

# 内蒙古苏莫查干敖包萤石矿区流纹岩锆石 SHRIMP 定年及地质意义

聂凤军,许东青,江思宏,胡朋

中国地质科学院矿产资源研究所,北京,100037

**内容提要:**内蒙古苏-查(苏莫查干敖包)萤石矿区晚古生代火山-沉积岩分布广泛,主要岩石类型有碳泥质板岩、结晶灰岩、凝灰岩、千枚岩、英安岩和流纹岩,其中碳泥质板岩和流纹岩为苏-查特大型萤石矿床的顶和底板围岩。采用锆石 SHRIMP U-Pb 铅法分别对底板围岩中蚀变流纹岩和顶板围岩中未蚀变流纹岩样品进行了同位素年代测定,所获数据分别为  $276 \pm 10$  Ma 和  $271 \pm 8$  Ma。蚀变和未蚀变流纹岩的形成时间均为海西晚期(早二叠世)。苏-查萤石矿区早二叠世流纹岩是华北陆台与西伯利亚板块从碰撞挤压到松弛张裂转折期,酸性岩浆喷发活动的产物,其成岩物质来自壳、幔混合源。早二叠世流纹岩的出现不仅标志着苏-查到西里庙地区海西期构造-岩浆活动的终结,同时也为苏-查特大型萤石矿床的成矿作用提供了动力、热力和物质来源。早二叠世流纹岩成岩时代的厘定不仅为阐明华北陆台北缘西段构造演化历史提供了科学依据,而且对于查明流纹岩的原岩性质和圈定新的萤石矿床找矿靶区也具有重要意义。

**关键词:**流纹岩;锆石 SHRIMP 定年;早二叠世;苏-查(苏莫查干敖包)萤石矿区;内蒙古

石炭纪—二叠纪是苏-查(苏莫查干敖包)到西里庙地区一个重要的火山活动阶段,强烈的火山喷发活动和海水沉积作用形成一套北东向延伸,并且呈条带状分布的火山-沉积岩。这套上古生界火山-沉积岩地层的长度可达几十千米,宽度为数百米到千余米,其中产出有一系列大型和中型萤石矿床以及矿(化)点(李士勤,1985;王万昌等,1986;内蒙古自治区地质矿产局,1991)。在以往的地质文献中,许多学者大都将苏-查到西里庙地区出露的这套火山-沉积岩地层划属为下二叠统西里庙群(内蒙古102地质队,1987<sup>①</sup>;内蒙古自治区地质矿产局,1991;中国矿床发现史—内蒙古卷编委会,1996)。需要提及的是,在苏-查特大型萤石矿区,与其他岩(体)层一样,萤石矿体底板围岩中的流纹岩遭受到强烈的热液蚀变作用,原岩结构构造和矿物组分均已面目全非。关于此类蚀变流纹岩的成因,目前存在有2种不同的认识,其一,无论在产出环境和岩相学特征上,还是在形成时间和成岩物质来源方面,这套蚀变流纹岩完全可与下二叠统西里庙群未蚀变流纹岩相对比(李士勤,1985;内蒙古自治区地质矿产

局,1991;聂凤军等,2008);其二,蚀变流纹岩很可能是燕山期酸性岩浆活动的产物,其产出环境和岩相学特征以及形成时代完全不同于下二叠统西里庙群火山-沉积岩地层中的流纹岩(王万昌等,1986;化学矿产地质研究院,2001<sup>②</sup>)。受上述学术观点影响,苏-查到西里庙地区隐伏萤石矿床找矿勘查工作长期处在“举棋不定”的局面,严重地制约了本地区矿业的开发进程。为了在苏-查到西里庙地区多快好省地开展找矿评价工作,在短时期内实现成矿理论研究与找矿勘查工作的“双突破”,解决该地区以往矿产地质工作中存在的难题,是我们的当务之急。

本文在对苏-查特大型萤石矿床及相关火山-沉积岩地层的岩相学和地球化学研究基础上,采用锆石 SHRIMP U-Pb 测定手段对蚀变的和未蚀变的流纹岩样品进行了同位素年龄测定,同时结合其他地质证据,对流纹岩的形成时间,产出环境和物质来源以及与萤石矿床的成因关系进行了讨论,并且提出了相应的成岩(矿)模式。

## 1 地质概况

下二叠统西里庙群火山-沉积岩地层主要出露

注:本文为国家自然科学基金项目(编号40573025)和国家科技支撑课题(编号2007BAB25B02)资助的成果。

收稿日期:2008-11-27;改回日期:2008-12-30;责任编辑:周健。

作者简介:聂凤军,男,1956年生。研究员,博士生导师,从事金属矿床地球化学研究。通讯地址:100037,北京西城百万庄大街26号;电话:010-68999033,010-68999042;Email:nfj@mx.cei.gov.cn。

于内蒙古四子王旗北部的苏-查(苏莫查干敖包)到西里庙一带,分布面积千余平方千米。这套地层与下伏的前寒武系艾力格庙群变质沉积岩和温都尔庙群变质火山-沉积岩(绿片岩)呈断层接触关系,其上为下侏罗统查干诺尔组火山-沉积岩地层不整合覆盖,并且被燕山期花岗岩类岩体所侵入和切割(李士勤, 1985; 王万昌等, 1986; 内蒙古 102 地质队, 1987<sup>①</sup>; 聂凤军等, 2008)(图 1)。

