

燕山山脉隆升过程的热年代学分析

吴珍汉 崔盛芹 吴淦国 朱大岗 冯向阳 马寅生

中国地质科学院地质力学研究所,北京,100081

内容提要 本文应用热年代学方法,测定侵入体的热历史,进而分析燕山山脉的隆升过程。研究表明,燕山造山带的隆升过程在时空上具有明显非均匀性。燕山中段南部的盘山岩体约于 226.48 Ma 侵位,在 96~35 Ma 期间以 3.45°C/Ma 的速度冷却,对应于 0.115 mm/a 的快速隆升过程;燕山中段北部的雾灵山岩体约于 132 Ma 侵位,在 86~45 Ma 期间以 5.61°C/Ma 的速度冷却,对应于 0.186 mm/a 的快速隆升过程;燕山西段的云蒙山岩体约于 143 Ma 侵位,在 106~103.95 Ma 与 20~0.0 Ma 期间分别以 31.80°C/Ma、4.45°C/Ma 的速度冷却,对应于 1.06 mm/a、0.15 mm/a 的快速隆升过程。燕山西段四合堂花岗片麻岩黑云母约于 144.46 Ma 开始启动 K-Ar 法记年系统,在 13 Ma 以来以 7.69°C/Ma 的速度冷却,对应于 0.256 mm/a 的快速隆升过程。燕山西南缘的八达岭岩体于 129 Ma 之前侵位,在 6 Ma 以来以 16.67°C/Ma 的速度快速冷却,对应于 0.556 mm/a 的快速隆升过程。据此笔者认为,燕山中段的快速隆升早于燕山西段,燕山西南缘隆升最晚。

关键词 热历史 隆升过程 热年代学 燕山山脉

燕山山脉是呈近 EW 向展布于华北平原北侧的陆内山系,东至辽西,西接阴山山脉,北与松辽平原和大兴安岭相毗邻,是典型的中新生代陆内(板内)造山带(王曰伦,1957;赵宗溥,1959;马宗晋,1964;张维根,1977;刘训,1982;鲍亦冈等,1983;赵越,1990;Cui et al.,1996,1997;和政军等,1998;任纪舜等,1998;张宏仁,1998;朱大岗等,1999)和重要的金、多金属矿产基地(杜丁,1964;贺伟建,1964;吴珍汉等,1998)。近年来,燕山地区的地质构造研究引起了国内外地学界的高度重视,不断取得新的进展与突破,如 Cui 等(1996,1997)剖析了燕山中生代陆内造山作用的基本特点;Davis 等(1996,1998a,1998b)相继发现云蒙山变质核杂岩与冀北大型推覆构造;Chen(1998)系统研究了燕山中生代板内构造特点与形变过程;陈祥高等(1983)应用裂变径迹方法定量分析了房山岩体的热历史;Wu 等(1996)应用热年代学方法初步分析了八达岭山脉的隆升过程。尽管如此,前人对燕山造山带的研究工作多偏重于构造运动及相关地质事件,而对燕山地区山岳地貌的形成演化过程仍缺乏系统的热年代学研究。

本文将选择燕山造山带不同地段的典型中生代侵入体,应用有效的热年代学方法,分析岩体的热历史,进而定量剖析燕山山脉隆升的动力学过程,为进一步研究燕山陆内造山的动力学机制、为分析燕山及邻区的古环境变迁,提供重要的基础资料。

1 区域地质背景

注:本文为原地质矿产部“九五”重点基础项目(编号 9501111)与国家“九五”攀登项目(编号 95-专-05,95-预-40)的部分研究成果。

本文 1999 年 5 月收到,8 月改回,刘淑春编辑。

燕山山脉位于华北克拉通北部,距离西太平洋陆-洋边界达 800~1200 km(Cui et al., 1997)。该区太古宙—古元古代形成克拉通结晶基底,中、新元古代—古生代发育未变质的克拉通碎屑岩—碳酸盐岩沉积盖层。印支期—燕山期,燕山地区虽然远离板块俯冲带,却发生了以逆冲推覆与褶皱作用为主要特征的强烈板内构造变形,导致多期强烈的构造—热事件,形成近百个较大规模的中酸性侵入体与广泛分布的火山岩(北京市地质矿产局,1991;王季亮等,1994;Davis et al., 1996;Cui et al., 1997;吴珍汉等,1998;Davis et al., 1998),导致华北板块北部在克拉通基础上形成著名的燕山造山带(图 1)。约自晚白垩世开始,燕山地区构造活动性相对减弱,褶皱变形微弱,张性—张扭性断裂活动渐居主导地位,裂谷作用显著,相继在燕山周缘形成松辽、华北、渤海湾—下辽河、大同与延庆—怀来等裂谷盆地。在这些盆地裂陷的同时,燕山造山带相对抬升,形成燕山山脉(Cui et al., 1996,1997;吴珍汉等,1998)(图 1)。

