

# 燕山及邻区晚白垩世以来山脉隆升历史的 低温热年代学证据

吴中海 吴珍汉

中国地质科学院地质力学研究所,北京,100081

**内容提要** 本文根据以裂变径迹测年为主的低温热年代学方法,认为燕山及邻区在晚白垩世进入区域性伸展构造环境以来经历了造山带伸展裂解引发的6次强烈差异升降运动,分别发生在120~105 Ma、95~85 Ma、60~50 Ma、38 Ma左右、25~20 Ma和10~5 Ma,造成燕山及邻区约7~8 km的剥蚀量。而在相邻两次强烈差异升降运动期之间的相对构造稳定期,则形成了燕山—太行山地5期夷平面以及周缘盆地多期沉积间断。燕山与邻区盆地之间晚中新世以来的快速差异升降运动导致燕山及邻区现今盆-山构造—地貌格局。

**关键词** 燕山 裂变径迹 山脉隆升 夷平面 地壳均衡

燕山位于华北地块北缘,东西长约600 km。有关燕山造山带及邻区燕山期大规模板内挤压和伸展造山运动的研究,近年来取得了许多重要进展(赵越,1990;牛树银等,1994;邓晋福等,1996;Cui et al.,1997;Davis et al.,1998;郑亚东等,1998;Webb et al.,1999)。近年来的成果表明,侏罗纪—白垩纪发生的燕山运动以强烈的区域性挤压构造变形为主,约自晚白垩世以来,区域构造活动以伸展为主,导致地壳不断减薄,逐步形成现今的构造—地貌状况。对燕山山脉隆升过程前人根据矿物对法对燕山典型断块山已做过一些分析、研究工作,积累了宝贵资料,但得出的结论不尽相同,对很多重要事件发生的时代存在不同认识。本文将应用低温热年代学方法对燕山及邻区在伸展裂解阶段发生的山脉隆升历史进行分析和探讨,这对于完善板内造山带演化理论有重要研究意义。

## 1 热年代学实验方法及结果

### 1.1 采样位置

样品取自燕山西部的大海坨山、五台山和大青山地区,其中大海坨山样品采自早白垩世花岗岩中(图1),五台山样品采自太古界花岗质片麻岩中(图2),大青山样品采自固阳电报局北的海西期花岗岩

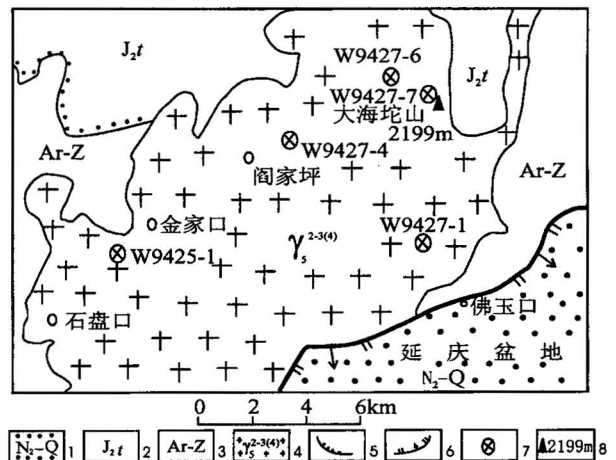


图1 大海坨山采样区地质略图

Fig. 1 Simplified geologic map of sample location area of the Dahaituoshan mountain

1—上新世至第四纪断陷盆地;2—中侏罗统髫髻山组;3—太古宇—震旦系;4—燕山晚期花岗岩;5—角度不整合界线;6—盆缘正断层;7—采样位置;8—山峰及高程

1—Graben of Plicene to Quaternary; 2—middle Jurassic Diaojishan Formation; 3—stratum of Archean and Sinian; 4—granite of late Yanshanian; 5—unconformity; 6—normal fault of basin margin; 7—sample locality; 8—peak and altitude

注:本文为国土资源基础研究项目“首都圈新生代构造—地貌演化及环境灾害效应”(编号992026)和国家攀登项目(编号95-专-05,95-预-40)资助的成果。

收稿日期:2002-02-26;改回日期:2002-12-10;责任编辑:刘淑春。

作者简介:吴中海,男,硕士,1974年生。现为中国地质科学院地质力学研究所实习研究员,主要从事典型造山带构造—地貌形成演化过程方面的研究。通讯地址:100081,中国地质科学院地质力学研究所一室;电话:010-68486780。

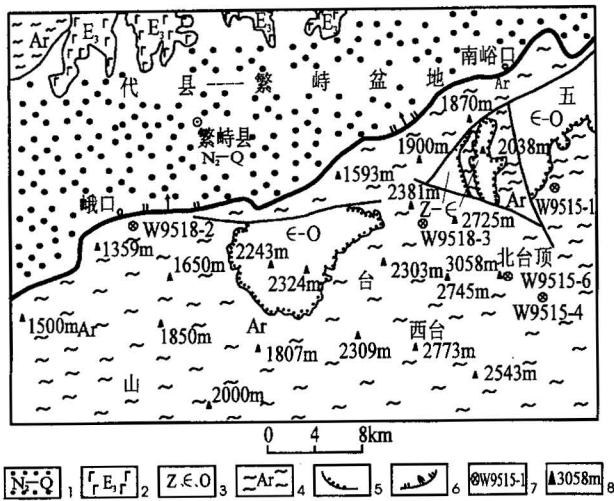


图2 五台山采样区地质略图

Fig. 2 Simplified geologic map of sample location area of the Wutaishan mountain

- 1—上新世—第四纪断陷盆地; 2—渐新统玄武岩; 3—震旦纪、寒武纪、奥陶纪灰岩; 4—太古宙片麻岩; 5—角度不整合界线; 6—盆缘正断层; 7—采样位置; 8—山峰及高程
- 1—Graben of Plicene to Quaternary; 2—basalt of Oligocene; 3—limestone of Sinian Cambrian and Ordovician; 4—granite of late Yanshanian; 5—unconformity; 6—normal fault of basin margin; 7—sample locality; 8—peak and altitude

