-035-2砂砾岩的模拟结果较好,其K-S值和GOF值分别为0.36和0.80,总体上经历了2

次较明显的降温过程:100~73Ma阶段存在较快的 抬升冷却过程,在27Ma左右的时间内降温幅度 115℃,冷却速率为4.26℃/Ma,隆升速率为 0.14mm/a;73~52Ma研究区的温度变化范围较小, 地层处于相对平静状态;52Ma—现今,发生持续的 抬升冷却过程,在52Ma左右的时间内降温幅度约 55℃,冷却速度约1.0℃/Ma,隆升速率为0.03mm/a。

样品A-035-3砂砾岩的模拟结果较好,其K-S 值和GOF值分别为0.47和0.92,总体上经历了3次 较明显的降温过程:100~65Ma阶段存在相对较快的 抬升冷却过程,在55Ma左右的时间内降温幅度约 80℃,冷却速率约1.46℃/Ma,隆升速率为0.05mm/a; 65~47Ma研究区的温度变化范围较小,地层处于相 对平静状态;47~30Ma存在降温冷却过程,但降温幅 度小于第一次,在17Ma左右温度降幅约25℃,冷却 速率为0.9℃/Ma左右,隆升速率为0.03mm/a;30~ 10Ma研究区的温度变化范围较小,地层处于相对平 静状态;10Ma一现今为相对较快的抬升冷却过程, 10Ma左右的时间内降温幅度在60℃,冷却速度为 6.0℃/Ma左右,隆升速率为0.2mm/a。将以上4件 样品的温度-时间最佳模拟路径合并,如图4显示, 4件样品的热历史演化过程总体趋势相同,共同指 示了研究区自晚白垩世以来,大致经历了3次降温 冷却抬升过程。

4 裂变径迹年龄的地质意义

前人资料表明,白垩纪中晚期新特提斯洋壳沿 班公-怒江缝合带俯冲已基本结束,班公-怒江缝合 带在白垩纪中期已全面形成[50-52]。晚白垩世一始新 世,新特提斯大洋板块沿雅鲁藏布江缝合带发生持 续的俯冲和消减作用,并形成长达千余千米的雅鲁 藏布江蛇绿岩混杂岩带及其北侧的冈底斯地块中 酸性岩浆岛弧带。有学者指出,羌塘地块南部晚白 垩世的构造运动与新特提斯古大洋板块沿雅鲁藏 布江缝合带的向北俯冲存在动力学的成因联系,持 续的南北向挤压应力使羌塘南部发育多期大型逆 冲推覆构造系统¹⁰¹。在改则地区,逆冲推覆构造系 统中见三叠系砂页岩自北向南逆冲于上白垩统阿 布山组红层之上;阿布山组红层上发育二叠系白云 质灰岩飞来峰与逆冲岩席[20];羌塘地块南部普遍发 育下白垩统去申拉组火山岩等多期大规模岩浆活 动。以上地质证据指示,在晚白垩世,改则地区发 生了一次构造抬升事件。本文样品取自康托盆地 西侧阿布山组火山岩地层沉积碎屑岩地层,获得磷 灰石裂变径迹年龄为66~77Ma,锆石裂变径迹年龄 为76~83Ma,这些年龄与上述晚白垩世构造抬升事 件的时间大致相符。同时,AFT模拟结果显示,研 究区第一次降温过程大致发生于65~100Ma(图4), 其降温速率为1.46~4.26℃/Ma,隆升速率为0.05~ 0.14mm/a。因此认为,改则地区晚白垩世发生了一 次降温幅度、降温速率和隆升速率相对较大的构造 抬升事件,该构造事件为新特提斯洋壳沿雅鲁藏布 江俯冲作用的响应。

40~45Ma为印度大陆开始与欧亚大陆完成"硬 碰撞"时期,从而奠定了青藏高原的基础[53-54]。前 人研究表明,改则地区新生代早期的逆冲推覆构造 运动形成时代大致为古近纪中晚期[24,55-57],并与印 度大陆北向俯冲存在动力学成因联系[21-22,57-58]。康 托盆地北缘见三叠系砂页岩和侏罗系海相灰岩自 北向南逆冲于古近纪红层之上;康托盆地南缘侏罗 纪海相灰岩、碎屑岩及混杂岩自南向北逆冲于古近 纪红层之上;查波错一丁固地区见石炭系斑岩及二 叠系白云质灰岩自北向南逆冲于古近系红层之上, 以上逆冲断层均指示,在始新世红层形成后,研究 区发生了一次区域性的大型逆冲推覆构造,三叠 系、石炭系等老地层逆冲推覆于古近系康托组红层 之上。本次研究获得的磷灰石裂变径迹年龄 33~ 44Ma 与该系列逆冲推覆构造发育时间吻合,同时 AFT模拟结果显示,研究区第二次降温过程为30~ 45Ma,该次抬升过程相对于第一次较缓慢,其降