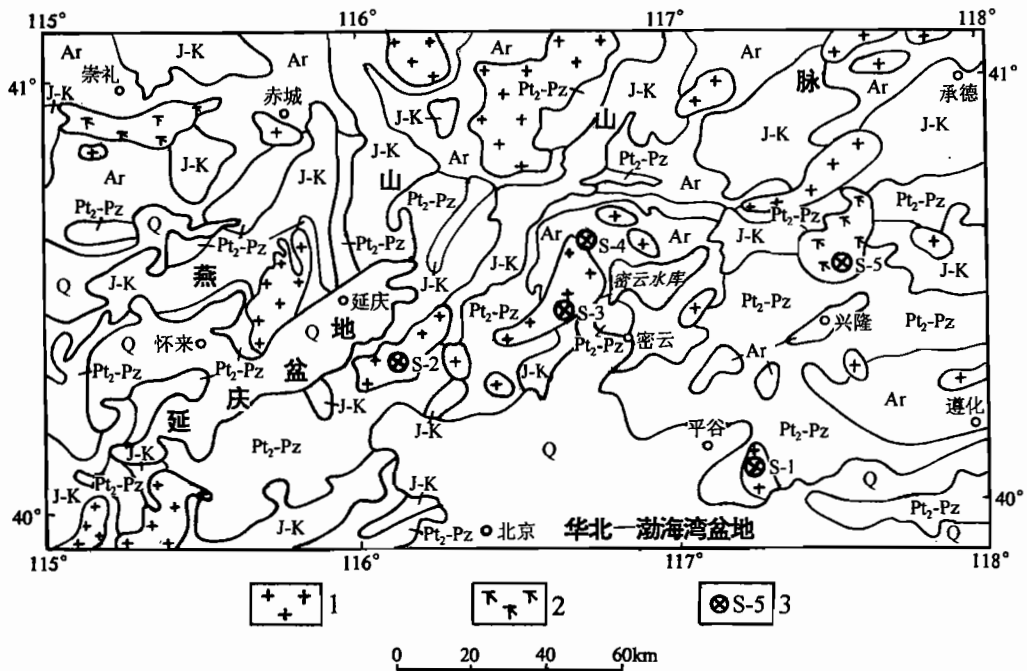


图 1 燕山山脉区域构造背景与取样位置略图

Fig. 1 Tectonic setting and thermochronological sampling sites of Yanshan Mts.

Q—第四纪砂砾层;J—K—侏罗纪—白垩纪陆内火山—沉积岩层;Pt₂—Pz—中、新元古代—古生代碳酸盐岩—碎屑岩层;Ar—太古宙中深变质岩系;1—中生代中酸性侵入岩;2—中生代碱性杂岩;3—取样位置及编号
Q—Quaternary sandstone and conglomerate; J—K—Jurassic—Cretaceous intracontinental sedimentary—volcanic rock series; Pt₂—Pz—Mesoproterozoic—Neoproterozoic—Paleozoic carbonate—clastic rock series; Ar—Archean metamorphic rock series; 1—Mesozoic granite; 2—Mesozoic alkalic complex; 3—sampling location and sample number

2 样品及热年代学测定

为了应用热年代学方法定量分析燕山山脉隆升的动力学过程,选择了燕山造山带不同部位的典型中生代侵入体作为测试分析对象,包括燕山中段的盘山粗粒二长花岗岩(取样点 S-1)和雾灵山碱性杂岩(斑状潜火山岩)(取样点 S-5)、燕山西段的云蒙山花岗岩(取样点 S-3)与

四合堂花岗片麻岩(取样点 S-4)及燕山西南缘的八达岭花岗岩(取样点 S-2)(图 1)。在盘山岩体取样点(S-1),于 840 m、560 m、275 m 和 70 m 不同高程,分别取 S-1-1、S-1-2、S-1-3 与 S-1-4 共 4 个样品。其中样品 S-1-1 与 S-1-2 为似斑状巨晶二长岩,S-1-3 与 S-1-4 为粗粒二长花岗岩。在八达岭岩体取样点 S-2 不同部位,取粗粒似斑状花岗岩样品 S-2-1 与 S-2-2。样品 S-3 取自于云蒙山花岗岩东部,为中粗粒花岗质糜棱岩。样品 S-4 取自云蒙山岩体北侧四合堂,为中细粒花岗片麻岩。在雾灵山碱性杂岩南部,取正长斑岩样品 S-5。每个样品均取自新鲜露头或采石场,都未经历明显的蚀变和风化作用,各样品重量约 5~10 kg。

将样品粉碎至 35~300 目,然后用清水洗涤、烘干,再用磁选、浮选等方法初选,之后在双目镜下人工挑选,选出粒径 0.5~0.2 mm 的角闪石,或黑云母、斜长石,或正长石单矿物;选出粒径 0.09~0.15 mm 的锆石与磷灰石单矿物。对锆石与磷灰石单矿物,作裂变径迹法测年;对其他矿物,作 K-Ar 法测年。将各样品单矿物的测年结果详列于表 1、表 2、表 3 中。

表 1 燕山造山带侵入岩 K-Ar 法年龄测定结果

Table 1 K-Ar dating results of Mesozoic plutons of Yanshan orogenic belt

样品编号	岩体名称	测试对象	K(%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (mole/g)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	表面年龄(Ma)
S-1-1	盘山二长花岗岩	角闪石	0.51	2.1343×10^{-10}	94.8384	226.48 ± 5.72
S-1-1	盘山二长花岗岩	黑云母	6.66	2.5069×10^{-9}	97.5044	204.95 ± 3.01
S-3	云蒙山花岗岩	黑云母	7.07	1.5343×10^{-9}	96.6077	120.99 ± 1.83
S-3	云蒙山花岗岩	钾长石	3.59	6.6622×10^{-10}	90.0773	103.95 ± 1.59
S-4	四合堂花岗片麻岩	黑云母	6.91	1.8023×10^{-9}	97.4815	144.46 ± 2.17
S-5	雾灵山碱性岩	正长石	3.18	7.2697×10^{-10}	95.0327	127.23 ± 2.54