中。热年代学研究中的封闭温度磷灰石取  $110 \pm 0^\circ\text{C}$ 、锆石  $210 \pm 40^\circ\text{C}$ ，相应的部分退火带范围为  $70 \sim 150^\circ\text{C}$  和  $170 \sim 250^\circ\text{C}$  (Wagner, 1992; O'sullivan et al., 1995)，地温梯度和地表平均温度取与现今相近的值，即  $30^\circ\text{C}/\text{km}$  和  $10^\circ\text{C}$ 。

### 1.2 裂变径迹实验方法及结果

将样品粉碎至 60~150 目 (0.1~0.25 mm)，经清洗烘干，用磁选、浮选等方法初选，再在双目镜下挑选出锆石及磷灰石单矿物。锆石和磷灰石的裂变径迹分析采用外探测器法。实验条件是：磷灰石裂变径迹蚀刻条件为 7%  $\text{HNO}_3$ ，室温，35s；锆石为  $\text{H}_2\text{SO}_4 : \text{HF} = 1 : 1$ ， $185^\circ\text{C}$ ，10 h；外探测器采用低铀含量白云母，蚀刻条件为 40%  $\text{HF}$ ，室温，20 min；样品送中国原子能科学研究院 492 轻水反应堆热柱通道进行辐照；裂变径迹统计用 Olympus Bx50 偏光显微镜，在放大 1000 倍浸油条件下 (提高分辨率) 完成。磷灰石自发径迹统计在平行 C 轴晶面上进行。对 11 个磷灰石和 2 个锆石样品进行了裂变径迹测试，最终年龄依据在同等实验条件下完成的国际标准样 Durango 磷灰石及 SRM612 铀标准玻璃的测试结果，运用 Zeta 法 (Hurford et al., 1982) 标定给

出，全部数据见表 1。表 1 中年龄值包括中心年龄 (central age) 和总体年龄 (pooled age)，其中中心年龄是利用统计学方法得出，总体年龄是统计样品的单颗粒自发径迹和诱发径迹总和，利用样品总自发径迹密度和诱发径迹密度算出。

封闭径迹长度分布特征及单颗粒年龄分布见图 3。在以前利用总体法研究裂变径迹年龄时无单颗粒年龄，一般认为侵入岩中磷灰石的成分是均一的，其样品年龄属“无扰动基岩型”，能代表样品通过  $110^\circ\text{C}$  等温线的年龄。但后来外探测器法的应用使一些学者注意到侵入岩样品中单颗粒年龄的分散性问题，认为样品中单颗粒年龄的分散性是普遍存在的，其主要是单颗粒成分和样品受多期隆升事件影响造成的 (O'sullivan et al., 1995; Carlson et al., 1999)，在实验学研究和在裂变径迹法的实际应用中也已经逐渐认识到任何裂变径迹样品中都可能包含复杂的热历史信息，此时可通过分析样品的单颗粒年龄、裂变径迹长度等资料从中提取有关多期冷却事件的热历史信息。正像 O'sullivan 等 (1995) 对不列颠哥伦比亚省地区海岸山脉磷灰石样品的裂变径迹单颗粒年龄和裂变径迹长度分析后所表明的，当多期热事件影响裂变径迹年龄结果时，最早的单颗粒裂变径迹年龄常接近样品快速冷却进入裂变径迹部分退火带 (fission track part anneal zone) 的热事件年龄，最晚的单颗粒裂变径迹年龄则接近样品快速退出裂变径迹部分退火带的热事件年龄。处于中间的单颗粒裂变径迹年龄则可能指示发生于部分退火带之中的热事件年龄。由于记录早期热事件年龄的单颗粒在退火带中经历了时间较长的退火作用，因此其年龄一般小于真实的热事件年龄；而记录晚期热事件年龄的单颗粒在退火带中受到早期热事件的影响，其年龄则一般大于真实的热事件年龄。Gallagher (1995) 将“遗传算法” (genetic algorithm) 引入裂变径迹的热历史反演研究中，简化了裂变径迹资料的分析过程；Spikings 等 (2000) 将其用于北科迪勒拉地区的区域隆升事件研究，取得了满意的效果，从中提取了 3 期重要的区域隆升事件。上述研究表明在裂变径迹方法中分析样品的单颗粒年龄、裂变径迹长度等资料是从中提取有关多期冷却事件热历史信息的重要手段。一般认为样品的单颗粒年龄  $P(x^2)$  检验失败时 [ $P(x^2) < 5\%$ ]，样品的年龄是“混合年龄”，这时的样品年龄明显受多期冷却事件影响，相对容易从中提取相关的热历史信息；而当样品的裂变径迹年龄的  $P(x^2) > 5\%$  时，必须综合裂变径迹的

