

峪耳崖金矿的成矿时代裂变径迹研究

汤云晖 袁万明 韩春明 董金泉 王世成

(中国科学院高能物理所,北京,100039)

P61 A

摘要 通过峪耳崖金矿含矿岩体中的锆石、磷灰石裂变径迹分析,揭示了自中生代燕山期以来峪耳崖地区经历了频繁、多期次的热液活动,且与峪耳崖金矿的形成密切相关。锆石、磷灰石的裂变径迹年龄显示,金矿成矿时代主要为115~200 Ma,成矿下限为82 Ma。其中,115~190 Ma是主要的成矿时期。成矿流体作用遍及整个岩体;流体的运移受到构造制约,具有NE-SW延伸的趋势;成矿流体具深部来源以及在地表水的参与下成矿。峪耳崖金矿的形成,与当时整个中国东部的动力学背景有关。

关键词 峪耳崖 金矿 成矿 裂变径迹

Fission Track Age of the Yuerya Gold Deposit

TANG Yunhui YUAN Wanming HAN Chunming DONG Jinquan WANG Shicheng

(Institute of High Energy Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100039)

Abstract The Fission Track (FT) method is an analyzing means for revealing the thermal history of geological bodies by some ^{238}U -doped minerals such as apatite and zircon and for determining their ages when the rock bodies remain in the annealing temperature ranges of these minerals. In this paper, the fission track analysis of zircon and apatite from Yuer'ya gold-doped rock samples discloses multi-phase hydrothermal liquid activities since the Yanshanian period, when the hydrothermal liquids with the zircon annealing temperature were related to gold precipitation. Zircon FT ages show that gold mineralization lasted from 115 Ma to 200 Ma and the main mineralization phases were 115~190 Ma. The relationship between the zircon FT ages and the horizontal and vertical distribution of the samples suggests that the hydrothermal liquids came from the deep underground resources and that some surface-water participation took part in gold mineralization. The cooling of hydrothermal liquids proceeded from north to south, indicating that the hydrothermal liquids came from the south.

Key words Yuer'ya gold deposit hydrothermal liquid fission track analysis

峪耳崖金矿是河北地区重要的金矿床之一,被认为是河北地区与中生代花岗岩有关的金矿的典型代表。其形成与燕山期中酸性岩浆的侵入活动有关,前人对其成岩年龄做了详细研究(王文义,1982;柴庄力,1987;罗镇宽等,2001)。然而,对于其矿床的形成年代和成矿动力学过程,尚未进行过具体研究(李颖等,1993;余昌涛等,1989)。

本文通过对峪耳崖含矿花岗岩中的磷灰石、锆石进行裂变径迹年龄、长度分布测定,探讨该矿床的形成年代及成矿动力学过程。

1 地质背景

峪耳崖金矿位于河北省宽城县境内,地理坐标:

E118°31'~118°33',N40°29'~40°30'。构造上位于中朝准地台燕山台褶带东段,马兰峪复式背斜北缘,宽城凹褶束与遵化穹褶束的接壤部位^①。区域内岩浆活动频繁,时代为太古代—中生代,超基性-酸性岩均有分布。

峪耳崖花岗岩是矿区唯一的成矿岩体,侵位于高于庄组灰质白云岩地层中。长约1500 m,最宽处达700 m,出露面积0.59 km²。长轴呈NE向,倾向SE,倾角较陡,呈岩株状。平面上呈中间膨大两端狭小的菱形,垂向上呈上小下大的喇叭状。岩体与围岩接触面参差不齐,呈锯齿状,显示侵入接触关系。花岗岩可以划分为白色花岗岩和红色花岗岩两

本文由国家自然科学基金(10175076、40072068)、中国科学院核分析技术开放实验室资助。

责任编辑:官月萱。

第一作者:汤云晖,女,1971年生,博士,核技术专业;E-mail: tangyh@mail.ihp.ac.cn。

① 河北峪耳崖金矿、原地质矿产部河北地勘局第五大队,1997. 峪耳崖金矿4-41线勘探地质报告。

种类型,二者没有明显的界限,呈逐渐过渡关系。白色花岗岩多分布在岩体的顶部、边部或白云岩捕虏体、顶垂体的周围;红色花岗岩多分布在岩体的中部或深部。

区内 NE、NNE 向断裂构造发育,矿体主要赋存在这两组断裂构造带中,矿体受上述两组断裂构造所制约。岩体和邻近断裂接触带裂隙发育,矿体多赋存在花岗岩体和内外接触带中。