注:K-Ar 法测年由中国科学院同位素实验室协助完成;计算时采用的常数: $\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10}/\text{a}$, $\lambda_g = 4.962 \times 10^{-10}/\text{a}$, $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-10}$ (原子数比)。

表 2 燕山造山带磷灰石裂变径迹法测年结果

Table 2 Fission track dating results of apatite of Yanshan orogenic belt

样品编号	岩体名称	中子通量 ($\times 10^{16}\text{n}/\text{cm}^2$)	自发径迹密度 $\rho_s(\text{n} \times 10^7/\text{cm}^2)$	诱发径迹密度 $\rho_i(\text{n} \times 10^7/\text{cm}^2)$	ρ_s/ρ_i	裂变径迹年龄 (Ma)
S-1-1	盘山二长花岗岩	0.740	0.0273	0.1870	0.1440	63.4 ± 4
S-1-2	盘山二长花岗岩	0.740	0.0384	0.3300	0.1160	50.5 ± 3
S-1-3	盘山二长花岗岩	0.740	0.0398	0.3780	0.1053	49.0 ± 3
S-1-4	盘山二长花岗岩	0.740	0.0332	0.2957	0.1115	48.5 ± 2
S-2-1	八达岭花岗岩	0.964	0.0022	0.1893	0.0116	6.6 ± 0.8
S-2-2	八达岭花岗岩	0.964	0.0040	0.3960	0.0100	5.6 ± 1.5
S-3	云蒙山花岗岩	0.740	0.0076	0.0951	0.0799	34.8 ± 2
S-4	四合堂花岗片麻岩	0.740	0.0016	0.0517	0.0300	13.0 ± 2
S-5	雾灵山碱性岩	0.740	0.0036	0.0247	0.1470	63.7 ± 8

注:裂变径迹法测年由中国地震局地质研究所裂变径迹实验室协助完成;中子通量由美国国家标准局 612# 铀玻璃监测而得。

3 典型岩体的热历史与隆升过程

通过测定矿物的封闭年龄、封闭温度与地热梯度,根据热年代学方法,能较好地定量分析燕山造山带中生代侵入体的热历史和隆升过程。已有充分的实验资料表明,不同矿物的不同记年系统具有不同的封闭温度(Dodson,1973;Turner et al.,1976;Naeser et al.,1980;康铁笙等,1991;Hurford et al.,1991;Wagner,1992;Steiger,1996)。如角闪石 K-Ar 法年龄封闭温度为 $520 \pm 20^\circ\text{C}$ (Steiger,1996),黑云母 K-Ar 法年龄封闭温度为 $300 \pm 50^\circ\text{C}$ (Turner et al.,1976;

Hurford et al., 1991), 斜长石与高温正长石(火山—潜火山岩内正长石)的 K-Ar 法年龄封闭温度为 $250 \pm 20^\circ\text{C}$ (Dodson, 1973), 钾长石的 K-Ar 法年龄封闭温度为 $160 \pm 30^\circ\text{C}$ (Dodson, 1973), 锆石裂变径迹法记年系统的封闭温度为 $225 \pm 25^\circ\text{C}$ (Naeser et al., 1980; Hurford et al., 1991), 磷灰石裂变径迹法记年系统的封闭温度为 $100 \pm 25^\circ\text{C}$ (Naeser et al., 1980; Hurford et al., 1991)。假设燕山地区的古地温梯度与其南侧华北裂谷盆地的现今平均地温梯度相近, 为 $30^\circ\text{C}/\text{km}$ 。

根据以上测年资料(表 1~3)、封闭温度的实验资料和假设的古地温梯度, 结合区内已有的其他高精度同位素年龄数据(北京市地质矿产局, 1991; Davis et al., 1996, 1998a, 1998b), 以及应用裂变径迹年龄—高程法和矿物对热年代学方法, 可定量分析燕山造山带典型岩体自侵位以来的热历史和冷却过程, 进而揭示燕山山脉的隆升过程。