表 1 燕山西段及邻区裂变径迹测试结果

Table 1 Fission track analytical results of western Yanshan and its neighborhood

| 采样点  | 样品号   | 高程(m) | 测试矿物 | 单颗粒数 | 自发径迹密度( $\rho_s$ )<br>( $\times 10^6 \text{cm}^{-2}$ ) | 诱发径迹密度( $\rho_i$ )<br>( $\times 10^6 \text{cm}^{-2}$ ) | $\rho_s/\rho_i$ | 铀含量<br>( $\times 10^{-6}$ ) | 裂变径迹年龄(Ma)      |                 | $P(x^2)$<br>(%) | 封闭径迹平均长度( $\mu\text{m}$ ) | 径迹长度标准偏差( $\mu\text{m}$ ) |
|------|-------|-------|------|------|--|--|-----------------|-----------------------------|-----------------|-----------------|-----------------|---------------------------|---------------------------|
|      |       |       |      |      |  |  |                 |                             | 中心年龄            | 总体年龄            |                 |                           |                           |
| 大海坨山 | W27-1 | 680   | 磷灰石  | 1    | 0.1585   | 0.2943   | 0.538           | 6.2                         | 51.4 $\pm$ 10.3 | 51.4 $\pm$ 10.3 | 100             |                           |                           |
|      | W25-1 | 1080  | 磷灰石  | 30   | 0.5309   | 1.024  | 0.518           | 21.6                        | 48.9 $\pm$ 2.4  | 49.5 $\pm$ 3.5  | 3.7             | 10.09 $\pm$ 2.2           | 2.26                      |
|      | W27-4 | 1420  | 磷灰石  | 27   | 0.1784   | 0.3731   | 0.478           | 7.9                         | 45.7 $\pm$ 3.5  | 45.6 $\pm$ 3.9  | 2.8             | 11.43 $\pm$ 2.0           | 2.07                      |
|      | W27-6 | 1800  | 磷灰石  | 24   | 0.6180   | 0.9961   | 0.620           | 21.0                        | 56.6 $\pm$ 4.2  | 59.2 $\pm$ 4.6  | 0.944           | 11.71 $\pm$ 2.2           | 2.25                      |
|      | W27-7 | 2160  | 磷灰石  | 19   | 0.1980   | 0.5394   | 0.367           | 11.4                        | 35.0 $\pm$ 3.0  | 35.1 $\pm$ 3.6  | 75.4            | 10.09 $\pm$ 2.8           | 2.88                      |
|      | W25-1 | 1080  | 锆石   | 24   | 8.024  | 8.422  | 0.953           | 177.4                       | 87.5 $\pm$ 5.3  | 90.6 $\pm$ 6.0  | 0.000           |                           |                           |
| 五台山  | W18-2 | 995   | 磷灰石  | 24   | 0.5765   | 0.8760   | 0.658           | 18.4                        | 62.7 $\pm$ 2.6  | 62.7 $\pm$ 4.5  | 59.4            | 10.24 $\pm$ 1.7           | 1.75                      |
|      | W15-1 | 1585  | 磷灰石  | 30   | 0.2524   | 0.5247   | 0.481           | 11.1                        | 45.1 $\pm$ 2.7  | 45.9 $\pm$ 3.6  | 10.0            | 10.86 $\pm$ 2.1           | 2.19                      |
|      | W18-3 | 1965  | 磷灰石  | 27   | 0.4317   | 0.5556   | 0.777           | 11.7                        | 78.7 $\pm$ 3.4  | 78.7 $\pm$ 4.8  | 49              | 10.85 $\pm$ 1.9           | 1.94                      |
|      | W15-4 | 2550  | 磷灰石  | 30   | 0.3562   | 0.6063   | 0.587           | 12.8                        | 55.9 $\pm$ 2.8  | 56.0 $\pm$ 4.1  | 17.7            | 10.52 $\pm$ 2.1           | 2.19                      |
|      | W15-6 | 2990  | 磷灰石  | 27   | 0.2476   | 0.2969   | 0.834           | 6.3                         | 79.4 $\pm$ 4.7  | 79.4 $\pm$ 6.6  | 86.6            | 11.60 $\pm$ 1.9           | 1.93                      |
| 大青山  | W10-4 | 1860  | 磷灰石  | 24   | 0.3008   | 0.3808   | 0.790           | 8.0                         | 75.2 $\pm$ 4.5  | 75.2 $\pm$ 6.2  | 60.9            | 10.55 $\pm$ 1.8           | 1.82                      |
|      | W10-4 | 1860  | 锆石   | 18   | 6.851  | 5.743  | 1.193           | 121.0                       | 114.4 $\pm$ 5.5 | 113.3 $\pm$ 8.0 | 8.6             |                           |                           |

注:表中  $P(x^2)$  为  $(n-1)$  自由度  $x^2$  值的概率,  $n$  为测试颗粒数; 表中年龄值是依据在同等实验条件下完成的国际标准样 Durango 磷灰石及 SRM612 铀标准玻璃的测试结果, 运用 Zeta 法标定给出。其中标准样 Durango 的年龄为 31.48 Ma; SRM612 铀标准玻璃的径迹密度为  $5.840 \times 10^5 \text{cm}^{-2}$ 。统计径迹总数 4087; Zeta 标定值  $\xi = 328 \pm 19$ ; 表中裂变径迹测年由 中国地震局地质研究所裂变径迹实验室万景林协助完成。

单颗粒年龄和长度资料, 通过剖析单颗粒年龄的分布图来从中提取热历史信息, 或利用“遗传算法”进行热历史反演。本文的热历史分析是通过剖析单颗粒年龄的分布图和径迹长度资料完成的。从表 1 和图 3 看出, 大海坨山样品的磷灰石裂变径迹年龄多为“混合年龄”, 在单颗粒年龄分布图上其年龄分散性很强, 但可以看出其单颗粒年龄主要集中于 75~65 Ma、55~45 Ma 和 30~25 Ma 3 个年龄段。五台山样品的磷灰石裂变径迹年龄的  $P(x^2) > 5\%$ , 但在单颗粒年龄分布图(图 4)上其年龄也是分散性较强的, 其单颗粒年龄主要集中于 80 Ma、56 Ma、38 Ma 和 27 Ma 等 4 个年龄段上。大青山只有一个样品, 其磷灰石裂变径迹年龄也较为分散, 单颗粒年龄主要集中于 110 Ma、80 Ma 和 50 Ma 3 个年龄段。从磷灰石的裂变径迹长度参数(表 1)和分布图看, 所有样品的裂变径迹平均长度皆位于 10~12  $\mu\text{m}$ , 长度偏差为  $\delta 2 \sim 3 \mu\text{m}$ , 长度分布多呈偏斜式, 属于 Gleadow 等(1986)所划分的“混合型”分布。这种分布类型表明样品不是在单一快速隆升事件中通过其裂变径迹部分退火带的, 而是经历了复杂的隆升过程且年龄明显受到单颗粒成分的影响。这时的样品表面年龄不像“无扰动基岩型”的样品那样能代表样品通过 110 $^\circ\text{C}$  等温线的年龄, 只是代表样品通过裂变径迹部分退火带中某一未知等温线的年龄, 这时可以通过单颗粒裂变径迹年龄分析来提取样品中包含的热历史信息。

