

磷灰石裂变径迹在确定造山带隆升 速率中的应用

刘海青^{1,2}, 李荣西^{1,2}, 张艳妮^{1,2}, 朱德明^{1,2}, 朱瑞静^{1,2},
王宁^{1,2}, 赵帮胜^{1,2}

(1. 长安大学地球科学与资源学院, 陕西 西安 710054; 2. 长安大学
矿产资源与工程地质教育部重点实验室, 陕西 西安 710054)

摘要: 矿物裂变径迹技术是一种低温热史及年代学测定技术, 广泛应用于含油气盆地热史分析、沉积物来源、造山带隆升剥蚀、地质年代学测定等方面的研究。近年来, 磷灰石裂变径迹在研究造山带构造隆升速率方面取得了大量成果。笔者在结合前人研究成果基础上, 分别介绍了利用裂变径迹反演热史、裂变年龄和矿物对-封闭温度法确定构造隆升速率的原理、方法和应用, 并分析其优缺点, 指出应用磷灰石裂变径迹研究构造隆升速率时应该注意的问题。

关键词: 裂变径迹; 径迹长度; 热历史; 冷却温度; 隆升速率

中图分类号: P619.1 **文献标识码:** A **文章编号:** 1009-6248(2014)02-0119-07

The Application of Apatite Fission Track in Determining the Tectonic Uplift Rates

LIU Hai-qing^{1,2}, LI Rong-xi^{1,2}, ZHANG Yan-ni^{1,2}, ZHU De-ming^{1,2}, ZHU Rui-jing^{1,2},
WANG Ning^{1,2}, ZHAO Bang-sheng^{1,2}

(1. School of Geosciences and Resources, Chang'an University, Xi'an 710054, China; 2. Key Laboratory of West Mineral Resources and Geological Engineering, Ministry of Education, Chang'an University, Xi'an 710054, China)

Abstract: Mineral fission track is a kind of measurement technology for low temperature thermal history and chronology, which is widely used in analysis of oil and gas basin thermal history, the source of sediments, the uplift and denudation of orogenic belt, the geochronology measurement and so on. In recent years, apatite fission track has got lots of achievements in the tectonic uplift rates study of orogenic belt. Based on previous fission track analysis researches, this article respectively introduces the use of fission track to invert thermal history, fission age and minerals to closed temperature method to determine the tectonic uplift rates of principle and method and application. At the same time the paper analyzes its advantages and disadvantages, pointing out the problems need to be considered when applying apatite fission track to study tectonic uplift rates.

Key words: fission track; track length; thermal history; cooling temperature; uplift rate

裂变径迹定年法是 20 世纪 60 年代兴起的一种地质测年方法, 70 年代以来, 随着 ζ 参数的引入 (Hurford A J 等, 1982; Hurford A J 等, 1983)、退火模

型和退火实验的提出 (Laslett G M 等, 1987; Laslett G M 等, 1996; Galbraith R F 等, 1997) 使这一技术由单一的测年手段转变成为一种低温约束热史和抬升/剥

收稿日期: 2014-01-03; 修回日期: 2014-03-15

基金项目: 国家自然科学基金项目 (41173055); 中国地质调查局项目 (1212011121117)

作者简介: 刘海青 (1988-), 汉族, 男, 长安大学在读硕士研究生, 矿产普查与勘探专业。E-mail: 1361390498@qq.com

露作用的关键技术(Gallagher K 等,1998;Gleadow A J W 等,2002;Donelick R A 等,2005),由此建立了应用裂变径迹恢复地热演化史方法。目前,裂变径迹技术被广泛应用于含油气盆地热史分析、沉积物来源、造山带隆升、地质年代学测定、成矿作用以及构造作用等方面的研究。

裂变径迹法是研究矿物在温度低于 125 ℃ 的低温阶段热历史和年龄的一种技术方法(Wagner G A 等,1968;Wagner G A 等,1972;Naeser C W,1979;Gleadow A J W 等,1986;Green P F 等,1989a;Wagner G A 等,1988)。矿物自发裂变时以恒定速率产生裂变径迹,每一条径迹是在不同时间、不同温度下形成的。因此,它可以反映矿物经历的热历史,进而研究其构造演化过程。