野外地质调查和岩相学研究结果表明,下二叠统西里庙群火山-沉积岩地层的厚度为 5667 m, 从下向上大体可划分为 9 个岩性段, 其中第四岩性段和第六岩性段分别构成苏-莫特大型萤石矿床的底板和顶板(内蒙古 102 地质队, 1987<sup>①</sup>; 聂凤军等, 2008)。各个岩性段的地质特征简述如下: ①第一岩性段: 主要出露在伊和尔地区, 岩石类型为石英砂岩、白云质大理岩、硅质大理岩和砂质板岩, 岩层厚度为 328 m; ②第二岩性段: 主要分布在哈布其亥和伊和尔一带, 岩性组合为流纹质晶屑凝灰岩、流纹岩、熔结凝灰岩和含砾流纹质晶屑凝灰岩, 岩层厚度为 501 m; ③第三岩性段: 主要出露在苏-查萤石矿区和敖包吐萤石矿区南矿段, 岩石类型有流纹质晶屑凝灰岩、英安质晶屑凝灰岩、流纹岩、凝灰熔岩、红柱石板岩和砂泥质板岩, 岩层厚度为 988 m; ④第四岩性段: 主要分布在苏-查萤石矿床和敖包吐萤石矿区南矿段, 岩性组合为流纹岩、流纹质晶屑凝灰岩、英安质晶屑凝灰岩和凝灰熔岩, 其中流纹岩常常构成萤石矿体的底板围岩, 岩层厚度为 806 m; ⑤第五岩性段: 主要出露在苏-查萤石矿区和敖包吐萤石矿区南矿段, 岩石类型有碳泥质板岩、石英粉砂岩和结晶灰岩, 其中前者常常构成萤石矿体的顶板, 岩层厚度为 941 m; ⑥第六岩性段: 主要分布在苏-查萤石矿区和敖包吐萤石矿区南矿段, 岩性组合为流纹质凝灰熔岩、晶屑凝灰岩、安山岩和流纹岩, 岩层厚度为 694 m; ⑦第七岩性段: 主要出露在西里庙比勒滚和德尔斯乌苏一带, 主要岩石类型有流纹质晶屑凝灰岩、英安岩、流纹岩、凝灰熔岩和英安质凝灰岩, 岩层厚度为 1302 m; ⑧第八岩性段: 主要分布在德尔斯乌苏和乌兰哈达一带, 主要岩性组合为流纹质晶屑凝灰岩、英安质凝灰岩和流纹岩, 岩层厚度为 21 m; ⑨第九岩性段: 主要出露在苏-查矿区、敖包吐和比勒滚一带, 主要岩石类型有流纹质晶屑凝灰岩、绢云绿泥板岩和流纹岩, 岩层厚度为 87 m。

苏-查萤石矿区及外围各个地质时代, 不同产出规模和各种几何形态中酸性侵入岩体分布广泛, 并且

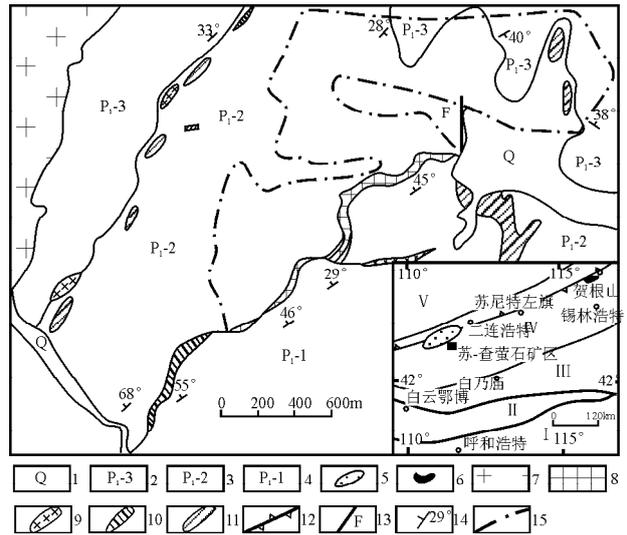


图 1 内蒙古苏-查萤石矿区地质略图(据洪大卫等, 1994; 内蒙古 102 地质队, 1987<sup>①</sup>资料改编)

Fig. 1 Simplified geological map of the Su-Cha fluorite district, Inner Mongolia (after Hong et al., 1994 and No. 102 Geological Party of Inner Mongolia, 1987<sup>①</sup>)

华北陆块: I—古元古代—太古宇结晶基底; II—中、新元古代古大陆边缘; III—白乃庙—温都尔庙前寒武纪—早古生代构造-岩浆岩带; IV—二连浩特—贺根山古生代构造-岩浆岩带; 西伯利亚板块: V—阿巴嘎旗—东乌珠穆沁旗古生代构造-岩浆岩带; 1—第四系; 2—片理化流纹岩(或斑岩); 3—碳泥质板岩; 4—流纹岩夹碳泥质板岩; 5—艾力格庙前寒武纪中间地块; 6—蛇绿岩; 7—燕山期似斑状花岗岩; 8—萤石矿体露头; 9—镁铁质岩脉; 10—砂卡岩; 11—灰岩; 12—古板块缝合带; 13—深大断裂; 14—地层产状; 15—根据钻孔数据所圈定的矿体边缘