根据以上分析, 可以初步推断燕山及邻区在

120~110 Ma、95~80 Ma、55~45 Ma、38 Ma 左右和 25~20 Ma 等阶段发生了较强的区域性隆升—剥蚀事件。

## 2 燕山及邻区构造—热事件年龄的统计分析

统计分析燕山及邻区的裂变径迹年龄数据(表 2), 做统计分布图(图 4), 结果表明燕山及邻区构造—热事件年龄集中分布于 115~105 Ma、85~75 Ma、60~50 Ma、38 Ma 和 10~5 Ma 等 5 个年龄段内, 五台山、大海坨山、大青山裂变径迹测年结果基本与其吻合。反映燕山及邻区晚中生代以来经历了多期隆升事件。其中, 120~105 Ma 的隆升事件与 Davis 等(1998)指出的燕山地区开始广泛发生伸展拆离运动的时间基本一致, 这次隆升事件被太行—燕山结晶岩带中的花岗岩普遍记录下来, 表明这些侵位于中、上地壳的岩体现今出露地表与白垩纪造山带的伸展拆离运动密切相关。95~85 Ma 的隆升事件应是燕山及邻区发生整体隆升的记录, 其与华北山地大部分地区缺少上白垩统的地质现象相吻合。60~50 Ma 隆升事件与现今华北盆地、渭河盆地、河套盆地的初始裂陷时间相一致。38 Ma 左右的隆升事件与山西繁峙玄武岩的强烈喷发(陈文寄等, 1985)和华北盆地北西缘长辛店砾岩的堆积时代基本吻合。25~20 Ma 的隆升事件与燕山及邻区汉诺坝期玄武岩的强烈喷发时间(陈文寄等, 1985)和太行山东麓灵山组砾岩的堆积时间(河北省地质矿产

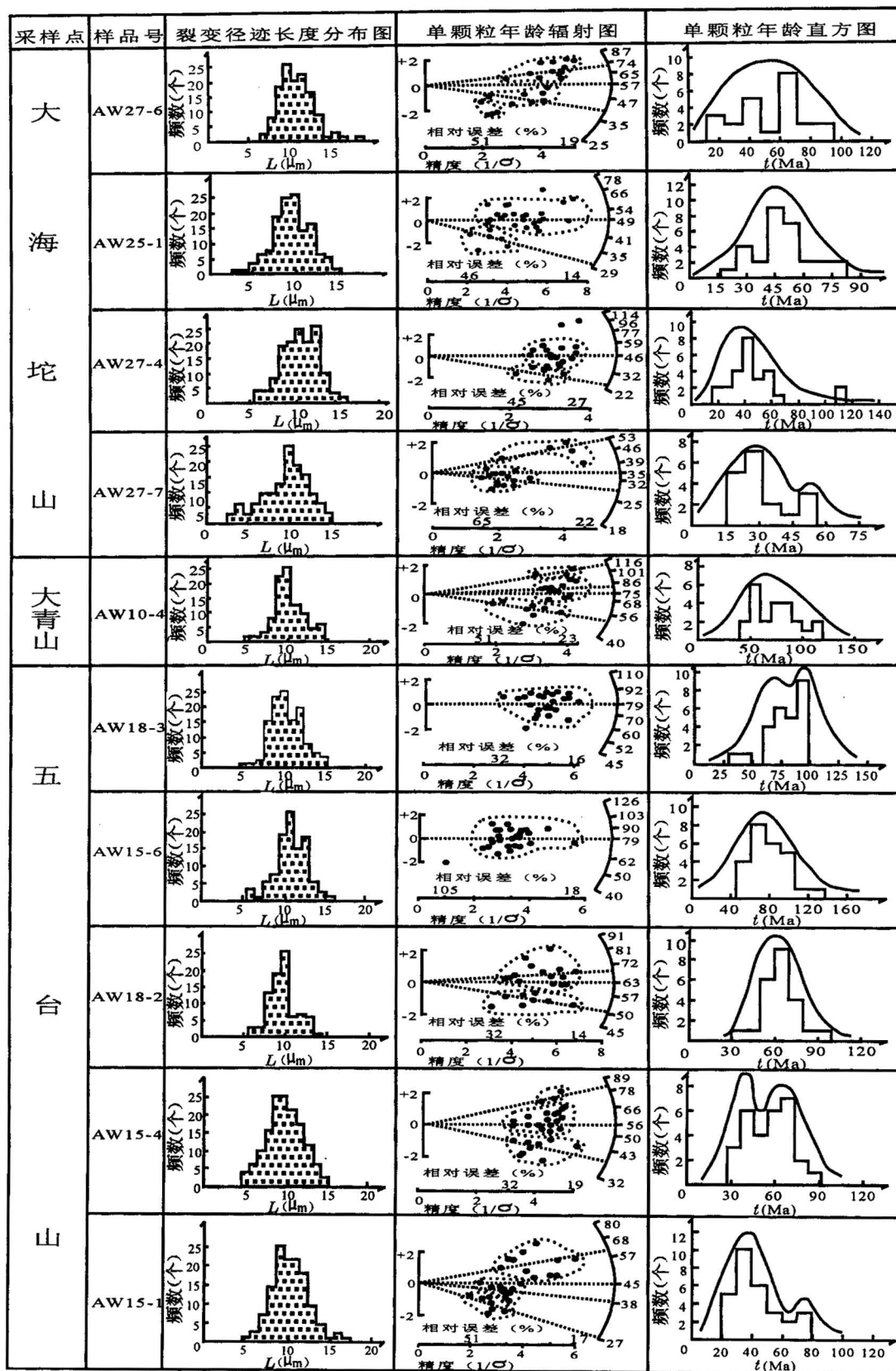


图3 磷灰石裂变径迹长度及单颗粒年龄分布图

Fig. 3 Distribution of apatite fission track length and grains age

单颗粒年龄辐射图中的纵坐标表示单颗粒年龄偏离样品中心年龄的幅度

Ordinate in the radiating diagram of single-grain age indicating the difference from the middle age of sample

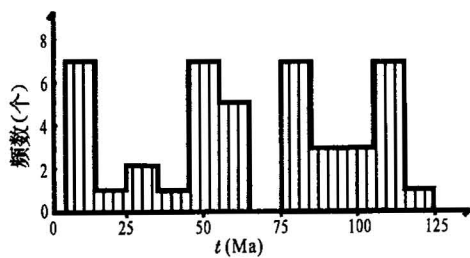


图 4 燕山及邻区裂变径迹直方图  
Fig. 4 Fission track histograms of Yanshan and its neighborhood