前人大量的测年数据表明,该岩体形成于燕山期[岩体的 K-Ar 年龄为 149~169 Ma(王义文,1982),全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 145 Ma(柴社力,1987),SHRIMP U-Pb 年龄 175~174 Ma(罗镇宽等,2001)]。金矿赋存于峪耳崖花岗岩体中,岩体的

形成年代限定了金矿成矿时期的上限,表明成矿不会早于燕山期。至于金矿化年龄,根据金矿脉石英流体包裹体 Rb-Sr 等时线年龄为 163.8 Ma(李颖等,1993),绢云母 K-Ar 法年龄为 187.8~200.3 Ma(余昌涛等,1989)。

2 实验方法

样品取自峪耳崖岩体不同部位含矿花岗岩岩体,包括白色花岗岩和红色花岗岩。全岩经中子活化分析均显示不同程度的金矿化,含金量 $(0.004 \sim 0.558) \times 10^{-6}$ 。样品采样位置见图 1。样品经过机械破碎、重液分选和磁选等步骤将磷灰石、锆石分离出来。

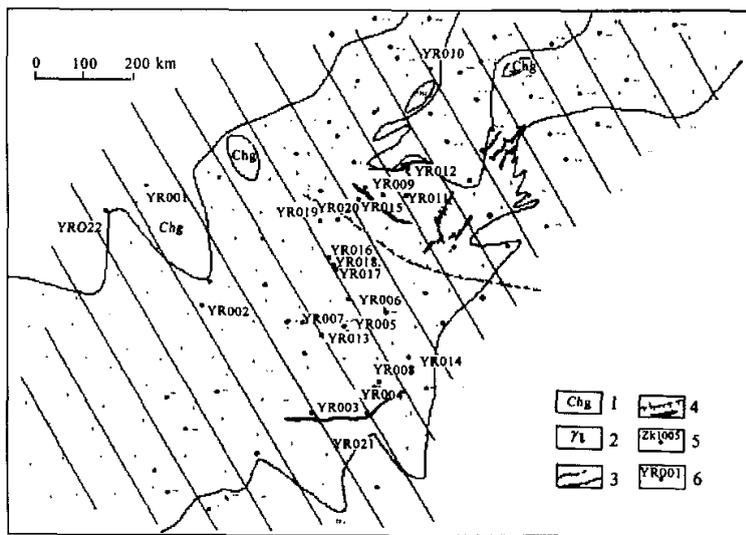


图 1 峪耳崖金矿区构造地质略图及采样位置

Fig. 1 Regional geological sketch map and sample locations

- 1-高子庄灰质白云岩;2-白色花岗岩;3-实测及推测地质界线;4-矿脉及矿床;5-钻孔及编号;6-采样点编号
1-calcareous dolomite of the Gaozhuang Fm.; 2-white magazine; 3-measured and inferred boundaries;
4-mineral veins and deposits; 5-holes and numbers; 6-sample-site number

锆石置于载玻片上,利用一定的高温使之嵌入聚四氟乙烯塑料片中,在 220℃、NaOH-KOH 熔体中蚀刻。磷灰石镶于环氧树脂中,在 7% HNO₃ 溶液中蚀刻 30 s。采用外探测器法测年,磷灰石、锆石分别与低铀白云母、相应的标准铀玻璃(分别为 CN5、CN2)组合在一起,送至原子能研究院的游泳池反应堆进行辐照,中子注量分别为 1×10^{16} 个/cm²、 1×10^{15} 个/cm²。

磷灰石的自发径迹,在 Zeiss 显微镜 100×干镜头下测量;锆石的自发径迹则采用 Olympus 显微镜的 100×油镜头进行测量。系统检查所有的晶粒,确定所选晶粒的 C 轴平行于表面,所有合适的晶粒的自发径迹、诱发径迹都被统计。至于磷灰石的长