近年来,随着人们对裂变径迹长度研究的加深,裂变径迹技术在造山带构造隆升方面的应用已趋成熟,国内外许多学者在该方面做了深入的研究。例如,杨农(2010)用该方法确定了青藏高原东缘龙门山主要断裂活动时期和区域隆升历史,表明该区主要断裂最晚一次强烈活动发生在早更新世,青藏高原强烈隆升发生在上新世末至中更新世;田云涛(2010)研究了米仓山-汉南穹窿白垩纪以来 2 期快速隆升剥蚀过程,指出 90 Ma 的快速剥蚀反映了秦岭-大别造山带区域性剥蚀事件,而 15 Ma 以来的快速剥蚀是青藏高原隆升向东北方向传递的响应;刘顺生(1987)通过研究西藏南部地区几个岩体的裂变径迹年龄,表明西藏南部不同地区在不同时代具有不同的隆升速率,整个西藏地区的隆升既有整体性又有内部差异性。总之,裂变径迹技术目前已成为研究构造隆升史的重要方法(吴中海等,1999;沈传波等,2007)。

裂变径迹技术主要应用于磷灰石和锆石,但由于锆石裂变径迹(ZFT)研究目前还没有形成统一的退火模型,其地质应用受到一定程度的制约。因此,笔者只研究磷灰石裂变径迹的相关应用。综合已有研究成果,表明目前学术界利用磷灰石裂变径迹计算隆升速率主要有 3 种方法:即裂变径迹反演热史法,年龄-地形高差法和矿物对-封闭温度法。笔者在对磷灰石裂变径迹分析研究的基础上,结合前人研究成果,对上述 3 种方法做详细阐述,分析其优缺点,指出应用磷灰石裂变径迹研究构造隆升速率时应该注意的问题。

1 磷灰石裂变年龄和径迹长度分析法

矿物中的放射性元素 ^{238}U 发生裂变时,一个 ^{238}U 原子分裂为 2 个质量近似相等、运动方向相反的带电荷碎片。当这些碎片通过晶体晶格时,沿其轨道附近形成 1 个电荷被干扰的区域,留下 1 个线状的损伤区,此损伤带即为裂变径迹。1 个径迹是 1 个原子 1 次裂变的产物。显然,晶体中径迹的数量与裂变发生的速率和矿物中 ^{238}U 的浓度呈正比,并随矿物年龄的增加而增加。单位面积的径迹数量称为径迹密度。对某一特定矿物,放射性物质的含量和裂变速率恒定,其裂变径迹数量只随时间的增加而增加。因此,通过测量裂变径迹的密度可以计算出该矿物的年龄(此年龄为裂变径迹开始保存时的年龄)。

原子裂变时产生线状损伤区的长度称为径迹长度。温度对矿物裂变径迹具有重要影响,受热会使径迹长度缩短,称之为退火。退火作用使径迹的蚀刻速度减小,从而使径迹长度缩短、密度减小。实验表明(Naeser C W,1979;Gleadow A J W 等,1986;Green P F 等,1989a),退火温度和其经历的时间遵守互补原理,即高温短时间和低温长时间加热可导致同样的退火效率。但一般磷灰石裂变径迹在低于 60 ℃ 时完全稳定,地层未受到退火作用,其年龄反映物源的年代(即不会产生退火现象);在 60~120 ℃ 发生退火现象,即老径迹会丢失,与此同时自发裂变的新径迹也还会产生,此时径迹年龄逐渐减小,小于地层年龄。在 120 ℃ 时为完全退火带,径迹完全丢失,即没有径迹了,地层年龄为零,地层达到完全退火。60~120 ℃ 为部分退火带(Naeser C W,1979),是磷灰石中裂变径迹开始积累至完全稳定的温度区间。部分退火带的顶、底部温度分别对应于裂变径迹完全保留的最高温度和完全丢失的最低温度,前者一般为 60 ℃,后者为 120 ℃。在这一过程中既有老径迹的缩短、丢失,也有新径迹的不断产生。矿物在部分退火带中停留的时间越长,其径迹数量越少、径迹长度越短,长度分布也越分散。每一个径迹长度在形成之初都是相等的,但当其经历热演化后,径迹长度会发生变化。因此,可以通过测量矿物中的径迹长度及分布特征,来反演其经历的热演化历史。一般以径迹长度为横坐标,径迹数量为纵坐标,做径迹长度分布直方图,反映