局,1996)基本吻合,并且这期隆升事件同时被鄂尔多斯盆地钻孔岩心的裂变径迹资料所证实(任战利,1995)。燕山及邻区最晚一次隆升事件发生于10~5 Ma 以来,这期隆升事件与井陘雪花山玄武岩的强烈喷发(陈文寄等,1985)和山西地堑系晚中新世以来的强烈断陷过程相吻合(国家地震局鄂尔多斯周缘活动断裂系课题组,1988),并且被鄂尔多斯盆地和沁水盆地的钻孔岩心裂变径迹资料所记录(任战利,1999),也正是这期隆升事件造成燕山南缘现今的山脉快速隆升,塑造了燕山及邻区的深切峡谷地貌。

### 3 燕山及邻区山脉隆升过程

燕山及邻区晚中生代以来的隆升过程复杂,很难被单个岩体或地质体完整的记录下来,综合已有裂变径迹年龄及采样点高程资料作年龄—高程图(图 5),可以发现不同断块山地记录了不同的隆升阶段,而记录同一隆升事件的地质体往往有不同的隆升速率。这是在不同隆升阶段、不同岩体所在断块区隆升速率的差异性和样品中磷灰石、锆石成分的差异性共同造成的。盘山的锆石裂变径迹年龄记录了120~110 Ma 左右的快速隆升过程,视隆升速率(实际为剥蚀速率)0.06 mm/a;五台山的磷灰石裂变径迹年龄和八达岭的锆石裂变径迹年龄记录了90 Ma 左右的快速隆升过程,视隆升速率0.06~0.095 mm/a;大海坨山、五台山、盘山的磷灰石裂变径迹年龄记录了60~50 Ma 间的快速隆升过程,视隆升速率0.065~0.1 mm/a;医巫闾山、八达岭的磷灰石裂变径迹年龄记录了12~6 Ma 以来的快速隆升过程,视隆升速率0.13~0.28 mm/a。八达岭的磷灰石裂变径迹年龄和医巫闾山的锆石裂变径迹年龄还记录了80~60 Ma 间的缓慢隆升过程,视隆升速率

表 2 燕山造山带裂变径迹年龄数据表

Table 2 Fission track age of the Yanshan orogen

| 采样点    | 岩体名称  | 样品编号   | 海拔 (m)    | 测试矿物 | 年龄 (Ma)    | 资料来源              |
|--------|-------|--------|-----------|------|------------|-------------------|
| 房山     | 花岗闪长岩 | A-1    | 100~400   | 磷灰石  | 84.7±4.4   | 陈祥高,等(1983,1986)  |
| 房山     | 花岗闪长岩 |        | 100~400   | 锆石   | 102.6±6.0  |                   |
| 房山     | 花岗闪长岩 | S-1    | 100~400   | 楣石   | 114.4±5.7  |                   |
| 医巫闾山   | 花岗岩   | MY-1   | 800       | 磷灰石  | 14.03±1.78 | 马寅生等(2000)        |
| 医巫闾山   | 花岗岩   | MY-3   | 400       | 磷灰石  | 12.82±5.3  |                   |
| 医巫闾山   | 花岗岩   | MY-1   | 800       | 锆石   | 81.11±7.35 |                   |
| 医巫闾山   | 花岗岩   | MY-3   | 400       | 锆石   | 49.36±3.66 |                   |
| 八达岭    | 片麻岩   | F-1    | 480       | 磷灰石  | 81.5±6.0   | Wu et al., (1996) |
| 八达岭    | 片麻岩   | F-2    | 160       | 磷灰石  | 46.3±2.6   |                   |
| 八达岭    | 花岗岩   | F-3    | 840       | 磷灰石  | 6.6±0.8    |                   |
| 八达岭    | 花岗岩   | F-4    | 560       | 磷灰石  | 5.6±1.5    |                   |
| 八达岭    | 片麻岩   | F-1    | 480       | 锆石   | 106±5.7    |                   |
| 八达岭    | 片麻岩   | F-2    | 160       | 锆石   | 95.2±5.0   |                   |
| 八达岭    | 花岗岩   | F-3    | 840       | 锆石   | 78±5       |                   |
| 八达岭    | 花岗岩   | F-4    | 560       | 锆石   | 92.5±5.0   |                   |
| 盘山     | 二长花岗岩 | S-13-1 | 840       | 磷灰石  | 64.4±4.0   | 吴珍汉等(1999)        |
| 盘山     | 二长花岗岩 | S-13-2 | 560       | 磷灰石  | 50.5±5.0   |                   |
| 盘山     | 二长花岗岩 | S-13-3 | 275       | 磷灰石  | 49.0±3.0   |                   |
| 盘山     | 二长花岗岩 | S-13-4 | 70        | 磷灰石  | 48.5±2.0   |                   |
| 盘山     | 二长花岗岩 | S-13-1 | 840       | 锆石   | 118±7      |                   |
| 盘山     | 二长花岗岩 | S-13-2 | 560       | 锆石   | 114±7      |                   |
| 盘山     | 二长花岗岩 | S-13-3 | 275       | 锆石   | 108±7      |                   |
| 盘山     | 二长花岗岩 | S-13-4 | 70        | 锆石   | 96±6       |                   |
| 云蒙山    | 花岗岩   | S-3    |           | 磷灰石  | 34.8±2.0   | 吴珍汉等(2000)        |
| 云蒙山    | 花岗岩   | S-4    |           | 锆石   | 106±6.0    |                   |
| 四合堂    | 片麻岩   | S-5    |           | 磷灰石  | 13.0±2.0   |                   |
| 四合堂    | 片麻岩   | S-3    |           | 锆石   | 84±4.0     |                   |
| 雾灵山    | 正长花岗岩 | S-4    |           | 磷灰石  | 63.7±8.0   |                   |
| 雾灵山    | 正长花岗岩 | S-5    |           | 锆石   | 86±6.0     |                   |
| 沁参 1 井 | 砂岩    |        | 5469 (井深) | 磷灰石  | 10.4±3.8   | 任战利(1999)         |
| 沁参 1 井 | 砂岩    |        | 946 (井深)  | 磷灰石  | 10.1±3.76  |                   |
| 沁参 1 井 | 砂岩    |        | 1060 (井深) | 磷灰石  | 9.6±3.9    |                   |