度,则采用水平封闭径迹法进行统计。年龄计算采用标准裂变径迹年龄公式以及 Zeta 值校正方法(Hurford 等,1982),几何因子取 0.5。诱发、自发径迹的偏差则通过泊松分布显示,如果 x^2 小于 5%,平均年龄和标准偏差则按照 Green(1981)提出的程序进行计算。

磷灰石自发径迹的稳定性,主要受到 120~60℃ 的温度控制(Duddy 等,1988),锆石的裂变径迹退火温度被认为是在 175~230℃(Hurford,1983;Zaun 等,1985)间,最新研究认为约在 200~350℃(Taganic 等,1996a,1996b)。热液成矿作用如在岩体中发生,那么最近一次的岩体温度-时间变化必然可通过锆石、磷灰石的裂变径迹年龄显示出来。

3 结果与讨论

3.1 裂变径迹数据

磷灰石、锆石的裂变径迹数据参见表 1 和表 2。
样品采自峪耳崖花岗岩体,共 22 个样品,由于

热液蚀变等原因仅得到 16 个磷灰石年龄,12 个锆石年龄,其中 10 个样品同时具有磷灰石和锆石年龄。样品包括位于不同海拔高度的白色花岗岩和红色花岗岩,以及接触带花岗岩(YR022)。

磷灰石的裂变径迹年龄范围为 44~82Ma,平

表 1 锆石裂变径迹年龄
Table 1 Zircon fission track ages

样品	岩石类型	$h_{海拔}/m$	颗粒/个	自发径迹密度(ρ_s) $\times 10^6 \text{ cm}^{-2}(\text{Ns})$	诱发径迹密度 ρ_i $\times 10^6 \text{ cm}^{-2}(\text{Ni})$	$t(\pm 1\sigma)$ /Ma	$P(x^2)$ /%	$U/\times 10^{-6}$
YR001	白花岗岩	700	14	148.234(1224)	17.56(145)	183.8±24.6	9.00	420.35
YR002	红花岗岩	650	10	239.629(636)	42.199(112)	138.8±30.5	0.45	429.00
YR003	红花岗岩	591	7	140.21(317)	18.134(41)	168.5±32.7	21.9	185.34
YR007	红花岗岩	425	10	160.083(1133)	24.302(172)	143.8±18.7	11.67	248.88
YR008	白花岗岩	425	11	213.824(1114)	29.751(155)	182.2±20.7	4.69	289.74
YR010	红花岗岩	474	6	167.8554(330)	23.398(46)	191.6±40.4	0.03	304.89
YR012	白花岗岩	325	8	194.927(594)	30.191(92)	141.0±21.3	32.13	334.49
YR013	红花岗岩	165	13	246.583(2230)	25.101(227)	205.7±25.7	0.00	266.04
YR014	白花岗岩	165	17	147.026(1373)	16.705(156)	191.5±25.2	6.22	192.35
YR015	红花岗岩	245	12	114.283(1584)	26.911(373)	115.0±20.4	0.00	308.46
YR017	白花岗岩	245	16	230.238(1539)	27.527(184)	192.6±25.4	0.00	316.97
YR022	接触带 花岗岩	700	12	180.765(924)	17.607(90)	222.8±33.3	8.21	227.37

注:Zeta 值-114.5±6.36;Nd-4798; ρ_d -0.3975×10⁶cm⁻²。

表 2 磷灰石裂变径迹年龄和水平封闭径迹长度测量
Table 2 Apatite fission track ages and mean length measurement of horizontal confined tracks