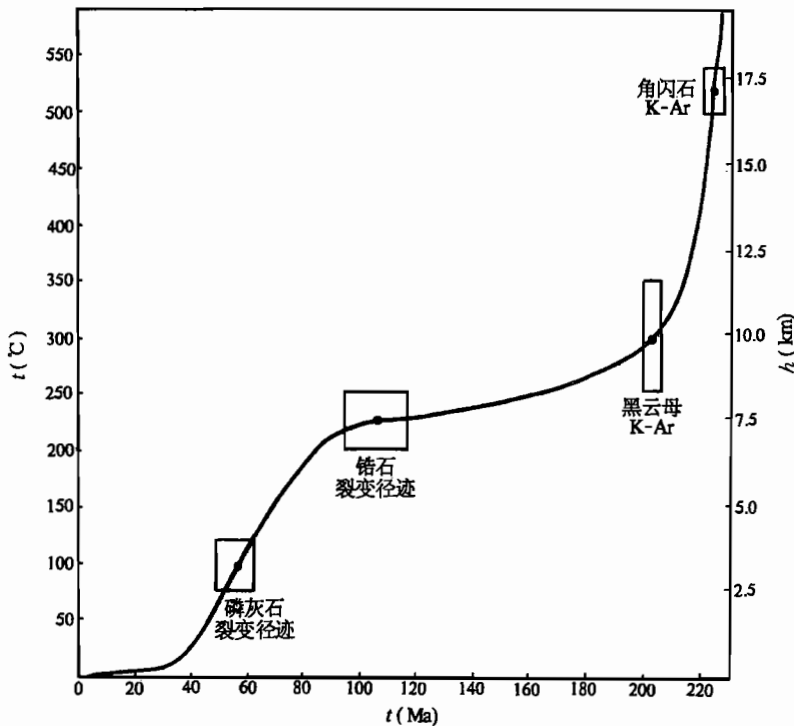


图 2 燕山中段盘山岩体热年代学演化曲线图

Fig. 2 Diagram of thermochronological evolution of Panshan pluton of middle Yanshan orogenic belt

表 3 燕山造山带锆石裂变径迹测年结果

Table 3 Fission track dating results of zircon of Yanshan orogenic belt

样品编号	岩体名称	中子通量 ($\times 10^{16}\text{n}/\text{cm}^2$)	统计 颗粒数	裂变径迹平 均年龄(Ma)
S-1-1	盘山二长花岗岩	0.06427	10	118 \pm 7
S-1-2	盘山二长花岗岩	0.06427	10	114 \pm 7
S-1-3	盘山二长花岗岩	0.06427	9	108 \pm 7
S-1-4	盘山二长花岗岩	0.06427	9	96 \pm 6
S-2-1	八达岭花岗岩	0.96385	11	78 \pm 5
S-2-2	八达岭花岗岩	0.96385	10	92.5 \pm 5
S-3	云蒙山花岗岩	0.06427	10	106 \pm 6
S-4	四合堂花岗片麻岩	0.06427	8	84 \pm 4
S-5	雾灵山碱性岩	0.06427	8	86 \pm 6

注: 裂变径迹法测年由 中国地震局地质研究所裂变径迹实验室协助完成; 中子通量由美国国家标准局 612# 铀标准玻璃监测而得。

图 2 示盘山岩体的热历史与隆升过程。盘山岩体自侵位以来, 在 226.48~204.95 Ma 期间, 经历了快速冷却过程, 降温速率为 $10.22^\circ\text{C}/\text{Ma}$, 对应着岩体与周围环境的热动力平衡过程。在 204.95~118 Ma 期间, 岩体以 $0.86^\circ\text{C}/\text{Ma}$ 的速度缓慢降温, 对应着岩体的缓慢隆升过程, 平均隆升速率为 $0.028\text{ mm}/\text{a}$, 隆升幅度约 2.5 km。在 118~63.4 Ma 期间, 岩体以 $2.29^\circ\text{C}/\text{Ma}$ 的速度降温, 对应着 $0.076\text{ mm}/\text{a}$ 的较快速隆升过程; 据岩体冷却曲线的演化趋势, 这一过程约持续至 35 Ma。此后, 盘山岩体未发生快速隆升事件, 隆升速率非常小, 仅为 0.011

mm/a,直至现今。据锆石的裂变径迹年龄—高程相关关系,求得在 118~96 Ma 期间,盘山岩体以 0.035 mm/a 的速率抬升。据磷灰石的裂变径迹年龄—高程相关关系,求得在 63.4~48.5 Ma 期间,盘山岩体以 0.052 mm/a 的速率抬升(图 3)。综合图 2、3 的资料,认为盘山岩体的快速隆升主要发生在约 96~35 Ma 时期,隆升速度约 0.115 mm/a,对应的冷却速度为 3.45°C/Ma,隆升幅度约 7.0 km。

图 4 示八达岭花岗岩的热历史。八达岭花岗岩自侵位后快速冷却,至 129 Ma 冷却至约 300°C。此后,岩体长期缓慢冷却,降温速度平均为 1.626°C/Ma,对应 0.054 mm/a 缓慢隆升过程,直至约 6 Ma。在 129~6 Ma 期间,岩体隆升的总幅度为 6.7 km。约自 6 Ma 以来,八达岭花岗岩快速隆升,降温速度为 16.67°C/Ma,对应的隆升速率平均为 0.556 mm/a,隆升幅度达到 3.3 km。可见,八达岭花岗岩的快速隆升主要发生在 6 Ma 以来。

