马衔山萤石矿床萤石裂变径迹年龄的测定及成矿时代探讨*

陈怀录 张良旭 吕鸿图

(兰州大学地理系、地质系)

马衔山地区萤石资源丰富。萤石矿化明显受地层、构造和岩性控制,具层控矿床特征。控矿层位为前震旦系马衔山群第二及第三岩组($AnZmx^{2-3}$)和下震旦统兴隆山群第四岩组($Z_4^{xn'}$)。含矿围岩主要为混合岩,次为混合花岗岩、白云石大理岩和硅质灰岩。控矿构造为区域性断层破碎带。所有萤石矿床均含微量铀。研究表明,马衔山萤石矿床系在前震旦纪海底火山喷发-沉积基础上,经混合岩化及地下水热液改造而成^[1]。根据围岩性质,马衔山层控萤石矿床可进一步分为混合岩型、混合花岗岩型及石灰岩型等类型^[2]。

为了探讨马衔山萤石矿床沉积-改造过程及改造成矿时间,本文采用裂变径迹法测定了萤石矿床中萤石的成矿年龄。用所得裂变径迹年龄值同围岩已知裂变径迹或同位素年龄进行比较,从而得出从矿源层形成直到改造成矿所经历的时间。

一、马衔山群地质年代及同位素和裂变径迹年龄

广泛发育在马衔山地区的以混合岩为主夹有片麻岩、片岩、粒变岩及大理岩的一套深变质岩系,在我国区域地层表上被称为马衔山群,其地层年代被定为前震旦系^[3]。中国地质科学院测得马衔山群原岩同位素年龄为 1719—1886Ma^[4]。甘肃省区测一队委托中国地质科学院用钾-氩法测得马衔山群第三岩组混合岩中黑云母的同位素年龄为 378 Ma^[5]。1985 年,本文作者之一,用裂变径迹法测得马衔山群混合岩及其它变质岩中石英和角闪石的变质年龄为 356—366Ma,同时测得混合花岗岩中石英的裂变径迹年龄为 330—341Ma^[6]。上述资料表明,马衔山群原岩形成于中元古代,区域变质及混合岩化作用大约完成于古生代泥盆纪末期。马衔山混合花岗岩生成时代较混合岩成岩时间为晚,系古生代早石炭世产物。

二、萤石裂变径迹年龄测试过程及结果

1. 样品采集、制备与蚀刻 分别采取马衔山各萤石矿床(点)脉状矿体中有代表性的萤石做为待测样品(表 1)。

将上述样品切出一新鲜面,磨平、抛光。然后将抛光面作为底面,用环氧树脂固定在载玻片上,待凉干牢固后,依次用 M_{20} , M_7 和 M_3 , 金刚砂把萤石磨出内表面,并用氧化铬抛光成一个光洁透明的光学平面,接着进行蚀刻。蚀刻条件为 98% H_2SO_4 , 23℃, 12min。蚀刻后,用自来水、蒸馏水和去离子水清洗,在无尘环境下晾干。蚀刻后对同一样品作自发径迹密度检查,

本文 1986 年 11 月 12 日收到。

* 国家自然科学基金资助项目。

表1 裂变径迹年龄样品表

样品编号	产地	矿物名称	矿物形态	围岩性质
Cy-04	茨泉子	紫色萤石	粒状	混合花岗岩
F-10	改河宽湾	浅绿色萤石	立方体	混合岩
F-12	改河红石崖	绿色萤石	立方体	碳酸盐岩混合岩
F-05	上梁花石头滩	黄色萤石	立方体	混合岩
F-07	上梁花石头滩	黄色萤石	块状	混合岩
F-13	二岭沟	紫色萤石	块状	混合花岗岩
F-15	杨家后沟	浅黄色萤石	粒状	硅质灰岩

结果发现,在光洁透明的萤石晶体上出现了清晰可辨的长条形自发裂变径迹(图1)。然后在蚀刻和清洗晾干的萤石表面上覆盖一片纯净(含铀量极低)的聚碳酸酯薄膜(辽宁朝阳塑料厂产品),用透明胶带扎紧,用高纯铝箔包好,送九〇二所反应堆中进行辐照,以金片做中子剂量监测器。辐照积分通量为 3.3×10^{16} 中子/cm²。辐照完毕搁置数十天后在薄膜上圈出与萤石晶体相对应的位置,揭下薄膜进行蚀刻。蚀刻条件为 6.25 mol/l 的 NaOH 水溶液, 50℃, 80min, 清洗后用光学显微镜观察统计萤石上已蚀刻出来的自发裂变径迹密度(ρ_i)和薄膜上诱发径迹密度(ρ_i)。