样品	岩石类型	$h_{海拔}/m$	颗粒/个	自发径迹密度(ρ_s) $\times 10^6 \text{ cm}^{-2}(\text{Ns})$	诱发径迹密度(ρ_i) $\times 10^6 \text{ cm}^{-2}(\text{Ni})$	$t(\pm 1\sigma)$ /Ma	$P(x^2)$ /%	U $\times 10^{-6} L \pm s. d/\mu\text{m}(\text{颗粒数})$	径迹平均长度 μm	S. E.
YR001	白花岗岩	700	20	3.075(370)	7.904(951)	67.1±8.4	11.5	9.63	11.8±2.5(110)	0.2
YR002	红花岗岩	650	22	8.811(360)	3.01(123)	50.5±7.7	40.02	41.79	10.5±3.7(110)	0.4
YR003	红花岗岩	591	18	1.963(159)	5.531(448)	61.2±8.8	84.5	6.99	10.8±3.1(107)	0.3
YR004	白花岗岩	591	20	1.892(106)	6.052(339)	54.0±8.4	74.28	7.96	10.9±3.0(113)	0.3
YR007	红花岗岩	425	23	1.560(178)	4.304(491)	62.5±8.8	38.41	5.47	11.2±2.5(89)	0.3
YR008	白花岗岩	425	21	3.698(142)	8.906(342)	73.3±9.6	4.82	12.29	11.3±2.8(120)	0.3
YR009	白花岗岩	454	21	2.709(167)	6.862(423)	68.1±9.7	8.10	9.08	10.7±2.8(126)	0.3
YR011	红花岗岩	325	19	2.666(104)	6.459(252)	71.2±11.4	22.4	8.56	—	—
YR012	白花岗岩	325	19	1.710(166)	5.305(515)	55.6±7.9	20.03	6.82	11.0±2.6(116)	0.2
YR013	红花岗岩	165	20	1.783(113)	4.275(271)	71.9±11.3	36.14	4.66	10.3±3.2(107)	0.3
YR015	红花岗岩	245	13	1.435(56)	5.665(221)	43.8±8.1	21.3	7.01	11.3±2.7(118)	0.2
YR016	红花岗岩	245	14	1.403(78)	4.100(228)	59.0±10.1	38.56	6.58	10.8±2.5(38)	0.4
YR017	白花岗岩	245	12	2.534(96)	5.305(201)	82.3±13.6	49.67	6.67	10.6±3.5(26)	0.7
YR018	红花岗岩	245	7	1.565(67)	3.738(160)	72.2±13.2	72.8	4.71	10.9±3.0(127)	0.3
YR020	红花岗岩	245	15	1.730(113)	4.944(323)	60.4±9.3	7.80	6.23	11.5±2.6(95)	0.3
YR022	白花岗岩	700	21	3.359(237)	9.695(684)	59.8±8.0	17.13	13.32	11.0±2.9(139)	0.2

注:Zeta 值-365±39.5;Nd-3066; ρ_d -0.95×10⁶cm⁻²。

均年龄 63.3 Ma。磷灰石晶粒的年龄分布的 x^2 基本上都大于 5%，可作为单一平均年龄来看待。磷灰石水平封闭径迹的平均长度为 10.3~11.6 μm ，偏差均在 2.5~3.0 μm 左右。磷灰石在自 120 $^{\circ}\text{C}$ 向 60 $^{\circ}\text{C}$ 温度下降的情况在径迹长度和分布形态上有所体现，如迅速冷却的火山喷出岩，平均自发径迹

长度为 14~15 μm ，偏差 1.3 μm ，呈窄的分布形式；无扰动的基岩，其平均自发径迹长度为 12~14 μm ，偏差 1.0~2.0 μm 。峪耳崖磷灰石的分布形态及偏差，显示了冷却过程中受到了热扰动，其径迹包括了早期形成、而后受高温热事件发生退火的径迹，以及热事件冷却到较低温度后形成的新径迹(图 2)。