North China continental massif: I—Paleo-Proterozoic to Archean crystalline basement; II—Med-Proterozoic to Neoproterozoic continental margin; III—Precambrian to Early Paleozoic tectono-magmatic belt of Bainaimiao—Odor Sum; IV—Paleozoic tectono-magmatic belt of Erenhot—Hegen Mt.; Siberian Plate: V—Late Paleozoic tectono-magmatic belt of Abag Qi—Dong Ujimqin Qi; 1—Quaternary; 2—foliated rhyolite (porphyritic rhyolite); 3—carbonaceous and argillaceous slate; 4—rhyolite; 5—Precambrian intermediate block of Ailigemiao; 6—ophiolite; 7—Yanshanian porphyritic granite; 8—outcrop of fluorite body; 9—mafic intrusive dykes; 10—skarn; 11—limestone; 12—suture zone of continental plates; 13—deep-rooted fault; 14—strata occurrence; 15—bounder of fluorite body defined by systematic drilling

呈岩基、岩株和岩群状分别侵入到新元古界艾力格庙群变质岩、下二叠统西里庙群火山-沉积岩和上侏罗统查干诺尔组火山岩地层中。除此之外, 石英脉、闪长玢岩脉和辉绿玢岩脉分布广泛, 一部分侵位于下二叠统西里庙群火山-沉积岩地层, 另外一部分则穿插到卫境花岗岩体之中(李士勤, 1985; 王万昌等, 1986;

内蒙古102地质队,1987<sup>①</sup>;聂凤军等,2008)。

从构造形迹上看,下二叠统西里庙群火山-沉积岩地层中各种产出规模和不同方向的褶曲构造十分明显,其产出特点可概述为:①由4个短轴背斜和3个短轴向斜构成,属苏-查束状褶皱群的一部分;②各个褶皱的轴线方向为北东向和北北东向,与区域构造线方向一致;③沿各岩性段接触部位,褶曲的几何形态和变化幅度大体相似,其形成作用发生在海西期。与各类褶曲构造相比,无论是在下二叠统西里庙群火山-沉积岩地层内,还是在卫境花岗岩体中,断裂破碎带分布广泛,其中以北东向压扭性和张扭性逆断层( $F_1$ 、 $F_2$ ),近东西向( $F_5$ 、 $F_6$ )和近南北向( $F_7$ 、 $F_8$ )张扭性逆断层或平移断层最发育,并且与萤石矿体具有密切空间分布关系。每条断裂破碎带大都由3条以上裂隙带、断层和节理带所构成,长度变化范围为2.5~6 km,宽度为几米到数百米(内蒙古102地质队,1987<sup>①</sup>;化学矿产地质研究院,2001<sup>②</sup>;聂凤军等,2008)。

## 2 样品的岩石学特征与分析过程

### 2.1 样品的岩石学特征

本文用来进行锆石 SHRIMP U-Pb 年龄测定的样品分别采自下二叠统西里庙群火山-沉积岩地层第四岩性段的含萤石蚀变流纹岩(萤石矿体底板)

和第六岩性段的未蚀变流纹岩(萤石矿体顶板)(图2)。两种流纹岩的岩相学特征简述如下:未蚀变流纹岩全岩样品呈灰色-灰白色,似斑状结构,部分样品为碎斑或残斑结构,基质为霏细、雏晶和球粒结构;条带状和块状构造发育,局部见有流动状和杏仁状构造。斑晶主要有斜长石和石英以及少量钾长石。斜长石斑晶大多为钠长石和钠-更长石、半自形-自形板状,具有钠式和卡钠联合双晶。斑晶大小变化范围通常为0.1 mm×0.3 mm~1.5 mm×2.5 mm,最大者为1.5 mm×3.8 mm;石英斑晶大多呈浑圆状和他形粒状,熔蚀边和港湾状结构发育,斑晶大小变化范围为0.5 mm×0.9 mm~1.0 mm×2.0 mm,最大者为2 mm×7 mm;钾长石斑晶大多为正长石或条纹长石,他形一半自形板状或粒状集合体,斑晶大小变化范围为0.3 mm×0.8 mm~1.2 mm×2.0 mm,最大者为1.6 mm×3.2 mm。基质组分主要为长石和石英以及脱玻化形成的长英质矿物,其间散布有少量磁铁矿、萤石和赤铁矿。微量矿物有磷灰石、钛铁矿和锆石,次生矿物有绢云母、绿泥石、高岭石、黑云母、绿帘石、绿泥石和方解石等。与前述未蚀变流纹岩相比,蚀变流纹岩样品具有下述几个特点:①全岩主要造岩矿物组分和结构构造与未蚀变流纹岩样品大体相似;②斜长石和钾长石大都为绢云母、石英和粘土类矿物所取代;③镁铁质矿