2. 测试过程 我们用生物显微镜(油浸物镜 10×100)和血球计数器对萤石样品进行自发径迹统计测定。观察中发现,萤石中的自发裂变径迹形状主要有两种:一种是绿色萤石中常见长条形(图1);另一种是黄色萤石中出现的较粗一些小虫状(图2)。这两种径迹均

图1 绿色萤石自发裂变径迹(320×)

图2 黄色萤石自发裂变径迹(320×)

图3 外探测器诱发裂变径迹(320×)

易辨认,在显微镜下由两人重复观察统计了自发径迹密度。薄膜上诱发径迹清晰(图3)。用同样方法统计了诱发径迹密度。为了确保外探测器与萤石颗粒相印一致,以及所得数据的可靠性,我们进行了自发径迹和诱发径迹密度验证。其结果表明,两者完全吻合。即自发裂变径迹密度高的区域诱发裂变径迹密度也相应增大,反之亦然。

通过测量统计出自发裂变径迹密度和诱发裂变径迹密度后,用下列公式编制计算程序,并采用计算机计算了年代和误差。

$$T = \frac{1}{\lambda D} \ln \left(1 + \frac{\rho_i}{2\rho_s} \cdot \frac{\lambda D}{\lambda f} \cdot I \cdot \sigma \cdot \phi \cdot \varepsilon \right),$$

式中 T ——矿物生成或受热冷却后的年代; λD —— ^{238}U 总衰变常数($1.54 \times 10^{-10}\text{a}^{-1}$); ρ_s ——自发裂变径迹密度; ρ_i ——诱发裂变径迹密度(外探测器为 $2\rho_i$); λf —— ^{238}U 的自发裂变衰变常数($6.9 \times 10^{-17}\text{a}^{-1}$); I ——铀同位素丰度比($^{235}\text{U}/^{238}\text{U} = 7.26 \times 10^{-3}$); σ —— ^{235}U 裂变的有效截面($562 \times 10^{-24}\text{cm}^2$); ϕ ——等效于 2200m/s 的中子积分通量; ε ——外探测器效率(0.955)。

测量计算萤石裂变径迹年龄结果列于表2。

表2 萤石裂变径迹年龄测定结果

编号	矿物名称	中子积分通量 (n/cm^2)	自发径迹数目 (条)	自发径迹密度 ($10^6/\text{cm}^2$)	诱发径迹数目 (条)	诱发径迹密度 ($10^6/\text{cm}^2$)	年龄 (Ma)
C-04	萤石	3.3×10^{16}	928	6.23	4163	29.65	192.7 ± 16.4
F-10	同上	3.3×10^{16}	1140	8.12	4577	32.60	227.8 ± 18.0
F-12	同上	3.3×10^{16}	1085	7.73	4374	31.15	227.0 ± 18.0
F-05	同上	3.3×10^{16}	1283	9.14	5208	37.10	225.4 ± 18.6
F-07	同上	3.3×10^{16}	1312	9.35	5339	38.03	225.2 ± 18.6
F-13	同上	3.3×10^{16}	320	2.28	1502	10.7	195.4 ± 16.5
F-15	同上	3.3×10^{16}	217	1.55	1086	7.74	183.9 ± 15.8