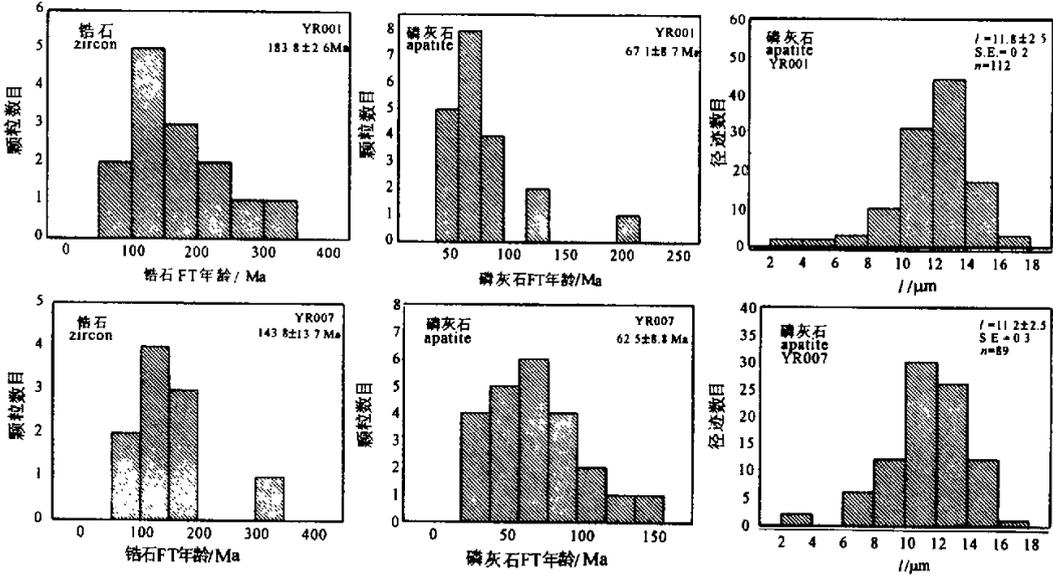


图 2 峪耳崖金矿含矿岩体的裂变径迹部分数据

Fig. 2 Representative apatite fission track ages from the Yu'erya gold mine

图左为锆石单颗粒年龄分布,图中为磷灰石单颗粒年龄分布,图右为磷灰石水平封闭径迹长度分布

The single grain age distribution of zircon and apatite is plotted as histogram (left and middle) and the distribution of confined track lengths is plotted as histogram (right)

锆石的裂变径迹年龄为 115~223 Ma,平均年龄为 173 Ma,与罗镇宽等(2001)测的岩体 SHRIMP U-Pb 年龄(175~174 Ma)相近。从测试结果可以看出,白色花岗岩和红色花岗岩中的锆石裂变径迹年龄没有表现明显的差异,接触带花岗岩(YR022)具有最高的数值 222.8 ± 33.3 Ma,可能是由于位于峪耳崖岩体外缘、与高于庄组灰质白云岩相接触,混杂了来自老地层的锆石所致。锆石晶粒的年龄分布 x^2 基本较小,显示离散度较高,反映岩体在冷却过程中再次遭受热事件,并且在锆石的退火带温度范围内停留了较长的时间。

3.2 成矿时代与信息

根据石英包裹体分析数据,矿床的成矿温度范围为 215~343 $^{\circ}\text{C}$,也有人认为是 200~390 $^{\circ}\text{C}$ (邱

检生等,1994;余润林,1995),显示成矿主要发生在中温环境,刚好在锆石的裂变径迹退火带温度范围内。峪耳崖金矿的成矿通常认为是岩浆热液所致,时间发生于燕山期,与锆石的裂变径迹数据所反映的信息基本吻合,据此可以确定锆石的裂变径迹年龄即峪耳崖金矿的成矿年龄。根据锆石裂变径迹年龄可以反映金矿成矿作用过程中的时间-温度变化趋势,而磷灰石的裂变径迹年龄,则厘定了成矿年代的下限。

根据样品所处位置与锆石裂变径迹年龄的关系(图 3-a)显示,可分为 2 个阶段:①阶段 I,地下深处(海拔高度 245 m 以下),裂变径迹年龄为 190~200 Ma,可能是早期深部岩浆热液活动的结果,具有较高的裂变径迹年龄;在同一水平面上,成矿热液走向

● 河北峪耳崖金矿,地质矿产部河北地勘局第五大队,1997. 峪耳崖金矿 4-41 线勘探地质报告.