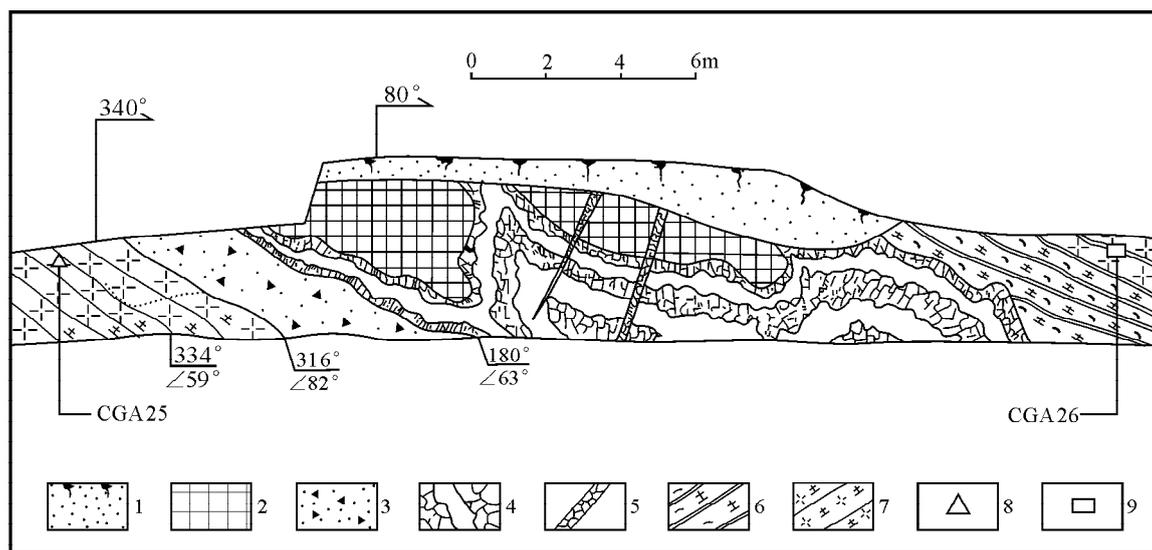


图2 内蒙古苏-查萤石矿区代表性流纹岩样品采样位置

Fig. 2 Sampling location of the representative rhyolite samples at Su-Cha fluorite district, Inner Mongolia

1—第四系;2—细晶质块状萤石矿石;3—角砾状萤石矿石;4—条带状萤石矿石;5—束状萤石矿脉;6—碳泥质页岩;

7—流纹岩;8—蚀变流纹岩采样位置;9—未蚀变流纹岩采样位置

1—Quaternary; 2—fine-grained massive type fluorite ore; 3—breccia type fluorite ore; 4—banded type fluorite ore;

5—sheaf fluorite ore; 6—carbonaceous and argillaceous slate; 7—rhyolite; 8—sampling location of altered rhyolite sample;

9—sampling location of unaltered rhyolite sample

物大都为绿泥石、绿帘石、方解石和磁铁矿所取代;④与未蚀变流纹岩相比,全岩样品中萤石含量明显增加,局部可达 15% 左右。

## 2.2 样品的分选与分析过程

如前所述,用于锆石分选的样品(CGA26 和 CGA25)分别来自苏-查特大型萤石矿床的底板和顶板围岩。锆石的分选过程如下:将 25 kg 左右的样品破碎至 2 cm<sup>3</sup> 大小,并且将其放入直径为 20 cm 的不锈钢钵中。将不锈钢钵放入 XZW100 型振动磨样机(1.1/0.75 kW)中研磨 3~5 min,此后,将样品取出,并且过 0.4 mm 孔径的筛。上述过程反复进行到所有样品全部通过 0.4 mm 孔径筛。用清水除去样品的粉尘,并且采用铝制工具淘洗富集重矿物。采用磁选和电磁选技术获取非磁性矿物,再淘洗获取锆石精矿。最后借助双目镜挑选出完整、

透明和干净(无裂隙和无包体)的锆石颗粒。将所选锆石样品与标准样品固定在直径为 25 mm 的环氧树脂靶上,并且将其研磨一半暴露出锆石的中心部分。在此之后,对待测锆石和标准锆石样品进行镀金,同时拍摄阴极发光(CL)图像(图 3)。锆石铀、钍和铅同位素分析在北京离子探针中心的 SHRIMP II 上按照标准测定完成,详细的分析原理和分析流程可参见 Williams 等(1987)、宋彪等(2002)和石玉若等(2007)的文献。分析数据是采用 Squid 和 Isoplot (Ludwig, 2003) 计算机软件处理的,衰变常数采用 Steiger 等(1997)的推荐值。表 1 中所列分析数据均为同一测点连续 5 次扫描分析的平均值,单个数据点的误差为 1 $\sigma$ 。<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 测年数据加权平均值被认为是锆石的形成时间,其置信度为 95%。

表 1 内蒙古苏-查萤石矿区流纹岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄分析结果

Table 1 The zircon SHRIMP U-Pb ages of the rhyolite samples from the Su-Cha fluorite district, Inner Mongolia