图 4 康托盆地各样品裂变径迹最佳温度-时间模拟路径 Fig. 4 The best-fit line of the temperature-time modeling for samples from the Kangtuo Basin

温速率为 0.9~1.25℃/Ma, 隆升速率为 0.03~ 0.42mm/a。因此有理由认为,改则地区于始新世 发生了一次构造抬升事件,该事件为印度大陆的 向北俯冲的响应。

新生代中晚期,尽管青藏高原地壳仍然受到印度大陆板块向北俯冲产生的近南北向强烈挤压作用影响,但随着高原隆升高度超过4000~4500km,区域构造环境发生了巨大转变,地壳伸展作用和断裂走滑渐居主导地位^[24,59],形成很多长达数百至千余千米的区域走滑断裂和大量近南北向的地堑构造,沿班怒带分布多处走滑断层及拉分盆地^[56,30]。改则地区以南由于发育小型拉分盆地而地势降低,导致改则以北地区地势相对升高,温度快速降低直至地表温度,对应于本次研究AFT模拟结果中20M后发生的抬升冷却过程,其隆升速率和降温速率分别为3.25~6.0℃/Ma、0.03~0.2mm/a。

5 结 论

(1)康托盆地中4个样品的磷灰石裂变径迹年龄 分别为62±5Ma(A-016-1)、44±3Ma(A-033-1)、77± 6Ma(A-035-2)和35±2Ma(A-035-3),指示在晚白 垩世一新生代初期,研究区处于构造抬升冷却过程。

(2)AFT温度-时间热历史反演结果显示,晚白 垩世(100Ma)至现今,研究区历经3次构造抬升冷 却过程:100~65Ma,发生第一次降温冷却过程,结合 磷灰石裂变径迹年龄认为,研究区于晚白垩世发生 一期逆冲推覆构造,地层快速抬升冷却,该构造事件 为新特提斯洋洋壳沿雅鲁藏布江俯冲作用的响应; 50~35Ma,发生第二次降温冷却过程,抬升冷却幅度 相对第一次较弱,结合裂变径迹年龄及康托盆地南 北缘逆冲推覆构造特征,认为研究区始新世中期发 生一期逆冲推覆构造,该构造事件与印度大陆的向 北俯冲具有成因联系;20Ma—现今,发生第三阶段 快速抬升冷却过程,研究区以南由于伸展走滑作用 发育拉分盆地,地势降低,使研究区以北的康托盆 地地势发生抬升,温度快速降低至现今地表温度。

致谢:感谢中国地质大学地质过程与矿产资源 国家重点实验室工作人员对样品的测试分析,感谢 审稿专家对本文提出的宝贵修改意见。

参考文献

[1]康铁生,王世成. 地质热历史研究的裂变经济方法[M]. 北京:科学

出版社,1991:1-61.