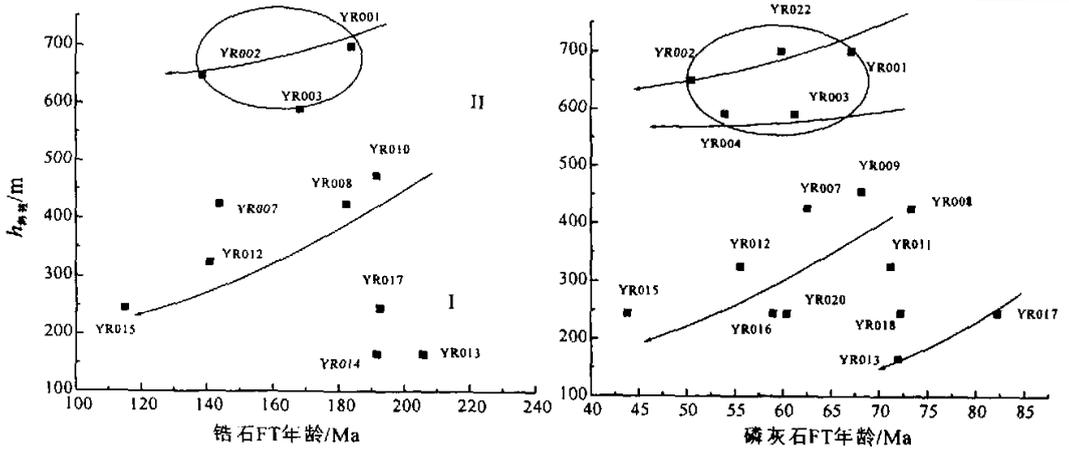


图 3 峪耳崖锆石、磷灰石的裂变径迹年龄及其在岩体中的位置(海拔高度)

Fig. 3 Plot of zircon (left) and apatite (right) fission track against elevation

从 SE—NW, 显示受到峪耳崖控矿构造的控制; ② 阶段 II, 位于地表(海拔高度 700 m)至地下深处(海拔高度 245 m), 裂变径迹年龄为 115~190 Ma。随着高度的增加, 裂变径迹年龄增大, 地表样品由于较早冷却而具有高的裂变径迹年龄, 反映成矿热液的深部来源。根据锆石分布及裂变径迹年龄确定成矿热液在岩体中的冷却速度大约为 0.33 Ma/m。在地表和近地表部分(海拔 600 m 以上), 高度相差不大的样品间年龄差距加大, 冷却速度明显增加, 显示了地表水的参与。在水平面上, 锆石的裂变径迹年龄分布具有 NE—SW 延伸的趋势, 与矿床控矿构造的走向相一致; 岩体的冷却具有由北向南分布的趋势, 显示热液流动由南向北, 与(余润林, 1975)描述的相吻合, 显示阶段 II 的热液活动为峪耳崖主要的成矿阶段。

磷灰石的裂变径迹年龄(44~82 Ma), 反映了在成矿期后的又一次构造-岩浆热事件, 以 60~70

Ma 为高峰期(图 4-b), 表明燕山期后华北地区又有一期构造运动, 导致了磷灰石裂变径迹指针的重新设定。此次热液活动温度低, 但范围广。从磷灰石裂变径迹年龄的高度分布来看(图 3-b), 显示了流体的深部来源特征, 其冷却速率大约为 0.2 Ma/m, 岩体的冷却具有从南向北分布的趋势。

3.3 讨论

近年来精确同位素年龄测年结果表明, 一次单一岩浆热事件导致的成矿流体活动时间最多也只有 1 Ma (Stem 等, 1997; Cathles 等, 1997)。峪耳崖金矿裂变径迹测年结果表明, 该矿床成矿作用是多期的, 成矿流体活动年龄与成岩年龄相近, 显示成矿流体来源于岩浆体系。

锆石的裂变径迹年龄分布显示, 成矿热液的活动主要发生在 3 个高峰: 180~200 Ma、140 Ma 和 110 Ma(图 4-a), 与毛景文等(2003)提出的在中国东部 Au-Cu-Mo-W-Fe 大规模成矿的 3 个成矿峰期