分析 点号	<sup>206</sup> Pbc (%)	<sup>206</sup> Pb* ( $\times 10^{-6}$ )	Th ( $\times 10^{-6}$ )	U ( $\times 10^{-6}$ )	Th/U	<sup>207</sup> Pb* / <sup>206</sup> Pb $\pm 1\sigma$	<sup>207</sup> Pb* / <sup>235</sup> U $\pm 1\sigma$	<sup>206</sup> Pb* / <sup>238</sup> U $\pm 1\sigma$	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U 年龄 $\pm 1\sigma$ (Ma)
未蚀变流纹岩(CGA26)									
1.1	1.90	2.36	59	63	0.94	0.0548 $\pm$ 16	0.323 $\pm$ 16	0.0427 $\pm$ 3.1	269.5 $\pm$ 8.3
2.1	1.99	6.52	118	179	0.66	0.0434 $\pm$ 11	0.248 $\pm$ 11	0.0415 $\pm$ 2.6	261.9 $\pm$ 6.6
3.1	1.62	10.70	373	278	1.34	0.0479 $\pm$ 8	0.290 $\pm$ 8	0.0438 $\pm$ 2.4	276.6 $\pm$ 6.5
4.1	2.82	2.24	29	57	0.51	0.0490 $\pm$ 22	0.300 $\pm$ 22	0.0448 $\pm$ 4.2	283.0 $\pm$ 12
5.1	3.37	3.89	83	98	0.85	0.0401 $\pm$ 21	0.247 $\pm$ 21	0.0447 $\pm$ 2.8	281.8 $\pm$ 7.6
6.1	4.17	1.69	24	47	0.51	0.0500 $\pm$ 28	0.275 $\pm$ 28	0.0400 $\pm$ 3.8	252.6 $\pm$ 9.4
7.1	4.05	2.40	41	63	0.65	0.0430 $\pm$ 26	0.249 $\pm$ 26	0.0423 $\pm$ 4.7	267.0 $\pm$ 12
8.1	2.61	2.68	52	72	0.72	0.0428 $\pm$ 20	0.250 $\pm$ 20	0.0424 $\pm$ 4.4	268.0 $\pm$ 12
9.1	6.23	2.14	33	50	0.66	0.0350 $\pm$ 49	0.230 $\pm$ 49	0.0472 $\pm$ 3.6	297.0 $\pm$ 10
10.1	3.42	2.47	29	67	0.43	0.0449 $\pm$ 21	0.256 $\pm$ 21	0.0413 $\pm$ 3.0	260.9 $\pm$ 7.6
11.1	3.03	3.86	115	101	1.14	0.0395 $\pm$ 22	0.234 $\pm$ 22	0.0430 $\pm$ 2.9	271.2 $\pm$ 7.6
蚀变流纹岩(CGA25)									
1.1	7.19	1.75	29	44	0.66	0.0450 $\pm$ 46	0.260 $\pm$ 46	0.0429 $\pm$ 3.8	271 $\pm$ 10
2.1	4.57	1.95	26	55	0.47	0.0420 $\pm$ 39	0.228 $\pm$ 40	0.0397 $\pm$ 6.8	251 $\pm$ 17
3.1	2.04	4.75	91	129	0.71	0.0457 $\pm$ 15	0.265 $\pm$ 16	0.0420 $\pm$ 4.1	265 $\pm$ 11
4.1	1.13	6.30	146	160	0.91	0.0577 $\pm$ 8.5	0.360 $\pm$ 8.9	0.0453 $\pm$ 2.6	285.4 $\pm$ 7.2
5.1	2.55	3.88	53	101	0.52	0.0498 $\pm$ 15	0.301 $\pm$ 15	0.0438 $\pm$ 3.1	276.6 $\pm$ 8.4
9.1	5.74	2.34	36	57	0.63	0.0480 $\pm$ 29	0.300 $\pm$ 30	0.0454 $\pm$ 3.4	286.4 $\pm$ 9.5
10.1	0.76	13.8	249	351	0.71	0.0515 $\pm$ 3.8	0.322 $\pm$ 4.5	0.0454 $\pm$ 2.8	286.1 $\pm$ 6.5
11.1	1.65	6.58	131	181	0.72	0.0454 $\pm$ 10	0.260 $\pm$ 10	0.0415 $\pm$ 2.6	262.4 $\pm$ 6.6

注:<sup>206</sup>Pbc 为普通铅;<sup>206</sup>Pb\* 为放射性铅。分析单位:北京离子探针分析中心。

## 3 分析结果

### 3.1 未蚀变流纹岩(CGA26)

阴极发光图像显示,未蚀变流纹岩样品锆石颗粒大小不一,粒径变化范围为 80~185  $\mu$ m,长宽比为 1:1~4:1。所测锆石大体可划分为 2 种类型,即长柱状和短轴状,前者多以长柱状自形晶(或半自

形晶)形式出现,并且以具有韵律环带结构为特点,后者多呈短轴状(或椭圆状)半自形晶或他形晶产出(图 3)。尽管所测锆石晶体无论是在颗粒大小和长宽比值上,还是在晶体几何形态方面均存在有一定的差异,但是它们的韵律环带结构表明,其形成作用与岩浆活动有关(Paterson et al., 1992; Pidgeon et al., 1998)。