径迹分布特征(图 1)。

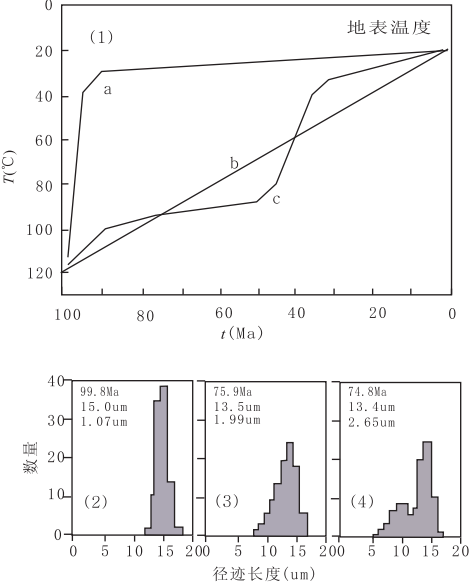


图 1 3 种典型的地温史下的磷灰石裂变径迹长度分布特征图
(据 Gleadow 等,2000)

Fig. 1 The three typical geothermal history of apatite fission track length distribution
(图中的 3 行数值分别为裂变径迹表观年龄、平均径迹长度及标准差)

图 1 是 3 种典型地温史所对应的磷灰石裂变径迹长度分布模式图。模式 a 是样品从高于 110℃ 的区域(接近部分退火带底部)快速降温至 60℃ 以下,其后缓慢的降温至地表(图 1-1),磷灰石径迹分布特点为径迹长度集中于原始长度附近(14~15 μm),径迹长度偏差较小,长度分布范围也较窄(图 1-2);模式 b 具有匀速降低的冷却史,样品从部分退火带的底部(120℃)缓慢匀速冷却至地表温度(图 1-1),径迹长度分布呈不对称的单峰型,左侧缓右侧陡,长度分布较模式 a 要大一些(图 1-3);模式 c 是样品从高于 110℃ 的区域(接近部分退火带底部)不匀速降温至 100℃ (图 1-1),在 90~100℃ 范围缓慢降温持续很长时间,然后快速冷却到部分退火带的顶部(60℃),最后再缓慢冷却至地表温度。在 2 次缓慢冷却过程中,第一次在部分退火带滞留时间过长,因而径迹长度被极大地缩短,在第二次冷却过程中,温度较低,径迹未退火,基本上保留了原始长度(原始长度约为 16.3 μm)。因此,径迹长度分布具有双峰结构(图 1-4),反映样品经历了 2 次热事件。由此可见,通过分析样品的裂变径迹长度特征,再配合热演化模拟就可以确定样品的热历史。

2 裂变径迹在确定构造隆升速率中的应用

2.1 用裂变径迹反演热史计算隆升速率

磷灰石裂变径迹不仅可以提供年龄数据和不同的裂变径迹长度分布数据,随着现代裂变径迹技术的不断发展,可以用这些数据来对样品所经历的热演化进行正演和反演,以追溯其在历史上不同阶段的演化模型。