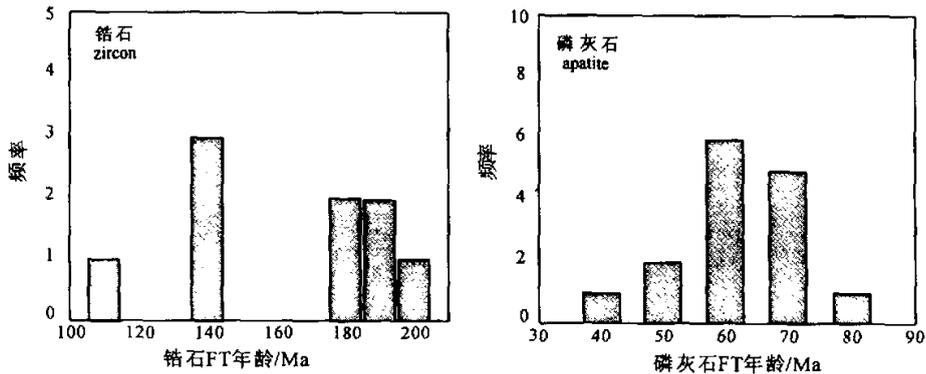


图 4 锆石、磷灰石裂变径迹年龄在地质历史时期的分布频率统计

Fig. 4 Zircon (left) and apatite (right) fission track ages distribution frequency

(200~160 Ma, 140 Ma 和 130~110 Ma)相吻合。华北克拉通处于碰撞造山阶段末期,大量花岗岩经同熔或重熔生成,造成了200~160 Ma的大规模成矿作用。自印支末期以来,中国东部在持续遭受南北挤压的同时,在印支晚期又出现特提斯、古太平洋板块向古亚洲大陆下消减,燕山期中国东部和邻区环太平洋的构造运动愈演愈烈,导致了燕山褶皱带的形成,岩石圈构造体系调整不仅导致火山喷发,而且壳幔作用加剧,深成花岗岩浆沿 NNE 向 EW 向断裂交汇处侵位,构成了140 Ma 第二期大规模成矿。中生代中国东部岩石圈快速减薄,一直持续到新生代,导致了强烈的火山活动和变质作用,大规模的岩浆作用发生,同时伴随着大规模的成矿作用。

在中生代,华北岩石圈演化十分活跃,经历了碰撞造山、构造体制转折和岩石圈减薄三大地球动力学运动,峪耳崖金矿的形成正是在这种构造动力学背景下形成的。

4 结论

峪耳崖含矿岩体的锆石、磷灰石裂变径迹分析,提供了岩体热液活动的温度-时间信息以及成矿流体的具体活动状况,显示了裂变径迹作为地质测年方法的独特性与优越性。

根据锆石、磷灰石的裂变径迹研究结果,自中生代燕山期以来,峪耳崖地区存在着频繁、多期次的热液活动,其活动与峪耳崖金矿的形成密切相关。该金矿的成矿时代主要为115~200 Ma,成矿下限为82 Ma。锆石裂变径迹年龄分布显示了至少两期成矿,即190~200 Ma 和 115~190 Ma,其中115~190 Ma 是主要的成矿时期,成矿流体几乎遍及整个岩体。流体的迁移受到构造控制,具有 NE-SW 延伸的趋势;流体具深部来源以及在地表部分地表水的参与下成矿。

峪耳崖金矿成矿的3个高峰,分别为180~200 Ma、140 Ma 和 110 Ma,与当时中国东部大规模成矿的3个成矿峰期相吻合,显示了峪耳崖金矿的形成与整个中国东部的构造背景密切相关。

参考文献

柴社力. 1987. 河北峪耳崖金矿床地质地球化学特征. 长春地质学院学报, 19(3): 271~278.
罗镇宽, 袁有守, 关康等. 2001. 冀东峪耳崖和牛心山花岗岩体 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年及其意义. 矿物岩石地球化学通报, 20(4): 278~285.
李颖, 刘连登. 1993. 斑岩型金矿床成矿模式. 中国金矿床: 进展与思考. 北京: 地质出版社, 46~53.