注:表中年龄除沁参 1 井外皆为总体法年龄。

0.01 mm/a。根据以上隆升时段和速率数据初步绘制燕山及邻区晚中代以来的隆升过程图(图 6),反映燕山及邻区晚中生代以来共经历了 6 次强烈隆升

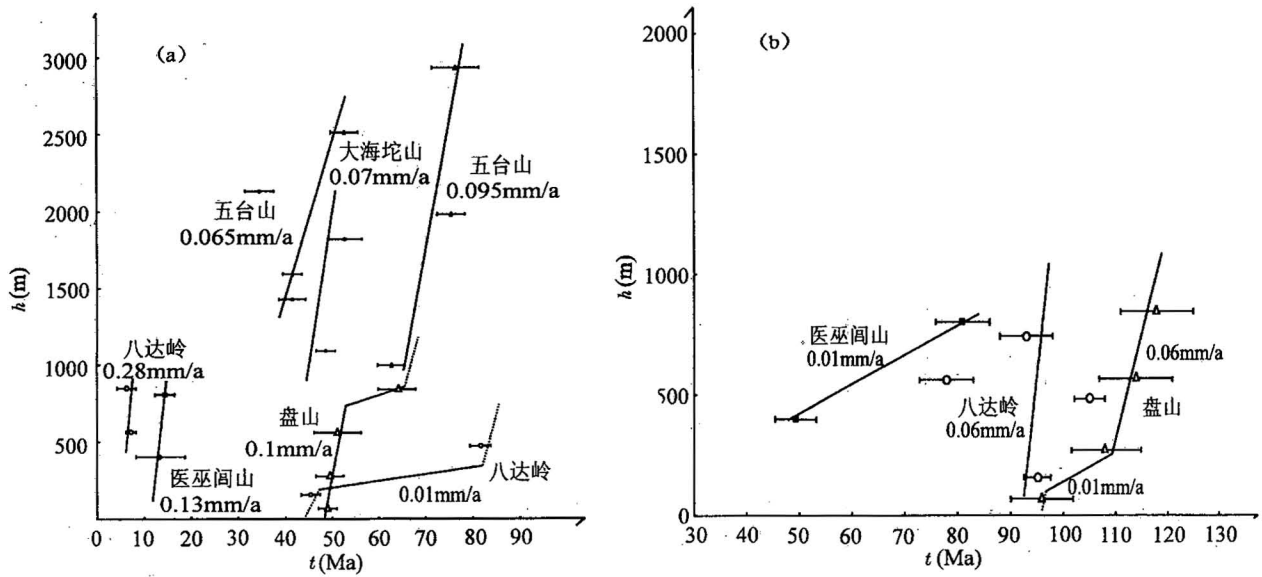


图5 磷灰石(a)和锆石(b)裂变径迹年龄—高程图

Fig. 5. Apatite and zircon fission track age plotted versus elevation and proposed uplift rates from the Yanshan mountain point line part of conjecture (Dotted line indicating conjecture)

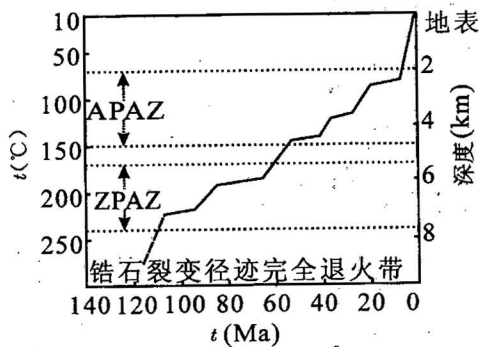


图6 燕山及邻区晚中生代以来的隆升过程图

Fig. 6 Uplift process of Yanshan and its neighborhood since late Mesozoic

过程与5个缓慢隆升—剥蚀夷平阶段,表明区域内晚白垩世以来应该发育五期夷平面,这与程绍平等(1989)在燕山及邻区进行的地貌学研究结果是比较吻合的,也与华北盆地和河套盆地沉积物中大的区域性平行不整合面(陈晋镛等,1997)和角度不整合面基本一致。这五期夷平面在五台山地区可由3000 m、2700 m、2300 m、1800 m和1500 m左右高度的峰顶面为代表(图2),只不过这些地貌面已不是当时古地面的代表,而是经过后期剥蚀作用改造后的古地貌形态的遗迹。这五期夷平面解体以来(约95 Ma、65 Ma、38 Ma、25 Ma和8 Ma以来)的剥蚀量

分别是7 km、5.9 km、4.2 km、3.6 km和2.2 km。

现代地貌学理论将隆升区分为“地面隆升”和“岩石隆升”(England et al., 1990)，“地面隆升”是指地面高程相对海平面的绝对隆升过程;而“岩石隆升”是指岩石或地质体相对海平面的绝对隆升过程。由于燕山及邻区晚白垩世以来,区域构造活动以伸展为主,导致地壳不断减薄,根据艾里重力均衡模式,其经历的应该是“岩石隆升”过程。而笔者根据热年代学数据所分析的隆升过程中则是“视隆升”,即由于剥蚀所造成的地质体相对地表的隆升过程。

根据重力均衡理论,新生代以来燕山及邻区晚白垩世以来地面高程相对海平面应是在绝对下降的。如果仅考虑地面高程的减少是地表剥蚀引起的,则根据重力均衡原理可以计算古地面高程。设古地面平均高程为 $H$ , $H_{现}$ 指山脉平均高程,均衡隆升高度为 $H_{均}$ ,剥蚀量为 $H_{剥}$ 。它们应该符合下列关系式: $H_{原} = H_{现} + H_{剥} - H_{均} = H_{现} + [(\rho_{幔} - \rho_{壳}) / \rho_{幔}] \times H_{剥}$ 式中 $\rho_{幔}$ 指地幔平均密度, $\rho_{壳}$ 指地壳平均密度。 $\rho_{幔}$ 、 $\rho_{壳}$ 分别取现今值 $3.27 \text{ g/cm}^3$ 和 $2.84 \text{ g/cm}^3$ (国家地震局深部物探成果编写组,1986)。燕山及邻区现今平均高程 $H_{现}$ 取1500m。根据图6中的曲线可获得晚白垩世以来地表平均剥蚀量为7 km左右,则计算表明晚白垩世古山脉平均高程约为2500 m。