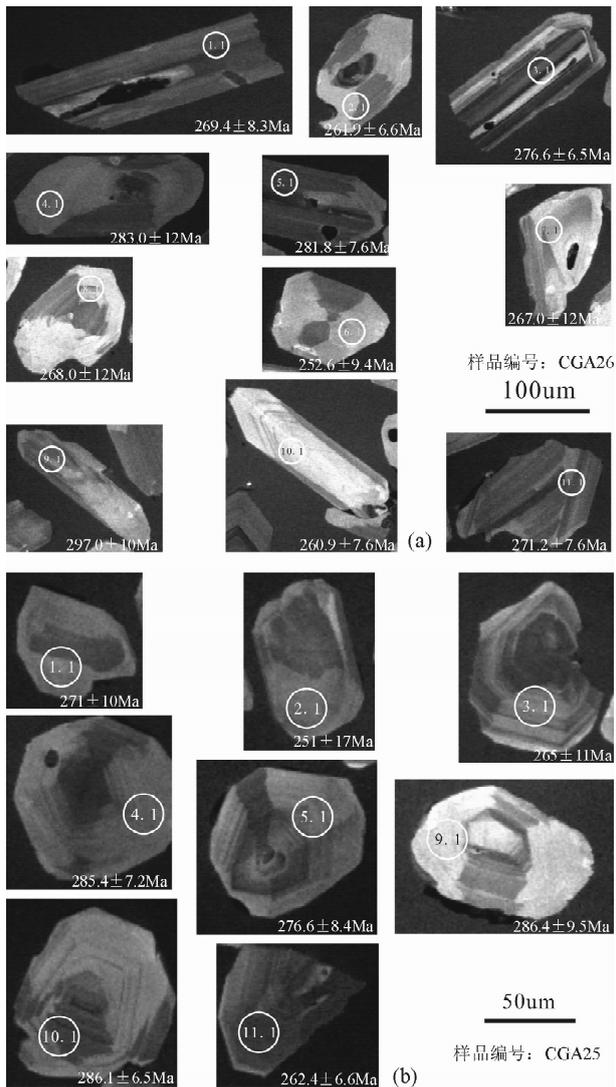


图3 内蒙古苏-查萤石矿区未蚀变(a)和蚀变流纹岩(b)锆石阴极发光图像

Fig. 3 Cathodoluminescence images showing the external and internal structures of zircon grains of the unaltered (a) and altered (b) rhyolite samples from the Su-Cha fluorite district, Inner Mongolia

锆石 11 个分析点的铀和钍含量变化范围分别为  $(47 \sim 278) \times 10^{-6}$ , 平均值为  $98 \times 10^{-6}$  和  $(24 \sim 373) \times 10^{-6}$ , 平均值为  $87 \times 10^{-6}$ 。除了个别分析点的数据外, 大多数分析点的铀和钍含量存在正相关关系。Th/U 值变化范围为 0.43~1.34, 平均值为 0.76。除 1 个分析点的 Th/U 值为 0.43 外, 其余分析点 Th/U 值均大于 0.5, 最高值为 1.34。前人研究表明, 岩浆成因锆石 Th/U 值一般均大于 0.5, 钍和铀含量具有良好的正相关关系。相比之下, 变质成因锆石 Th/U 值一般均小于 0.5, 钍和铀含量的相关性不很明显 (Paterson et al., 1992;

Pidgeon et al., 1998; Gerhard et al., 1999; Hoskin et al., 2000)。根据所分析锆石样品的钍和铀分析数据, 并且结合锆石形态特征, 可以推测, 苏-查萤石矿区未蚀变流纹岩的锆石属岩浆成因。

锆石颗粒 11 个分析点  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄值变化范围为 252.6~297.0 Ma, 平均值为 271.8 Ma。在 11 个分析点中, 2 个分析点的年龄值分别为  $297 \pm 10$  Ma 和  $283 \pm 12$  Ma (图 3a 中 4.1 和 9.1), 平均值为  $290 \pm 11$  Ma; 2 个分析点的年龄值分别为  $276.6 \pm 6.5$  Ma 和  $281.8 \pm 7.6$  Ma, 平均值为  $279.2 \pm 7.1$  Ma (图 3a 中 3.1 和 5.1); 7 个分析点的年龄值分别为  $252.6 \pm 9.4$  Ma (图 3a 中 6.1)、 $260.9 \pm 7.6$  Ma (图 3a 中 10.1)、 $261.9 \pm 6.6$  Ma (图 3a 中 2.1)、 $267 \pm 12$  Ma (图 3a 中 7.1)、 $268 \pm 12$  Ma (图 3a 中 8.1)、 $269.5 \pm 8.3$  Ma (图 3a 中 1.1) 和  $271.2 \pm 7.6$  Ma (图 3a 中 11.1), 平均值为  $264.4 \pm 9.1$  Ma。尽管锆石颗粒各分析点的年龄值分布范围存在有一定的重叠性, 但是在  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  对  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  一致曲线图上 (图 4a), 所有分析点数据呈群簇状分布在谐和线及其附近, 加权平均值为  $276 \pm 10$  Ma (图 4a), MSWD 值为 1.8。总体上看, 萤石矿体顶板未蚀变流纹岩锆石 SHRIMP U-Pb 同位素年龄值略高于矿体底板蚀变流纹岩同类值 ( $271 \pm 10$  Ma)。

### 3.2 蚀变流纹岩(CGA25)

阴极发光图像显示, 蚀变流纹岩锆石颗粒大小不一, 大多呈短柱状或椭圆状半自形晶或其他形晶出现, 粒径变化范围为  $150 \sim 200 \mu\text{m}$ , 长宽比值为 1:1~2:1。锆石颗粒 8 个分析点的铀和钍含量分别为  $(44 \sim 351) \times 10^{-6}$ , 平均值为  $135 \times 10^{-6}$  和  $(29 \sim 249) \times 10^{-6}$ , 平均值为  $95 \times 10^{-6}$ , Th/U 值变化范围为 0.47~0.91, 平均值为 0.67。与前述未蚀变流纹岩样品锆石颗粒一样, 蚀变流纹岩样品锆石颗粒的铀和钍含量以及 Th/U 值同样与岩浆成因锆石比较相似 (Paterson et al., 1992; Pidgeon et al., 1998; Gerhard et al., 1999; Hoskin et al., 2000)。

锆石样品 8 个分析点  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄值变化范围为 262.4~286.4 Ma, 平均值为 272.9 Ma。在 8 个分析点中, 3 个分析点的年龄值分别为  $286.1 \pm 6.5$  Ma (图 3b 中的 10.1)、 $285.4 \pm 7.2$  Ma (图 3b 中的 4.1) 和  $286.4 \pm 9.5$  Ma (图 3b 中的 9.1), 平均值  $285.9 \pm 7.8$  Ma; 2 个分析点的年龄值分别为  $276.6 \pm 8.4$  Ma (图 3b 中的 5.1) 和  $271 \pm 10$  Ma (图 3b 中的 1.1), 平均值为  $273.8 \pm 9.2$  Ma; 3 个分析点的年龄值为  $259.5 \pm 11.5$  Ma。从锆石颗粒的中心到其