毛景文, 张作衡, 余金杰等. 2003. 华北及邻区中生代大规模成矿的地球动力学背景: 从金属矿床年龄精测得到的启示. 中国科学(D 辑), 22(4): 289~299.
邱检生, 王德滋, 任启江等. 1994. 河北宽城峪耳崖金矿床地质地球化学特征及成矿物质来源. 矿床地质, 13(4): 137~146.
王文义. 1982. 我国主要金矿床同位素地质研究. 地质论评, 28(2): 108~117.
余昌涛等. 1989. 冀东地区主要类型金矿床的成因及形成机理研究. 沈阳地质矿产研究所编. 中国金主要类型区域成矿条件文集 2 冀东地区. 北京: 地质出版社, 1~48.
余润林. 1995. 超大型金矿——河北峪耳崖金矿类型及地质地球化学研究. 地质地球化学, (1): 15~21.

References

- Cai Sheli. 1987. Geochemical characteristics of Yuerya gold deposit, Hebei province. Journal of Changchun Institute of Geology, 19(3): 271~278(in Chinese).
Cathles L M, Erendi A H J, Barrie T. 1997. How long can a hydrothermal system be sustained by a single intrusive event? Economic Geology, 92(7~8): 766~771.
Duddy I R, Green P F, Laslett G M. 1988. Thermal annealing of fission tracks in apatite, 3. Variable temperature behaviour. Chem. Geol. (Isot. Geosci. Sect.), 73: 25~38.
Green P F. 1981. A new look at statistics in fission-track dating. Nucl. Track Radiat. Meas., 5: 77~86.
Hurford A J, Green P F. 1982. A user's guide to fission track dating calibration. Earth Planet. Sci. Lett., 59: 343~354.
Hurford A J. 1983. Interpretation of fission-track zircon ages. Terra Cognita, (3): 138~139.
Li Ying, Liu Liandeng. 1993. Porphyry gold deposit formation model. In Chinese gold deposit: advance and consideration. Beijing: Geological Publishing House, 46~53(in Chinese).
Luo Zhenkuan, Qiu Youshou, Guan Kang et al. 2001. SHRIMP U-Pb Dating on Zircon from Yu'erya and Niuxinshan Granite Intrusions in Eastern Hebei Province. Bulletin of Mineralogy Petrology and Geochemistry, 20(4): 278~285 (in Chinese with English abstract).
Mao Jingwen, Zhang Zuoheng, Yu Jinjie et al. 2003. Geodynamics background of cosmically mineralization in Huabei and their neighbour districts: revealed from data of metal deposits ages. Science in China(Series D), 22(4): 289~299(in Chinese with English abstract).
Qiu Jiansheng, Wang Dezi, Ren Qijiang et al. 1994. Geological-geochemical characteristic and material resources for mineralization of Yuerya deposit Mineral deposit, in Kuancheng County, Hebei province. Mineral Deposit, 13(4): 137~146(in Chinese).
Wang Wenyi. 1982. Isotopic research on main gold deposits of our country. Geological Review, 28(2): 108~117(in Chinese).
Stein H J, Cathles L M. 1997. A special issue on the timing and during of hydrothermal events. Economic Geology, 92(7~8): 763~765.
Tagami T, Shimada C. 1996a. Natural long-term annealing of the zircon fission track system around a granitic pluton. J. Geophys. Res., 101(B4): 8245~8255.
Tagami T, Carter A, Hurford A J. 1996b. Natural long-term annealing of the zircon fission-track system in Vienna Basin deep borehole samples: constraints upon the partial annealing zone and closure temperature. Chem. Geol., 130: 147~157.
Yu Runlin. 1995. Super gold deposit——Yuerya mineralization category and geochemical characteristic research. Geology and Geochemistry, (1): 15~21(in Chinese with English abstract).
Yu Changtao et al. 1989. Formation causes and mechanism research on gold deposit of main types in Eastern Hebei. Corpus of mineralization conditions of gold deposit of gold types in China. II Eastern Hebei. Beijing: Geological Publishing House, 1~48(in Chinese).
Zaun P, Wagner G A. 1985. Fission track stability in zircons under geological conditions. Nucl. Tracks Radiat. Meas., 10: 303~307.