## 4 结论与讨论

综合以上资料,认为燕山及邻区晚白垩世以来经历了6次快速隆升事件,发生时代分别是120~105 Ma、95~85 Ma、60~50 Ma、38 Ma左右、25~20 Ma和10~5 Ma以来。这6次构造热事件造成了山地的强烈侵蚀、切割和邻区盆地的快速堆积,在同期快速隆升事件中不同断块的隆升速率往往不同;而在构造热事件之间的相对构造稳定期,山地则缓慢剥蚀形成山地夷平面,同时邻区盆地堆积逐渐减弱,直至形成区域性沉积间断。因此,燕山及邻区120 Ma以来共经历了5次夷平过程,形成五级夷平面,而邻区盆地相应形成五期区域性沉积间断。

由于持续隆升引起的剥蚀作用共造成燕山及邻区晚白垩世以来约7 km左右的剥蚀量,相应的区域内由剥蚀作用造成的地壳减薄厚度也至少为7 km左右。在未考虑伸展背景下的构造拆离和断块旋转、掀斜作用造成的地壳伸展减薄量的前提下,根据上述剥蚀量可估算出晚白垩世时山地夷平面的最小高度为2500 m。而后期的夷平面由于受地壳减薄和地壳均衡作用的控制,其高度会不断降低。即我们现今看到的燕山及邻区山地是晚白垩世时更高山地不断剥蚀、降低后形成的山地。现今地球上地势与地壳厚度的关系已清楚地表明了地势与地壳厚度呈正相关性,说明地壳厚度决定着地势的高、低,而这都是地壳均衡作用不断调整的结果。因此,由于地壳厚度的不同,古夷平面也应该可以形成于不同的海拔高度。而不应该像传统的夷平面理论描述的那样,夷平面(或准平原)都必须形成于接近海平面的高度。

## 参 考 文 献

- 陈晋镛,武铁山. 1997. 华北区区域地质. 武汉:中国地质大学出版社.
- 陈文寄,刘若新,孙建中. 1985. 华北地区新生代玄武岩的时-空分布特征与盆地演化. 见:国家地震局地质研究所编. 现代地壳运动研究(1). 北京:地震出版社,50~57.
- 陈祥高,张忠奎. 1983. 北京房山花岗岩闪长岩裂变径迹年龄测定和热历史的探讨. 科学通报,6:357~359.
- 陈祥高,张忠奎,戴文秀. 1986. 北京房山花岗岩闪长岩中锆石的裂变径迹年龄测定和热历史研究. 岩石学报,2(1):40~44.
- 程绍平,杨桂枝. 1989. 华北裂谷带剥蚀地区的等高峰顶面序列及其构造变形. 见:国家地震局地质研究所编. 现代地壳运动研究(5). 北京:地震出版社,110~121.
- 邓晋福,赵海岭,莫宜学,等. 1996. 中国大陆根-柱构造——大陆动力学的钥匙. 北京:地质出版社,30~39.
- 国家地震局深部物探成果编写组. 1986. 中国地壳上地幔地球物理探测成果. 北京:地震出版社.
- 国家地震局鄂尔多斯周缘活动断裂系课题组. 1988. 鄂尔多斯周缘活动断裂系. 北京:地震出版社.
- 河北省地质矿产局. 1996. 河北省岩石地层. 武汉:中国地质大学出版社,110~130.
- 马寅生,崔盛芹,吴淦国,等. 2000. 辽西医巫闾山的隆升历史. 地球学报,21(3):245~253.
- 牛树银,陈路,许传诗,等. 1994. 太行山区地壳演化及成矿规律. 北京:地震出版社.
- 任战利. 1995. 利用磷灰石裂变径迹法研究鄂尔多斯盆地地壳热史. 地球物理学报,38(3):339~349.
- 任战利. 1999. 中国北方沉积盆地构造热演化史研究. 北京:石油工业出版社,67~92.
- 吴珍汉,崔盛芹,朱大岗,冯向阳. 1999. 燕山南缘盘山岩体的热历史与构造—地貌演化过程. 地质力学学报,5(3):28~32.
- 吴珍汉,崔盛芹,吴淦国,等. 2000. 燕山山脉隆升过程的热年代学分析. 地质论评,46(1):49~57.
- 赵越. 1990. 燕山地区中生代造山运动及构造演化. 地质论评,36(1):1~12.
- 郑亚东, Davis G A, 王琮, 等. 1998. 内蒙古大青山大型逆冲推覆构造. 中国科学(D辑), 28(4):289~295.

## References

- Bureau of Geology and Mineral Resources of Hebei Province. 1996. Stratigraphy (Lithostratic) of Hebei Province. Wuhan: China University of Geoscience Press (in Chinese).
- Carlson W D, Donelick R A, Katcham R A. 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: I Experimental results. American Mineralogist, 84:1213~1223.
- Chen Jinbiao, Wu Tieshan. 1997. Regional Stratigraphy of North China. Wuhan: China University of Geoscience Press (in Chinese).
- Chen Wenji, Liu Ruoxin, Sun Jianzhong. 1985. The temporal and spatial distribution of Cenozoic basalts and the evolution of north Chinese basin. In: Institute of Geology State Seismological Bureau, ed. Research on Recent Crustal Movement (1). Beijing: Seismological Press (in Chinese).
- Chen Xianggao, Zhang Zhongkui. 1983. Fission track dating and the discussion of thermal history on Fangshan granodiorite of Beijing area. Chinese Science Bulletin, 6:357~359 (in Chinese).
- Chen Xianggao, Zhang Zhongkui, Zang Wenxiu. 1986. Fission track dating of zircon and the research of thermal history on Fangshan granodiorite of Beijing area. Acta Petrological Sinica, 2(1):40~44 (in Chinese with English abstract).
- Cheng Shaoping, Yang Guizhi. 1989. Isoaltitude peak top surface series in the erosion area of north China rift zone and its tectonic deformation. In: Institute of Geology State Seismological Bureau, ed. Research on Recent Crustal Movement (5), Beijing: Seismological Press (in Chinese).
- Cui Shengqin, Wu Zhenhan. 1997. On the Mesozoic and Cenozoic intracontinental orogenesis of the Yanshan area, China. Proc. of 30th Int'l. Geol. Congr., VSP, the Netherlands, 14:277~292.
- Davis G A, Zheng Yadong, Wang Cong, et al. 1998. Geometry and Geochronology of Yanshan Belt Tectonics. In: Department of Geology Peking University, ed. Collected Works of International Symposium on Geological Science. Beijing: Seismological Press.
- Deng Jifu, Zhao Hailing, Mo Xuanxue, et al. 1996. Continental roots-plume tectonics of China—key to the continental dynamics. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese with English abstract).
- England P, Molnar P. 1990. Surface uplift, uplift of rock, and exhumation of rocks. 18: 1173~1177.
- Gallagher K. 1995. Evolving temperature histories from apatite