根据已知假定的热历史资料进行径迹长度和径迹年龄的模拟称为正演。反演则是依据实测的裂变径迹数据进行热历史(时间-温度)模拟。在热历史模拟中,首先按照地质资料,给定若干热史约束条件进行正演。将正演结果与实际测试得到的数据进行对比,对正演模型进行调整修正,直到获得与实测数据相符的模型为止。再将正演模型中的控制温度扩大到温度区间进行反演。反演中,一般计算 10 000 个结果,模拟软件对衡量模拟结果好坏的 2 个参数分别为 K-S Test 和 age GOF。其中,K-S Test 表示径迹长度模拟值与实测值的吻合程度,age GOF 表示模拟年龄值与测试年龄值的吻合程度。一般当 2 个参数都大于 0.05 时,则模拟结果可以接受,认为样品的测试结果可以得出该模拟结果;当 1 个参数大于 0.05,1 个大于 0.5 时,则为较好的热历史范围;当 2 个参数都大于 0.5 时,则为最佳模拟结果,认为样品的测试结果支持该模拟所用的热史模型(Crowley K D 等, 1991; Willet S D, 1997; Gallagher K, 1995)。反演结束,即可得到热历史图解,即时间-温度曲线关系图。

为了精确计算样品的抬升史,需将温度-时间($T-t$)曲线按不同时代的地温梯度转化成深度-时间($D-t$)曲线,此时需已知地温梯度和不同时代的古地表温度。转化后可知矿物在不同时间的埋藏深度,进而可计算出不同时间段的隆升速率。

图 2 为刘树根等(2006)在研究大巴山构造带隆升史时,分析测试的磷灰石裂变径迹,图 2a 为实际径迹长度分布直方图及最佳模拟曲线。图 2b 为热史模拟结果,图中最佳热历史由黑色实线表示,实线两侧的深灰色区域为较好的温度-时间带,最外侧的浅色区域为可以接受的模拟结果,图中拟合均通过了 age GOF 和 K-S Test 检验,且为最佳模拟。从图 2b 可以看出,样品于 65 Ma 进入部分退火带(古地温为 110

℃),在部分退火带经历了约 55 Ma 后,退火完成(古地温为 60℃),最后在 10 Ma 左右快速抬升至地表。

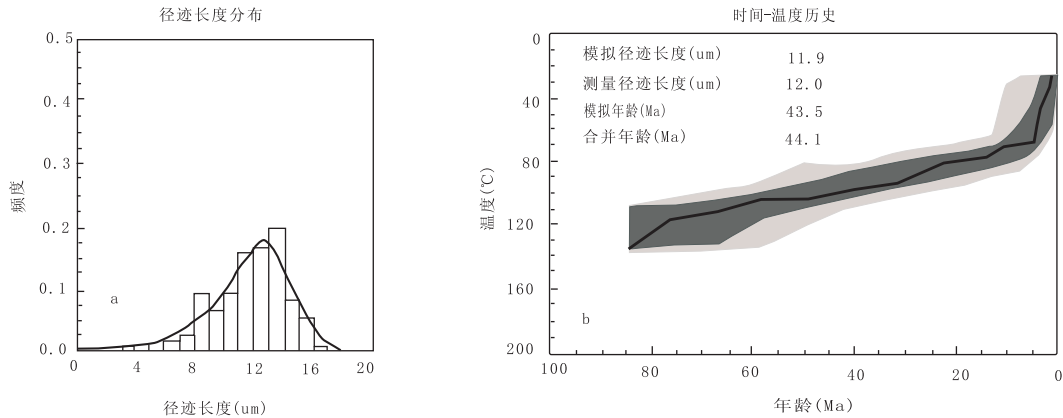


图 2 样品的热历史模拟结果图(据刘树根等,2006)

Fig. 2 The thermal history simulation results of the sample

从图 2a 可以读出样品在不同时间的温度数据(表 1),取 20℃/ km 的古平均地温梯度和 20℃ 的古地表温度,经计算得出,大巴山构造带在不同时间段的埋藏深度和抬升速率(表 1)。图 3 为大巴山构造带

隆升速率演化史图,可以看出,大巴山构造带的隆升大致分 3 个阶段。在 65 Ma 至 5 Ma 时间段,抬升速率相对较小;5 Ma 至 2 Ma,抬升速率剧增到 0.65 km/Ma;2 Ma 以后至今,抬升速率约为 0.1 km/Ma。