边部,同位素年龄值也呈现出从老到新的变化趋势。在 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 对 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 一致曲线图上(图 4b),所有分析数据呈群簇状分布在谐和线上及其附近,加权平均值分别为 $271\pm 8\text{ Ma}$ (图 4b),MSWD 值为 1.9。从总体上看,萤石矿体底板蚀变流纹岩锆石颗粒 SHRIMP U-Pb 同位素年龄值略低于矿体顶板未蚀变流纹岩同类值( $276\pm 10\text{ Ma}$ )。

## 4 讨论

### 4.1 流纹岩的形成时代

华北陆台与西伯利亚板块的碰撞时间和位置一直是我国北方造山带研究中最引人关注的科学问题,阐明古亚洲洋的地质演化历史是解决上述难题的关键(陈琦等,1992;徐备等,1997;Xiao et al., 2003)。新元古代末期,古亚洲洋壳开始分别与南北

两侧的古大陆块体发生俯冲作用,受此构造活动影响,古洋壳与古大陆块、古洋壳与微陆块、微陆块与微陆块、微陆块与古大陆块体发生多期次碰撞和对接,并且在西伯利亚板块南缘和华北陆台北缘形成规模大小不等和几何形态各异的沟-弧-盆体系(Zhang et al., 1989;王荃等,1991;陈琦等,1992)。苏-查萤石矿区东西两侧的野外地质调查成果和蓝片岩(或蛇绿岩)同位素年龄数据表明,华北陆台与西伯利亚板块的最终“焊接”时间为 320 Ma 左右(Zhang et al., 1989;王荃等,1991;邵济安等,2002)。需要指出的是,古亚洲洋壳与古大陆块体相互作用所诱发的挤压与张裂活动是交替进行的,古陆块体(或洋壳)对接所产生的挤压应力从碰撞点传递到古大陆内部需要一定的时间,即在同一地质时期,古大陆不同部位的受力状态是不一样的。同样,从古板块缝合带到古大陆内部的松弛和拉张作用也存在有一个多米诺骨牌式的递进发展过程,因此,华北陆台与西伯利亚板块缝合带张裂盆地的发育程度和形成时间分别高于和早于古大陆内部裂陷带(或盆地)。

王荃等(1991)认为,早石炭世时期,华北陆台与西伯利亚板块沿二连浩特—贺根山一线碰撞对接为一整体,在此之后,受区域构造应力大幅度调整作用影响,古板块缝合线两侧裂陷作用强烈,并且在苏查—西里庙—二道井—林西一带形成一条近东西向断续分布的裂陷槽。另外一种意见认为,华北陆台北侧的晚古生代海槽实际就是一条规模宏大的断陷槽,下二叠统西里庙群和其他上石炭统—下二叠统火山—沉积岩地层均是上述裂陷槽的组成部分(Zhang et al., 1989;陈琦等,1992;徐备等,1997)。无论是哪种学术观点,他们均承认在早二叠世时期,苏-查萤石矿区及外围曾发生过一定规模的张裂构造作用,并且诱发有中酸性岩浆活动,下二叠统西里庙群火山—沉积岩地层中的流纹岩就是此期构造—岩浆活动的产物。

野外地质调查和室内综合研究结果表明,下二叠统西里庙群流纹岩具有下述 2 个特点,其一,岩层产出厚度大、类型齐全和连续性好;其二,与萤石矿体具有密切的空间分布关系。需要提及的是,萤石矿体顶板围岩中的流纹岩未遭受到任何构造和热液蚀变作用影响,原岩结构构造和矿物组分清晰可见。相比之下,萤石矿体底板围岩中的流纹岩曾遭受到强烈热液蚀变作用,原岩结构构造和矿物组分均已面目全非,是否能够与顶板未蚀变流纹岩相比较值