- fission-track data. *Earth and Planetary Science Letters*, 136:421~435.
- Gleadow A J W, Duddy I R, Green P F, et al. 1986. Confined fission track lengths in apatite; a diagnostic tool for thermal history analysis. *Contrib. Mineral Petrol.*, 94:405~415.
- Hurford A J, Green P F. 1982. A user guide to fission track dating calibration. *Earth and Planetary Science Letters*, 59:343~354.
- Ma Yinsheng, Cui Shengqin, Wu Ganguo, et al. 2000. Uplift history of the Yiwulushan mountain in west Liaoning. *Acta Geoscientia Sinica*, 21(3):245~253 (in Chinese with English abstract).
- Niu Shuyin, Chen Lu, Xu Chuanshi, et al. 1994. The Tectonic Evolution and Metallogenic Regularity of the Taihangshan Area. Beijing: Seismological Press (in Chinese with English abstract).
- O'sullivan P B, Parish R R. 1995. The importance of apatite, composition and single grain ages when interpreting fission track data from plutonic rock; a case study from the coast Ranges. *British Columbia, Earth. Planet. Sci. Lett.*, 132: 213~224.
- Ren Zhanli. 1995. Research thermal history of the Ordos basin using apatite fission track method. *Chinese Journal of Geophysics*, 38(3):339~349 (in Chinese with English abstract).
- Ren Zhanli. 1999. Research on Thermal and Tectonic History of Sedimentary Basin in North of China. Beijing: Petroleum Industry Press (in Chinese).
- Spikings R A, Seward D, Winkler W, et al. 2000. Low-temperature thermochronology of the northern Cordillera Real Ecuador; Tectonic insights from zircon and apatite. *Tectonics*, 19(4):649~668.
- The Research Group on "The Proed Achievement of Deep-seated Geophysics", State Seismological Bureau. 1986. *The Probed Geophysics Achievement of Crust-upper Mantle in China*. Beijing: Seismological Press (in Chinese).
- The Research Group on "Active Fault System Around Ordos Massif", State Seismological Bureau. 1988. *Active Fault System around Ordos Massif*. Beijing: Seismological Press (in Chinese).
- Wagner G A. 1992. *Fission Track Dating*. Germany: Kluwer Academic Publisher.
- Webb L E, Graham S A, Johnson C L, et al. 1999. Occurrence, age and implications of the Yagna-Onch Hayrhan metamorphic core complex, southern Mongolia. *Geology*, 27(2):143~146.
- Wu Zhenhan, Cui Shengqin. 1996. Thermal tectonic evolution and uplift history of Badaling Mountain. *Journal of Geomechanics, VLZ, English Supplement*, 75~78.
- Wu Zhenhan, Cui Shengqin, Zhu Dagang, Feng Xiangyang. 1999. Thermal history and tectono-geomorphic evolution of Panshan pluton at southern margin of Yanshan orogenic belt. *Journal of Geomechanics*, 5(3):28~32 (in Chinese with English abstract).
- Wu Zhenhan, Cui Shengqin, Wu Ganguo, et al. 2000. Thermochronological analysis on the uplift process of mountains. *Geological Review*, 46(1):49~57 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Yue. 1990. On the Mesozoic orogeny and tectonic evolution of Yanshan area. *Geological Review*, 36(1):1~12 (in Chinese with English abstract).
- Zheng Yadong, Davis G A, Wang Cong, et al. 1998. The large thrust tectonics in Daqingshan inner Mongolia. *Science in China(D)*, 28(4):289~295 (in Chinese).

## Low-temperature Thermochronological Analysis of the Uplift History of the Yanshan Mountain and Its Neighboring Area

WU Zhonghai, WU Zhenhan

*Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100081*

### Abstract

The low-temperature thermochronological technique was used to study the uplift and denudation history of the Yanshan orogenic zone and its neighboring area, which has revealed distinct periods of accelerated crustal cooling since the late Mesozoic. The results show that the fission track ages range from 115 Ma to 50 Ma (zircon) and from 85 Ma to 6 Ma (apatite), with the apatite mean track lengths 11.7~10.1  $\mu\text{m}$ . These data have recorded the rapid cooling events during approximately 120~105 Ma, 95~85 Ma, 60~50 Ma, 38 Ma, 25~20 Ma and 10~0 Ma. The uplift-cooling event during 120~105 Ma coincided with the activity of low-angle detachment normal fault in the Yanshan Mountain and its neighboring area and caused approximately 7 km of crustal exhumation. The uplift phase of 10~0 Ma coincided with the occurrence of the NE (NEE trending Shanxi graben system and caused approximately 2.2 km of crustal exhumation. The denudation rates were approximately 0.28~0.06 mm/a during the rapid uplift and 0.01 mm/a during the slow uplift. The stage of slow uplift corresponded with the development of five episodes of planation surfaces of the Yanshan Mountain and its neighboring area and five regional sedimentary interruptions of the Cenozoic basin in North China. On the basis of the isostasy theory, the mean altitude in the late Cretaceous was 1000 m higher than the present elevation in the Yanshan Mountain.

**Key words:** Yanshan Mountain; mountain uplift; fission track; planation surface; isostasy