表 1 样品的埋藏深度和抬升史数据表

Tab. 1 The buried depth and uplift history datas of the samples

$t(\text{Ma})$	65	58	49	40	32	23	12	10	5	2	0
$T(^{\circ}\text{C})$	110	102	101	96	92	78	72	67	63	24	20
$D(\text{km})$	4.50	4.10	4.05	3.80	3.80	2.90	2.60	2.30	2.15	0.20	0.00
$v(\text{km/Ma})$	0.054	0.006	0.028	0.025	0.025	0.027	0.15	0.03	0.65	0.100	0.000

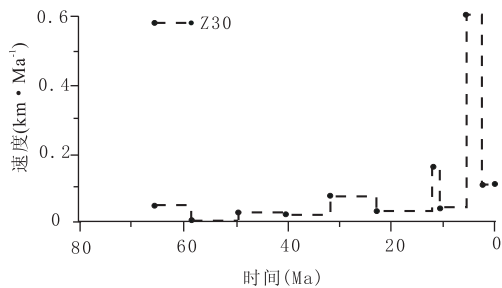


图 3 大巴山构造带抬升史图

Fig. 3 The uplift history of Dabashan

2.2 年龄-地形高差法计算隆升速率

矿物在不同海拔高度的裂变径迹年龄不同,一般随着海拔增加,裂变径迹年龄会逐渐变大,据此来计算隆升速率。其原理是岩体或地层在上升过程中,随着高度增加,早期抬升部分过早的离开部分退火带,温度逐渐降低,径迹数目被较多的保留下来。而晚期抬升部分,在退火带中停留的时间较长,因而

径迹数目消失较多,径迹密度减少较快,这样测得的径迹年龄自然较小。一般在年龄-高程图上,将测试点用最小二乘法拟合成直线,直线斜率即为隆升速率,计算公式如下:

$$\nu = \Delta H / \Delta t$$

式中: ν 为隆升速度; ΔH 为 2 个取样点的海拔高度之差; Δt 为 2 取样点矿物的裂变径迹年龄之差。

用裂变年龄计算的隆升速率实际上是隆升和剥蚀作用的综合效果,即为视隆升速率。

丁林等(1995)和 Zhong Dalai 等(1995)对东喜马拉雅构造结进行的裂变径迹年龄测定显示,在年龄-高程图上于 3 Ma 左右出现一个拐点,此拐点对应的高程为 3 500 m。根据部分退火带的意义,在 3 500 m 以下的磷灰石样品代表了 3 Ma 以来最后一次快速抬升的年龄,其平均抬升速率为 1.17 km/Ma,而 3 500 m 以上的磷灰石样品代表最后一次快速隆升之前的部分退火带,其裂变径迹年龄是一种混合年龄(Wagner G A 等,1989)。

Gleadow A J W 等(1984 和 1987)在对南极的 Transantarctic Mountains (TAM) 地区进行磷灰石裂变径迹分析时发现,在所做的年龄-高程图中出现一个明显的转折,转折之上斜率约为 15 m/Ma;转折之下斜率约为 120 m/Ma。从径迹长度上看,转折之上样品的径迹长度较短,长度分布较宽;转折之下,径迹长度较长,长度分布较窄。表明转折之上的样品比转折之下经历了更强烈的退火,两部分样品经历了不同的热历史,因而转折之下的样品斜率才能代表该地区的隆升速率。

2.3 用“矿物对-封闭温度法”计算隆升速率

任何 1 种同位素测年方法都是当放射性母体和子体冷却到某一温度时构成封闭体系,此时测年同位素体系开始启动。因此,同位素年龄记录了矿物冷却到封闭温度以下所经历的时间。从这一意义上讲,将测得的放射性同位素年龄称之为地质体在某一温度的冷却年龄(刘顺生等,1987;王国灿,1995)。根据不同温度的冷却年龄就可以计算出冷却速度,若地质体冷却过程是由构造隆升引起的话,那么就可以计算地质体的上升速度。