图 5、6 分别示云蒙山岩体、云蒙山岩体北侧四合堂花岗片麻岩的热历史。云蒙山花岗岩自

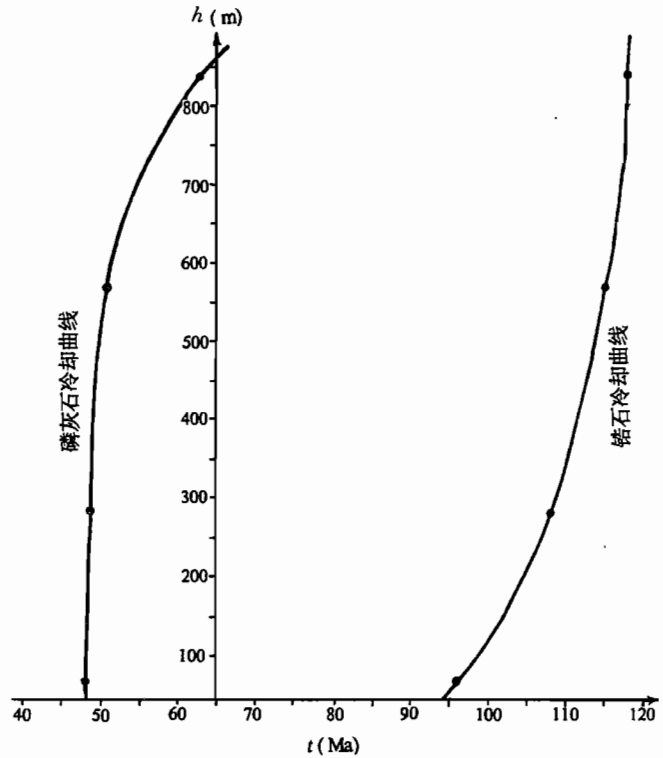


图 3 燕山中段盘山岩体裂变径迹—高程相关关系图
Fig. 3 Diagram of fission-track age vs altitude of Panshan pluton of middle Yanshan orogenic belt

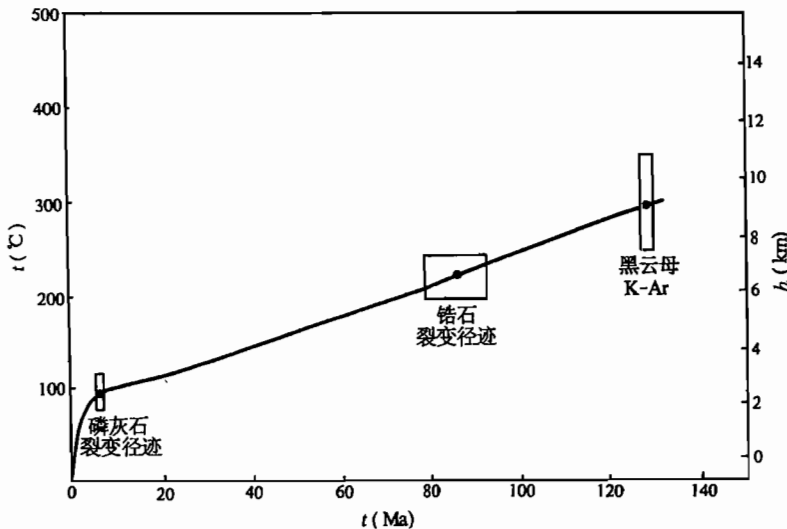


图 4 燕山南缘八达岭花岗岩热年代学演化曲线图(黑云母的 K-Ar 法年龄为 126~129 Ma, 据北京市地质矿产局,1991)
Fig. 4 Diagram of thermochronological evolution of Badaling granite of south margin of Yanshan orogenic belt (the K-Ar age of biotite, 126~129 Ma, after Bureau of Geology and Mineral Resources of Beijing, 1991)

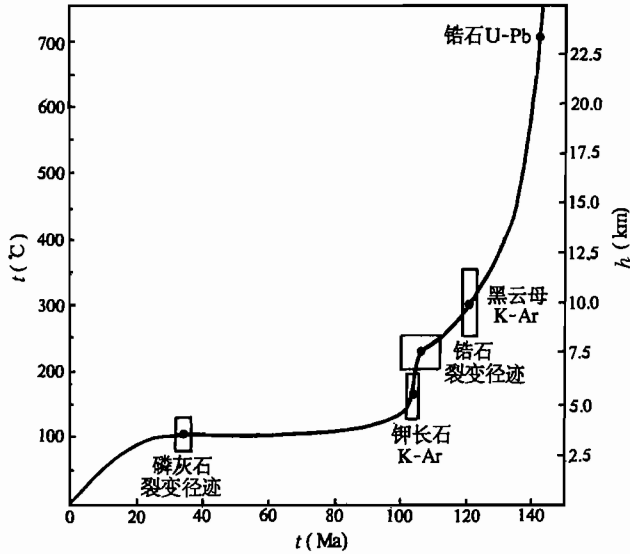


图 5 燕山西段云蒙山花岗岩热年代学演化曲线图 (锆石的 U-Pb 法年龄 142~143 Ma, 据 Davis 等, 1996,1998a,1998b)

Fig. 5 Diagram of thermochronological evolution of Yunmengshan granite of western Yanshan orogenic belt (the U-Pb age of zircon, 142~143 Ma, after Davis et al., 1996,1998a,1998b)