- [2]向树元,马新民,泽仁扎西,等. 嘉黎断裂带两侧晚新生代差异隆 升的磷灰石裂变径迹记录[J].地球科学——中国地质大大学学报, 2007,32(5):615-621.
- [3]向树元,张士贞,胡敬仁,等.西藏米拉山断裂活动的磷灰石裂变径迹 证据[J].地球科学——中国地质大学学报,2012,37(增刊2):39-46.
- [4]丁林,钟大赉,潘欲生,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[J].科学通报,1995,40(16):1497-1500.
- [5]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 度研究[]].地质力学学报,1998,4(1):13-18.
- [6]袁万明,王世成,李胜荣,等.西藏冈底斯带构造活动的裂变径迹 证据[]].科学通报,2001,46(20):1739-1742.
- [7]袁万明,侯增谦,李胜荣,等,雅鲁藏布江逆冲带活动的裂变径迹 定年证据[J].科学通报,2002,47(2):147-150.
- [8]王国灿,向树元,John IG,等.东昆仑东段巴隆哈图一带中生代的 岩石隆升剥露——锆石和磷灰石裂变径迹年代学证据[J].地球科 学——中国地质大大学学报,2003,28(6);645-652.
- [9]赵志丹,莫宣学,郭铁鹰,等.西藏南部岩体裂变径迹年龄与高原 隆升[J].自然科学进展,2003,13:877-880.
- [10]柏道远,贾宝华,王先辉.青藏高原隆升过程的磷灰石裂变经济 分析方法[]].沉积与特提斯地质,2004,24(1):35-40.
- [11]刘德民,李德威,杨巍然,等.喜马拉雅造山带晚新生代构造隆升的裂变径迹证据[J].地球科学——中国地质大学学报,2005,30 (2):147-152.
- [12]王岸,王国灿,谢德凡,等.东昆仑山小南川岩体裂变径迹年代与 中新世晚期以来的构造地貌演化[J].地球科学——中国地质大大 学学报,2007,32(1):51-58.
- [13]曹凯,王国灿,刘超,等.西昆仑及邻区新生代差异隆升的热年代 证据[J].地球科学——中国地质大学学报,2009,34(6):895-906.
- [14]张忠奎,陈祥高,藏文,秀.西藏康马多得乡花岗岩的裂变径迹年 龄和上升速度研究[J].岩石学报,1986,2(1):45-49.
- [15]Donelick R A, O' Sullivan P B, Ketcham R A. Apatite fissiontrack analysis.Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2005, 58 (1):49–94.
- [16]任战利,崔军平,郭科,等.鄂尔多斯盆地渭北隆起抬升期次及过 程的裂变径迹分析[J].中国科学:地球科学,2015,60(14):1298-1309.
- [17]潘桂棠,李兴振,王立全,等.青藏高原及邻区大地构造单元初步 划分[J].地质通报,2002,21(11):701-707.
- [18]潘桂棠,王立全,朱弟成.青藏高原区域地质调查中几个重大科 学问题的思考[]].地质通报,2004,23(1):12-19.
- [19]赵文津,赵逊,史大年,等.喜马拉雅和青藏高原深剖面(IN-DEPTH)研究进展[].地质通报,2002,21(11):692-700.
- [20]吴珍汉,叶培盛,殷彩云.藏北改则新生代早期逆冲推覆构造系 统[J].地球学报,2013,34(1):31-38.
- [21]Yin A, Harrison T M.Geologic evolution of the Himalayan—Tibetan orogen[J].Anna.Rev.Earth Planet.Sci.Lett., 2000,28:211–280.
- [22]Kapp P, Murphy M A, Yin A, et al. Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution of the Shiquanhe area of western Tibet[J].Tectonics,2003,22(4):1029–1332.

- [23]Wu Z H, Ye P S, Patrick J B, et al. Early Cenozoic mega thrusting in the Qiangtang Block of the Northern Tibetan Plateau[J]. Acta Geologica Sinica, 2012,86(4): 799–809.
- [24]Guitang Pan, Liquan Wang, Rongshe Li, et al. Tectonic evolution of the Qinghai–Tibet plateau[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2012, 53: 3–14.
- [25]姜高磊,韩芳,宋博文,等.西藏改则盆地渐新统一中新统康托组 沉积相特征[J].地质通报,2013,32(1):165-174.
- [26]李才,黄小鹏,迟效国,等.藏北羌塘南部走构由茶错地区火山岩 定年与康托组时代的厘定[J].地质通报,2006,25(1/2):226-228.
- [27]吴珍汉,吴忠海,胡道功,等.青藏高原渐新世晚期隆升的地质证据[J].地质学报,2007,81(5):577-587.
- [28]Yin A, Harrison T M, Reyerson F J, et al. Tertiary structural evolution of the Gangese thrust ststern in southern Tibet[J].Journal of Geopgysical Research, 1994, 99:18175–18201.
- [29]吴珍汉,江万,周继荣,等.青藏高原腹地典型岩体热历史与构造-地貌演化过程的热年代学分析[J].地质学报,2001,75(4):
 468-476.
- [30]吴珍汉,吴学文,赵珍,等.羌塘地块南部晚白垩世火山岩离子探针 测年及其对红层时代的约束[J].地球学报,2014,35(5):567-572.
- [31]吴珍汉,刘志伟,赵珍,等.羌塘盆地隆鄂尼-昂达而错古油藏逆 冲推覆构造隆升[J].地质学报,2016,90(4):615-627.
- [32]Amijo R, Tapponnier P, Mercier J L, et al. Quaternary extension in south Tibet:Field observations and tectonic implications[J]. Journal of Geophysical Research, 1986, 91(B14):13803–13872.
- [33]Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, et al. Activation of the Nyainqentanghla shear zone: Implications for uplift of the southern Tibetan Plateau[J]. Tectonic, 1995, 14(3):658–676.
- [34]Blisniuk M P, Hacker R B, Glodny J, et al. Normal faulting in central Tibet since at least 13.5Ma ago[J].Natrue, 2001, 412:628–632.
- [35]Tapponnier P, Xu Z, Roger F, et al. Oblique stepwise rise and growth of the Tibbetan Plateau[J]. Science, 2001,294:1671–1677.
- [36]樊帅权,史仁灯,丁林,等.西藏改则蛇绿岩中斜长花岗岩地球化 学特征、锆石U-Pb年龄及构造意义[J].岩石矿物学杂志,2010, 29(5):467-478.
- [37]王保弟,许继峰,曾庆高,等.西藏改则地区拉果错蛇绿岩地球化 学特征及成因[J].岩石学报,2007,23(06):1521-1530.
- [38]张玉修,张开均,黎兵等,等.西藏改则南拉果错蛇绿岩中斜长花 岗岩 SHRIMP U-Pb年代学及其成因研究[J].科学通报,2007,52 (01):100-106.
- [39]姜高磊,袁爱华,张克信.西藏改则盆地晚始新世康托组介形类 动物群及地质意义[]].微体古生物学报,2014,31(4):405-419.
- [40]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[J].Contrib.Mineral.Petrol., 1986,94:405–415.
- [41]Green P F. On the thermo-tectonic evolution of northern England: evidence from fission track analysis[J].Geology, 1986, 5:493-506.