设 ΔT 为不同同位素体系的矿物封闭温度之差; Δt 为不同同位素体系测得的矿物封闭年龄之差; K 为古地温梯度,则

冷却速率为: $V_c = \Delta T / \Delta t$

隆升速率为: $V_u = V_c / K$

此方法不需要对地质体进行不同高度的取样,只需对同一层位采集的样品,用不同的放射性同位素年代学进行测年,便可计算出年龄,但需知道不同同位素体系的封闭温度和古地温梯度。例如,刘顺生等(1987)在计算西藏南部地区康马岩体的上升速度时,采用锆石、黑云母和磷灰石的封闭温度和年龄,得出该地区的康马岩体在 266.8 Ma 前处于距今地表约 21.7 km 深处,然后以 0.05 mm/a 的速度缓慢上升,在 234.2 Ma 间隆升幅度为 11.71 km。在 32.6 Ma 达到距地表约 10 km 深处,此后上升速度加快约为 0.28 mm/a,在 21.1 Ma 时间段内上升了 5.91 km。

3 应用裂变径迹计算构造隆升速率应注意的问题

应用矿物裂变径迹计算构造隆升速率是通过样品的高程差和年龄差之比来计算的,使用此方法时需注意以下几点。

(1)当矿物的单颗粒年龄分布过于分散时,其裂变径迹年龄不能用于计算隆升速率。

单颗粒年龄分布是指同一样品中各颗粒年龄的频率分布,1 个样品需测试多个颗粒(一般为 50 个左右),样品的裂变径迹年龄实际上是所有颗粒的加权平均值。1 个样品的单颗粒年龄分布与样品中颗粒来源有关,单颗粒表面年龄的不同,一般是由于颗粒来自不同的地质体或经受过不同热历史,或颗粒本身的组成差异等原因造成的。单颗粒年龄分布可通过 χ^2 检验法分析, χ^2 检验法可鉴别样品中颗粒是否属于同一年龄组。一般 $P(\chi^2) < 5\%$ 时,数据可用。当样品中年龄属于同一年龄组时才能用于隆升过程研究,而年龄分布过于分散的样品的裂变径迹年龄不能用于一个地区隆升速率的研究(Galbraith R. F 等,1990),此时样品的径迹年龄地质意义不明确。

(2)不适合用于快速隆升和慢速隆升的情况(王军,1997)。

在快速隆升时(>300 m/Ma),径迹年龄随高程变化较小,此时在年龄-高程图中投点,很可能集中分布在一个或几个区域内,即可利用的有效区域较少,不能完整反应整个时间段的隆升史。在慢速隆升(<20 m/Ma)时,样品的年龄-高程图中不是简单的线性关系,这是因为在慢速隆升时,样品在部分退火带中停留的时间较长,退火程度较大,径迹密度消失的较多。因此,径迹年龄在不同高程变化较大。

(3)在年龄-高程图中若出现拐点,拐点之上的裂变径迹年龄是一个混合年龄,该年龄既不是样品的实际地质年代也不是裂变径迹保存年龄,其斜率不能代表隆升速率,只有具冷却年龄的样品在年龄-高程图中拟合的直线斜率才能反映隆升速率。

拐点之上的样品在隆升开始前的稳定时期,长时间停留在部分退火带中,径迹遭受强烈退火。样品现在径迹既有在古退火带保留的径迹,也有隆升开始后产生的新径迹。而拐点之下的样品,在隆升开始前位于径迹完全退火区,径迹年龄为零,随着隆升才开始积累径迹,产生的径迹只反映隆升的影响,样品没有受到后期明显的热干扰,即地质体的冷却过程是由构造上升和侵蚀作用所造成的。因此,这段斜率才可代表隆升速率(王军,1997)。

另外,裂变径迹长度数据也可反映上述情况。一般转折之上,平均径迹长度较短,长度分布较宽,

经历了明显的退火作用;转折之下,平均径迹长度较长,长度分布较窄。在径迹长度分析时,长度分布呈对称式或稍微歪斜的单峰分布,平均径迹长度为12.0~14.0 μm ,标准差为1.2~2.0 μm ,属无扰动基岩型(Ketcham R A等,1999)。表示样品以恒定速度冷却至地表温度,其表面年龄代表的是冷却年龄,反映样品冷却至封闭温度(100 $^{\circ}\text{C}$)以来到现在的年龄,上面提到的模式b即为该类型。