143 Ma 侵位以来, 经历了 142~120.99 Ma 的快速冷却过程, 降温速度平均为 19.51°C/Ma, 对应着岩体与环境之间的热动力学平衡过程。120.99~103.95 Ma 期间, 为岩体的早期快速隆升过程; 其间 120.99~106 Ma 时期, 降温速度平均为 5°C/Ma, 对应的隆升速率平均为 0.167 mm/a; 106~103.95 Ma 时期, 降温速率平均为 31.8°C/Ma, 对应的隆升速率平均为 1.06 mm/a; 这一快速隆升事件持续到约 100 Ma。晚期快速隆升事件发生于约 20 Ma 以来, 其间降温速度约为 4.45°C/Ma, 对应于 0.15 mm/a 的隆升速率, 隆升幅度约 3 km。103.95~34.8 Ma 为云蒙山岩体缓慢隆升时期, 降温速度平均为 0.868°C/Ma, 隆升速率平均为 0.029 mm/a(图 5)。早期快速隆升事件可能与云蒙山变质核杂岩低角度正断层的形成活动存在成因联系, 而晚期(约 20~0 Ma)则是云

蒙山山脉隆升的主要时期。从图 6 可以看出, 四合堂花岗片麻岩约在 144.46 Ma, K-Ar 法纪年系统开始启动; 144.46~84 Ma 期间, 经历了较快速的冷却过程, 降温速度平均为 2.89°C/Ma, 对应于 0.096 mm/a 的隆升速率。84~13 Ma 为缓慢隆升时期, 降温速度平均为 1.76°C/Ma, 对应的隆升速率平均为 0.059 mm/a。在 13 Ma 以来, 该地区开始快速隆升, 降温速度平均为 7.69°C/Ma, 平均隆升速率达到 0.256 mm/a。综合图 5 与图 6 热年代学资料, 认为云蒙山的快速隆升事件主要发生于 20~13 Ma 以来。

图 7 示冀北雾灵山碱性杂

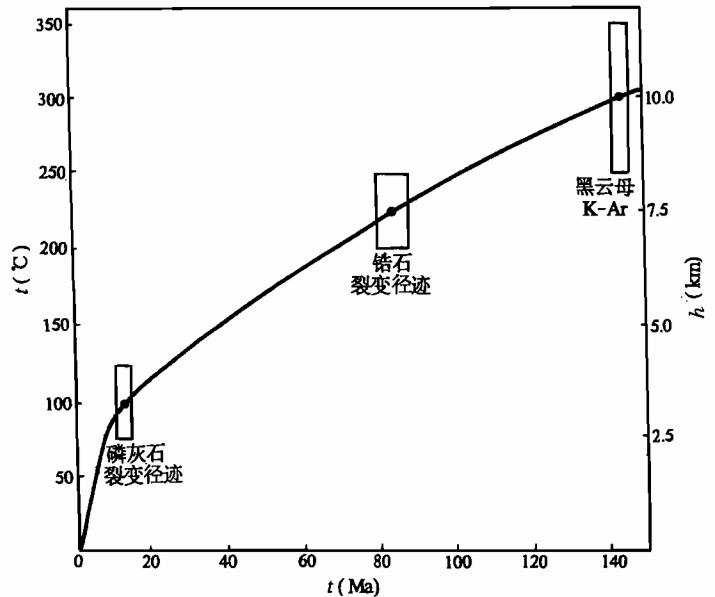


图 6 燕山西段四合堂花岗片麻岩热年代学演化曲线图

Fig. 6 Diagram of thermochronological evolution of Sihetang gneiss granite of middle Yanshan orogenic belt

岩体的热历史与隆升过程,可以看出,雾灵山岩体在约 132~131.1 Ma 侵位之后,以 94.34°C/Ma 的降温速率快速冷却,直至 127.23 Ma。在 127.23~86 Ma 期间,岩体缓慢隆升,平均降温速度为 0.61°C/Ma,对应于 0.02 mm/a 的隆升速率。86~63.7 Ma 期间为雾灵山岩体的快速隆升时期,降温速度平均为 5.61°C/Ma,对应的隆升速率平均为 0.186 mm/a。这一快速隆升事件约持续到 45 Ma。45 Ma 以来,雾灵山碱性岩以约 0.02 mm/a 的速率缓慢隆升,直至今今。可见,雾灵山快速隆升主要发生在 86~45 Ma 期间。

4 结论与讨论

通过以上的热年代学分析,得出以下初步认识:

(1) 燕山造山带中生代时期经历了复杂的热历史与时空上都不均匀的隆升过程,岩体的热历史与构造—地貌演化的动力学过程存在密切联系。

(2) 区域上,燕山山脉的快速隆升事件主要发生在 3 个不同时期。早期(中生代末—新生代初期约 96~35 Ma),燕山中段的盘山与雾灵山等岩体快速隆升,形成盘山与雾灵山等山脉(图 2、3、7);中期(约 20~13 Ma 以来),燕山西段的云蒙山花岗岩与四合堂花岗片麻岩快速隆升,形成云蒙山等山脉(图 5、6);晚期(约自 6 Ma 以来),燕山西南缘的八达岭岩体开始快速隆升,形成八达岭山脉(图 4)。

(3) 燕山山脉的隆升速率由早至晚,呈现出逐步加大的趋势,山脉隆升速率由早期的 0.115~0.186 mm/a,增至中期的约 0.150~0.256 mm/a,变为晚期的 0.556 mm/a。