三、马衔山群变质岩体的热历史与萤石成矿时代讨论

1. 马衔山群变质岩体的热历史 研究资料表明,裂变径迹有退火愈合的特性^[7,8]。每种矿物都有其自己的裂变径迹退火温度,如角闪石在 630°C ,加热一小时能使裂变径迹全部退火,而方解石只要 350°C (一小时)。由于各种矿物退火的温度不同,它们的起始计时温度也是不一样的。利用同一岩体内各种不同矿物不同裂变径迹计时温度,可以计算岩石的热历史。例如,榍石的裂变径迹封闭(保留)温度一般确定为 250°C ^[9],锆石为 $175-220^\circ\text{C}$,磷灰石为 $90-120^\circ\text{C}$ ^[10],黑云母 K-Ar 系统的有效封闭温度一般为 $220 \pm 40^\circ\text{C}$ ^[11]。如果我们把黑云母 K-Ar^[12] 封闭温度取值为 250°C ,角闪石裂变径迹^[6]封闭温度取值为 180°C ,那么,马衔山群受强烈区域变质作用的岩体冷却速度应为 $4.12-5.83^\circ\text{C}/\text{Ma}$,即这种冷却过程大约延续了 17Ma ,大约在 $330-341\text{Ma}$ 前^[6],又有一次混合花岗岩的侵入。由此可见,马衔山群经受最强裂的区域变质作用是 350Ma 之前的加里东运动和早华力西运动。

2. 萤石成矿时代 由表2测定结果并参阅表1地质产状可以看出,马衔山萤石裂变径

迹年龄分为三组: 183.9 Ma 组(石灰岩型萤石矿床); 192.7—195.4Ma 组(混合花岗岩型萤石矿床); 225.2—227.8Ma (混合岩型萤石矿床)。即石灰岩型萤石矿床成矿年龄值最小(最终改造成矿的时间最晚),混合花岗岩型萤石矿床成矿年龄次之,而混合岩型萤石矿床成矿年龄值最大(最终改造成矿的时间最早)。这与马衔山各类萤石矿床成矿地质条件的差异性^[2]相吻合。

产于混合岩中的萤石矿床,是马衔山地区最重要的一类萤石矿床资源。由围岩(混合岩)及萤石裂变径迹年龄可知,改造成矿作用主要发生在加里东期和华力西期,改造成矿最终完成于华力西末期(即萤石裂变径迹年龄为 225.2—227.8Ma)。同矿源层形成时代相比,改造成矿经历了 1494—1658Ma 的漫长历程。与原岩混合岩化成岩时代也有 131—139Ma 时差。

混合花岗岩型萤石矿床,萤石年龄为 192.7—195.4Ma,即萤石改造成矿完成于印支期。这类矿床较混合岩型萤石矿床改造成矿时间之所以为晚,是因为混合花岗岩系混合岩化和花岗岩化作用最终阶段产物所致。上已述及,混合花岗岩裂变径迹年龄为 330—341Ma,比混合岩形成时间约晚 25—26Ma。岩体形成后,又经历了 137—146Ma 的含矿热液改造,于印支期才最终成矿。如果考虑矿源层形成时间,那么从矿源层 → 混合岩化 → 花岗岩化 → 最终改造成矿,历时约 1526—1691Ma。

石灰岩型萤石矿床,萤石年龄为 183.9Ma,应为印支末期的产物。这类萤石矿床由于来自基底(马衔山群)的含矿热液,异地充填和交代时代较新的石灰岩而成,故改造成矿时间完成的最晚。

致谢: 地质系磨片室刘文庭工程师帮助制片,九〇二所李玉谦同志帮助样品辐照,在此致以谢意。

参 考 文 献

- [1] 张良旭、陈怀录、吕鸿图,兰州大学学报(待发表)。
- [2] 张良旭、吕鸿图、陈怀录,西北开发探索文集(第二集),四川科技出版社(待出版)。
- [3] 甘肃省区测一队,中华人民共和国地质图说明书(1/20 万,定西幅),1965。
- [4] 中国地质科学院,中华人民共和国地质图(1/400 万),地图出版社,1976。
- [5] 甘肃省区测队,中华人民共和国地质图说明书(1/20 万),临夏幅,1965。
- [6] 傅学明、陈怀录、郑国东等,兰州大学学报,21(1985),1: 74—78。
- [7] 刘顺生、张峰等,裂变径迹年龄测定方法、技术和应用,地质出版社,1984。
- [8] 陈祥高、张忠奎,科学通报,28(1983),6: 357—359。
- [9] Wagner, G. A., Fission track dating of apatites, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 14(1968), 411。
- [10] Leadow, A. G. and Puclidy, I. R., Pisa, 10—13 September, Bigazzi, G. ed (abstract), 1980。
- [11] 中国科学院地质研究所钾-氩年龄组,地质科学,1979,1: 13—21。