4 结论

通过分析应用裂变径迹反演热史法、裂变年龄法和矿物对封闭温度法3种方法计算构造隆升速率,笔者认为用裂变径迹反演热史计算隆升速率是最可靠的,因为该方法是在基本精确模拟一个地区热历史的前提下,根据地质上的算法计算得出的。当然此法也有不足之处,比如在将时间-温度曲线转化成深度-时间曲线时,不同时代的地温梯度和地表温度不确定,这将会给计算结果带来一定误差。使用裂变年龄计算隆升速率时,一定要和样品的径迹长度分析结合起来,只有当径迹年龄为矿物冷却年龄时,才可用年龄-高程图拟合;另外采样时要有一定的高程差,对于地形起伏不大的地区用此法有一定的难度。矿物对-封闭温度法计算隆升速率时,采样较简单,只需对同一层位采集的样品,用不同放射性同位素年代学进行测年即可,但该方法不足之处是不同的同位素体系,其封闭温度和古地热梯度较难确定。

参考文献(References):

杨农,张岳桥. 龙门山断裂活动和川西高原隆升历史的裂变径迹测年[J]. 地质力学学报, 2010, 16(4): 359-371.
Yang Nong, Zhang Yueqiao. Tission-track dating for activity of the Longmenshan fault zone and uplifting of the western Sichuan plateau [J]. Journal of Geomechanics, 2010, 16(4): 359-371.
田云涛,朱传庆,徐明,等. 白垩纪以来米仓山-汉南穹窿剥蚀过程及其构造意义: 磷灰石裂变径迹的证据[J]. 地球物理学报, 2010, 53(4): 920-930.
Tian Yuntao, Zhu Chuanqing, Xu Ming, et al. Exhumation history of the Micangshan-Hannan Dome since Cretaceous and its tectonic significance: evidences from Apatite Fission Track analysis [J]. Chinese Journal of Geo-

physics, 2010, 53(4): 920-930.
刘顺生,张峰. 西藏南部地区的裂变径迹年龄和上升速度的研究[J]. 中国科学B辑, 1987, (9): 1000-1010.
Liu Shunsheng, Zhang Feng. Research to fission track age and rising rates in the south of Tibet [J]. Science in China Series B-Chemistry, 1987, 9: 1000-1010.
吴中海,吴珍汉. 裂变径迹发法在研究造山带隆升过程中的应用介绍[J]. 地质科技情报, 1999, 18(4): 27-32.
Wu Zhonghai, Wu Hanzhen. Use of fission track dating in studying the uplift history of orogenic belt [J]. Geological Science and Technology Information, 1999, 18(4): 27-32.
沈传波,梅廉夫,徐振平,等. 大巴山中-新生代隆升的裂变径迹证据[J]. 岩石学报, 2007, 23, 11. 2901-2908.
Shen Chuanbo, Mei Lianfu, Xu Zhenping, et al. Fission track thermochronology evidence for Mesozoic-Cenozoic uplifting of Daba Mountain, central China [J]. Acta Petrologica Sinica, 2007, 23(11): 2901-2908.
刘树根,李智武,刘顺,等. 大巴山前陆盆地-冲断带的形成演化[M]. 北京:地质出版社, 2006: 166-186.
Liu Shugen, Li Zhiwu, Liu Shun, et al. Formation and evolution of Dabashan foreland basin and fold-and-thrust belt [M]. Geological Publishing House, Beijing, 2006: 166-186.
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生的裂变径迹证据[J]. 科学通报, 1995, 44(16): 1497-1500.
Ding Lin, Zhong Dalai, Pan Yusheng, et al. Fission track evidence of uplift quickly in eastern Himalayan tectonic knot since Pliocene [J]. Chinese Science Bulletin, 1995, 44(16): 1497-1500.
王国灿. 隆升幅度及隆升速率研究方法综述[J]. 地质科技情报, 1995, 14(2): 17-22.
Wang Guocan. Review of methods for study of uplift amplitudes and uplift rates [J]. Geological Science and Technology Information, 1995, 14(2): 17-22.
王军. 利用磷灰石裂变径迹计算隆升速率的一些问题[J]. 地质科学情报, 1997, 16(1): 97-102.
Wang Jun. Some existing problems in uplift rate calculated by apatite fission track analysis [J]. Geological Science and Technology Information, 1997, 16(1): 97-102.
Hurford A J, Green P F. A users guide to fission track dating calibration [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1982, 59(2): 343-354.
Hurford A J, Green P F. The zeta age calibration of fission-track dating [J]. Chemical Geology, 1983, 41: 285-317.
Laslett G M, Green P F, Duddy I R, et al. Thermal annea-