据热年代学方法得出的燕山山脉隆升过程与据钻孔资料得出的燕山周缘盆地的裂陷过程呈现良好的相关关系。燕山地区早期(96~35 Ma)山脉快速隆升事件,与华北地块自中生代挤压构造环境向新生代伸展构造环境的转换(朱夏,1990)、松辽盆地的快速裂陷(马力等,1990)、华北盆地的早期裂陷(胡见义等,1990)等事件在发生时间和成因机制等方面,均存在良好的对应关系;中期开始(约 20~13 Ma 以来)的山脉快速隆升事件,与燕山南侧的华北—渤海湾盆地(胡见义等,1990)及燕山西南侧的大同盆地中新世以来的快速裂陷作用存在良好对应关系;晚期(6 Ma 以来)八达岭山脉的快速隆升事件,与其北侧延庆盆地的快速裂陷作用呈良好的镜像对称关系(Wu et al.,1996)。

应该指出的是,不同学者对同一矿物的封闭温度曾给出不同的实验结果,对燕山造山带中生代不同时期的古地温梯度也缺乏可靠的观测资料,所以对时间—温度—深度关系的选取

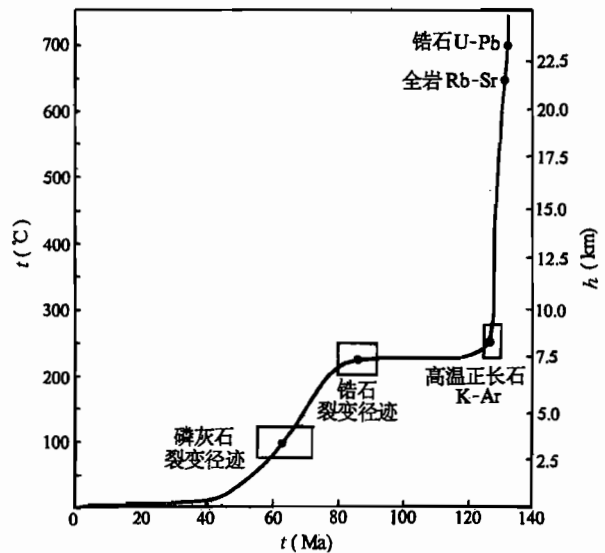


图 7 燕山中段雾灵山碱性岩热年代学曲线图
(雾灵山碱性岩的全岩 Rb-Sr 等时线法年龄为 131.1 Ma,
据王季亮等,1994;锆石 U-Pb 法年龄为 132 Ma,
据 Davis 等,1998b)

Fig. 7 Diagram of thermochronological evolution of Wulingshan pluton of middle Yanshan orogenic belt (the Rb-Sr age of whole rock, 131.1 Ma, after Wang Jiliang et al., 1994; the U-Pb age of zircon, 132 Ma, after Davis et al., 1998b)

存在一定的人为性。本文据热年代学曲线及演化趋势计算,分析隆升时期与抬升速率,存在较大的主观性。仅对5个岩体作热年代学测定,难以对燕山造山带的热历史、区域隆升的非均匀性及相关控制因素进行深入的分析与总结。此外,除盘山岩体与八达岭岩体外,其他岩体都只有一组热年代学测试数据,使其代表性受到限制。因此,本文的热年代学分析结果与基本结论均有待于进一步工作和更多资料的检验。