- [42]Hurford A J, Green P F. A users' guide to fission-track dating calibration[]].Earth Planet. Sci. Lett., 1982,59:343-354.
- [43]Green P F. A new look at statistics in fission track dating[J]. Nuclear Tracks, 1981, (5): 77–86
- [44]袁万明,杨志强,张招崇,等.安徽省黄山山体的隆升与剥露[J].中 国科学:地球科学,2011,41(10):1435-1443.
- [45]王立成,魏玉帅.西藏羌塘盆地白垩纪中期构造事件的磷灰石裂 变径迹证据[]].岩石学报,2013,29(3):1039-1047.
- [46]Yuan W M, Dong J Q, Carter A, et al. Mesozoic–Tertiary exhumation history of the Altai Mountains, northern Xinjiang, China:constraints from apatite fission track data[J]. Tectonophysics, 2006, 412: 183–193.
- [47]Yuan W M, Bao Z K, Dong Ji Q, et al. Zircon and apatite fission track analyses on mineralization ages and tectonic activities of Tuwu-Yandong porphyry copper deposit in northern Xinjiang, China[J]. Science in China(Series D), 2007,20(12): 1787–1795.
- [48]Ketcham R A, Donelick RA, Carlson W D. Variability of ap−atite fission-track annealing kinetics III :Extrapolation to geological time scales[J].American Mineralogist, 1999,84:1 235 ~ 1 255.
- [49]潘保田,高红山,李吉均.关于夷平面的科学问题——兼论青藏 高原夷平面[J]. 地理科学,2002,(5):520-526.
- [50]杜德道,曲晓明,王根厚,等.西藏班公湖-怒江缝合带西段中特 提斯洋盆的双向俯冲:来自岛弧型花岗岩锆石 U-Pb 年龄和元 素地球化学的证据[]].岩石学报,2011,27(7):1993-2002.
- [51]李金祥,李光明,秦克章,等.班公湖多不杂富金斑岩铜矿斑岩-火山岩的地球化学特征与时代:对成矿构造背景的制约[J].岩石 学报,2008,24(3):531-543.
- [52]孙立新,万晓樵,吴新国,等.雅鲁藏布结合带中段混杂岩带内玄 武岩的地球化学特征[J].地质通报,2005,24(1):65-71.
- [53]莫宣学.青藏高原地质研究的回顾与展望[J].中国地质,2010,37 (4):841-853.
- [54]张克信,王国灿,徐亚东,等.青藏高原古近纪一新近纪地层格架 与沉积演化及其对构造隆升的响应[J].地层学杂志,2013,37(4): 570-586.
- [55]吴珍汉,叶培盛,胡道功,等.拉萨地块北部逆冲推覆构造系统[]. 地质论评,2003,49(1):75-81.
- [56]吴珍汉,赵立国,叶培盛,等.青藏高原中段渐新世逆冲推覆构 造[J].中国地质,2011,38(3):522-536.
- [57]Wu Z H,Ye P S, Barosh P J, et al. Early Cenozoic mega thrusting in the Qiangtang block of the Northern Tibetan Plateau[J]. Acta Geologica Sinica, 2012, 86(4): 799–809.
- [58]Kapp P, Decellcs P G, Gehrels G E, et al. Geological records of the Lhasa–Qiangtang and Indo–Asia collisions in the Nima area of central Tibet[J].GSA Bulletin, 2007, 119(7/8): 917–932.
- [59]Dewey J F, Shackleton R M, Chang C F, et al. The tectonic evolution of the Tibetan Plateau[J]. Phil. Trans. Roy. Soc. 1988, A327: 379–413.