- ling of fission tracks in apatite 2. A quantitative analysis [J]. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 1987, 65(1): 1-13.
- Laslett G M, Galbraith R F. Statistical modelling of thermal annealing of fission tracks in apatite [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1996, 60(24): 5117-5131.
- Galbraith R F, Laslett G M. Statistical modelling of thermal annealing of fission tracks in zircon [J]. *Chemical Geology*, 1997, 140(1/2): 123-135.
- Gallagher K, Brown R, Johnson C. Fission track analysis and its applications to geological problems [J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1998, 26(1): 519-572.
- Gleadow A J W, Belton D X, Kohn B P, et al. Fission track dating of phosphate minerals and the thermochronology of apatite [J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2002, 48(1): 579-630.
- Donelick R A, O'Sullivan P B, Ketcham R A. Apatite fission track analysis [J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2005, 58(1): 49-94.
- Wagner G A. Fission track dating of apatites[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1968, 4(5): 411-415.
- Wagner G A, Reimer G M. Fission track tectonics; the tectonic interpretation of fission track apatite ages [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1972, 14(2): 263-268.
- Naeser C W. Fission-track dating and geologic annealing of fission tracks. In: Jager E, Hunziker J C, eds. *Lectures in isotope geology*[J]. Berlin: Springer-Verlag, 1979, 154-169.
- 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]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1986, 94(4): 405-415.
- Green P F, Duddy I R, Gleadow A J W, et al. Apatite fission-track analysis as a paleotemperature indicator for hydrocarbon exploration. In: *Thermal history of sedimentary basins; methods and case histories*. Springer-Verlag, New York, 1989a: 181-195.
- Wagner G A. Apatite fission-track geochrono-thermometer to 60 degrees C; projected length studies[J]. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*. 1988, 72(2): 145-153.
- Crowley K D, Cameron M, Schaefer R L. Experimental studies of annealing etched fission tracks in fluorapatite [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1991, 55(5): 1449-1465.
- Willet S D. Inverse modeling of annealing of fission tracks in apatite 1: A controlled random search method [J]. *American Journal of Science*, 1997, 297(10): 939-969.
- Gallagher K. Evolving temperature histories from apatite fission-track data [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1995, 136(3/4): 421-435.
- Zhong Dalai, Ding Lin. Rising process of the Qinghai-Xijiang(Tibet) Plateau and its mechanism[J]. *Science in China (Series D)*, 1995, 39: 369-379.
- Wagner G A, Gleadow A J W, Fitzgerald P G. The significance of the partial annealing zone in Apatite fission-track analysis; projected track length measurements and uplift chronology of the Transantarctic Mountains[J]. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 1989, 72(2): 145-153.
- Gleadow, McKelvey B C, Ferguson K U. Uplift history of the Transantarctic Mountain in the dry valley area, Southern Victoria Land, Antarctica, from apatite fission track ages[J]. *N. Z. J. Geol Geophys*. 1984, 78: 245-254.
- Gleadow A J W, Fitzgerald P G. Uplift history and structure of the Transantarctic Mountains: new evidence from fission track dating of basement apatite in the dry valley area, Southern Victoria Land[J]. *Earth Planet Sci. Lett.*, 1987, 82: 1-14.
- Galbraith R. F, Green, P. F. Estimating the component ages in a finite mixture. *Nucl. Tracks Radiat. Meas*, 1990, 17: 197-206.
- Ketcham R A, Donelick R A, Carlson W D. Variability of apatite fission track annealing Kinetics III: Extrapolation to geological time scales [J]. *American Mineralogist*, 1999, 84: 1235-1255.