参 考 文 献

- 鲍亦冈,谢德源,陈正帮,穆炳涛. 1983. 论北京地区燕山运动. 地质学报, 57(2): 195~204.
- 北京市地质矿产局. 1991. 北京市区域地质志. 北京: 地质出版社.
- 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探讨. 科学通报, 28(6): 357~359.
- 杜丁. 1964. 论燕山地区内生金矿床类型及普查评价的基本问题. 地质论评, 22(3): 186~191.
- 贺伟建. 1964. 燕山地区某铁矿成因. 地质论评, 22(3): 192~197.
- 和政军,李锦轶,牛宝贵,任纪舜. 1998. 燕山—阴山地区晚侏罗世强烈推覆—隆升事件及沉积响应. 地质论评, 44(4): 407~418.
- 胡见义,徐树宝,童晓光,吴华光. 1990. 渤海湾盆地地质基础与油气富集. 见: 朱夏,徐旺主编. 中国中生代沉积盆地. 北京: 石油工业出版社, 24~46.
- 康铁笙,王世成. 1991. 地质热历史研究的裂变径迹方法. 北京: 科学出版社.
- 刘训. 1982. 对中国东部燕山运动的一些认识. 地质论评, 28(5): 428~438.
- 马宗晋. 1964. 燕山区地质构造研究. 地质论评, 22(2): 163.
- 马力,杨继良,丁正言. 1990. 松辽盆地——一个克拉通内的复合型陆相沉积盆地. 见: 朱夏,徐旺主编. 中国中生代沉积盆地. 北京: 石油工业出版社, 7~23.
- 任纪舜,吴正文. 1998. 阴山—燕山大型逆冲推覆构造现场研讨会. 地质论评, 1998, 44(6): 595.
- 王曰伦. 1957. 燕山运动之意义(节要). 地质论评, 17(2): 202.
- 王季亮,李丙泽,周德星. 1994. 河北省中酸性岩体地质特征及其成矿关系. 北京: 地质出版社.
- 吴珍汉,孟宪刚. 1998. 燕山陆内造山带多金属成矿作用与构造—成矿关系. 北京: 地质出版社, 1~44.
- 张维根. 1977. 华北某地燕山中碱性岩浆岩的特征及其与成矿的关系. 地质学报, 51(1): 54~66.
- 张宏仁. 1998. 燕山事件. 地质学报, 72(2): 103~111.
- 赵宗博. 1959. 论燕山运动. 地质论评, 19(8): 339~346.
- 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): 1~13.
- 朱夏. 1990. 中国中生代沉积盆地构造发展述略. 见: 朱夏,徐旺主编. 中国中生代沉积盆地. 北京: 石油工业出版社, 1~6.
- 朱大岗,吴珍汉,崔盛芹,吴淦国,马寅生,冯向阳. 1999. 燕山地区中生代岩浆活动特征及其与陆内造山作用关系. 地质论评, 45(2): 163~172.
- Chen A. 1998. Geometric and kinematic evolution of basement-cored structures; intraplate orogenesis within the Yanshan orogen, northern China. *Tectonophysics*, 292: 17~42.
- Cui Shengqin, Wu Ganguo, Wu Zhenhan, Ma Yinsheng. 1996. Structural features and stratigraphy of the Ming Tombs—Badaling area. Beijing—30th Internat. Geol. Congr. Field Trip Guide of T218. Beijing: Geological Publishing House.
- Cui Shengqin, Wu Zhenhan. 1997. On the Mesozoic and Cenozoic intracontinental orogenesis of Yanshan area, China. In: Proc. of 30th Internat. Geol. Congr., the Netherland; VSP, 14: 277~292.
- Davis G A, Qian Xianglin, Zheng Yadong. 1996. The Huairou ductile shear zone, Yunmengshan Mts. Beijing—30th Int'l. Geol. Congr. Field Trip Guide of T209. Beijing: Geological Publishing House.
- Davis G A, Wang Cong, Zheng Yadong, Zhang Changhou. 1998a. The enigmatic Yanshan fold-and-thrust belt of northern China; new views on its intraplate contractional styles. *Geology*, 26: 43~46.
- Davis G A, Zheng Yadong, Wang Cong, Brian J D, Zhang Changhou, George G. 1998b. Geometry and geochronology of Yanshan belt tectonics. 见: 北京大学地质学系编. 北京大学国际地质科学学术讨论会论文集. 北京: 地震出版社, 275~292.
- Dodson M. 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 40: 259~274.
- Hurfurd A J, Hunziker J C, Stockhert B. 1991. Constraints on the late thermotectonic evolution of western Alps; evidence for episodic rapid uplift. *Tectonics*, 10(4): 758~769.

- Naeser C W, Izett G A, Obradovich J D. 1980. Fission-track and K-Ar ages of natural glasses. United States Government Printing Office, Washington.
- Steiger R H. 1996. Dating of orogenic phase in the Central Alps by K-Ar ages of hornblende. *Journal of Geophysical Research*, 71:1721~1733.
- Turner D L, Forbes R B. 1976. K-Ar studies in two deep basement drill holes; a new geological estimate of argon blocking for biotite. *Eos*, 57:353.
- Wagner G A. 1992. Fission-track dating. Germany: Kluwer Academic Publisher.
- Wu Zhenhan, Cui Shengqin. 1996. Thermotectonic evolution and uplift history of Badaling Mountain. *Journal of Geomechanics*, 2:75~78.

Thermochronological Analysis on the Uplift Process of the Yanshan Mountains

Wu Zhenhan Cui Shengqin Wu Ganguo Zhu Dagang Feng Xiangyang Ma Yinsheng

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

Abstract

Thermochronological dating is used in studying the thermal history and uplift processes of the Mesozoic plutons of the Yanshan orogenic belt. The results show that the cooling history of plutons of the Yanshan orogenic belt is complicated and the uplift process of the Yanshan Mountains is inhomogeneous. The Panshan granite of the middle Yanshan Mountains intruded in 226.48 Ma and cooled fast during 96~35 Ma at an average rate of 3.45°C/Ma, corresponding to a rapid uplift process at an average rate of 0.115 mm/a. The Wulingshan alkalic complex of the middle Yanshan Mountains intruded in 132 Ma and cooled fast during 86~45 Ma at an average rate of 5.61°C/Ma, corresponding to rapid uplift at an average rate of 0.186 mm/a. The Yunmengshan granite of the west Yanshan Mountains intruded in about 143 Ma and cooled fast in 106~103.95 Ma and 20~0.0 Ma at the rate of 31.80°C/Ma and 4.45°C/Ma, corresponding to rapid uplift at the rate of 1.06 mm/a and 0.15 mm/a respectively. The Sihetang gneiss granite of the west Yanshan Mountains cooled fast since 13 Ma at an average rate of 7.69°C/Ma, corresponding to rapid uplift at an average rate of 0.256 mm/a. The Badaling granite of the southwest Yanshan Mountains intruded in about 129 Ma and cooled fast since 6 Ma, corresponding to rapid uplift at an average rate of 0.556 mm/a. It is concluded that the middle Yanshan Mountains uplifted earlier than the west Yanshan Mountains, followed by rapid uplift of the southwest Yanshan Mountains.

Key words: thermal history; uplift process; thermochronologic dating; Yanshan Mountains

作者简介

吴珍汉,男,1965年生。1985年毕业于中国地质大学。现为中国地质科学院地质力学研究所研究员,从事燕山地区中生代陆内造山作用与构造-成矿关系的研究。通讯地址:100081,北京市海淀区民族学院南路11号,地质力学研究所。