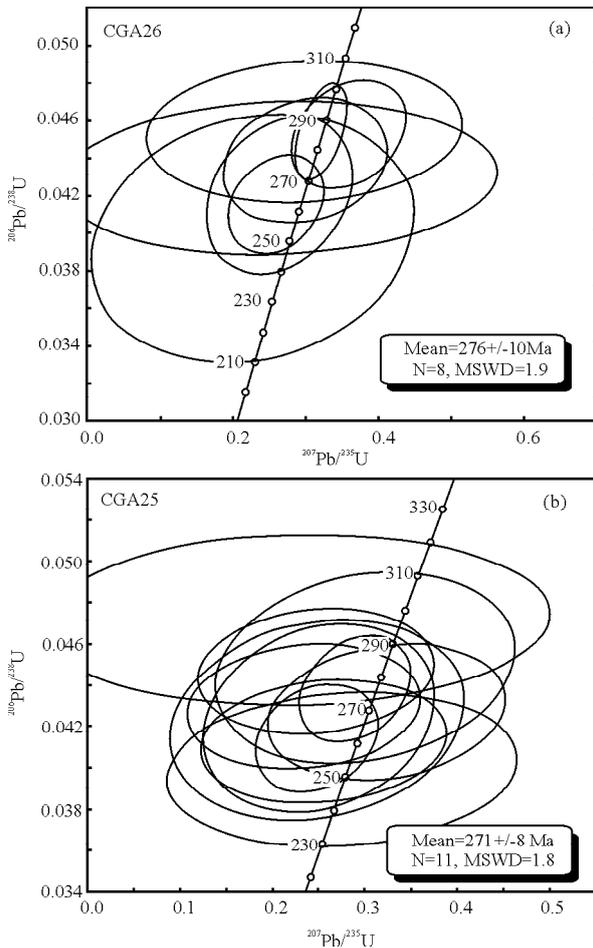


图 4 内蒙古苏-查萤石矿区未蚀变(a)和蚀变流纹岩(b)锆石 SHRIMP U-Pb 谐和图

Fig. 4 Zircon SHRIMP U-Pb concordia plots for the unaltered (a) and altered (b) rhyolite samples from the Su-Cha fluorite district, Inner Mongolia

得怀疑。本次同位素年代学研究结果表明,萤石矿体底板蚀变流纹岩(属西里庙群第四岩性段)和顶板(属西里庙群第六岩性段)未蚀变流纹岩锆石 SHRIMP U-Pb 同位素年龄值分别为  $276 \pm 10$  Ma 和  $271 \pm 8$  Ma。无论是萤石矿体底板蚀变流纹岩,还是顶板未蚀变流纹岩,它们均是海西晚期(早二叠世)构造-岩浆活动的结果。流纹岩样品锆石颗粒同位素年代学数据再次印证了苏-查萤石矿区早二叠世张裂构造环境中酸性岩浆活动的存在。

#### 4.2 流纹岩的成岩作用

聂风军等(2007<sup>①</sup>, 2008)曾对苏-查特大型萤石矿床顶、底板围岩代表性流纹岩样品进行过主元素、微量元素和稀土元素分析。研究结果表明,与未蚀变样品相比,蚀变流纹岩样品除了  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{K}_2\text{O}$  和  $\text{CO}_2$  含量明显增高,  $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$  和铁质组分( $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ )明显降低外,其微量元素和稀土元素含量及特征比值并无明显变化。另外,详细的对比研究结果表明,无论是在产出环境上,还是在元素(主元素、微量元素和稀土元素)地球化学方面,苏-查萤石矿区未蚀变流纹岩样品完全可与内蒙古中部二叠纪碱性花岗岩相似(洪大卫等, 1994)。根据上述地质事实,可以初步推测,大面积早二叠世流纹岩的出现标志着我国北方地壳在晚古生代时期就已经从挤压状态转变为拉张状态。

根据流纹岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄值,对流纹岩样品的钆同位素数据进行了数值计算。5 件代表性流纹岩样品的  $\epsilon_{\text{Nd}}(276 \text{ Ma})$  值变化范围为 0.16 ~ 2.40, 平均值为 0.87。钆同位素的这种组成特点至少反映了以下 3 方面的问题。其一、流纹岩成岩物质来源的钆同位素组成并非十分均匀;其二、古陆壳物质对酸性岩浆产生过一定的混染作用;其三、流纹岩成岩物质来自壳、幔混合源,其中幔源组分在成岩物质中占有较高比例。洪大卫等(2000)曾注意到兴蒙造山带(含苏-查萤石矿区)显生宙花岗岩以具有正  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值为特征,并且认为花岗岩的形成与幔源为主年轻洋壳的部分熔融作用有关。尽管流纹岩与花岗岩在岩相学和形成机理上并不完全一样,但是在其钆同位素体系演化过程存在有许多可对比之处,特别是导致  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值升高或降低的影响因素。根据 5 件流纹岩样品的钆同位素特征,可以推测苏-查萤石矿区流纹岩的形成过程大体经历过以下几个阶段:① 276 Ma 之前,亏损地幔源洋壳与陆壳物质发生物理或化学混合作用;② 受海西晚期强烈构造作用影响,混合物质发生部分熔融,并且形成一定量

的酸性岩浆;③ 酸性岩浆沿特定构造部位喷溢到地表,并且形成大面积分布的流纹岩;④ 受成岩作用后期水-岩反应作用影响,部分流纹岩发生热液蚀变作用,并且形成蚀变流纹岩。

## 5 结 论

(1) 苏-查萤石矿区下二叠统西里庙群第六岩性段未蚀变流纹岩(萤石矿体顶板围岩)锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为  $271 \pm 8$  Ma, MSWD 值为 1.8。根据上述同位素年龄数据,同时结合其他地质证据,可以推测未蚀变流纹岩是海西晚期张裂构造环境中酸性岩浆活动的产物。

(2) 尽管苏-查萤石矿区下二叠统西里庙群第四岩性段蚀变流纹岩(萤石矿体底板围岩)遭受到强烈热液蚀变,原岩结构构造和矿物组分面目全非,但是其锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为  $276 \pm 10$  Ma, MSWD 值为 1.9。蚀变流纹岩与未蚀变流纹岩的原岩形成时间大体相似,同样是海西晚期张裂构造环境中酸性岩浆活动的结果。

(3) 根据蚀变与未蚀变流纹岩的同位素年龄数据,同时结合全岩样品钆同位素证据,可以推测,张裂构造体制下壳、幔源物质通过混合、熔融、同化、储集和均一化作用可产生一定规模的酸性岩浆,并且沿特定构造部位喷溢到地表,进而形成大面积分布的早二叠世流纹岩。

**致谢:**野外地质调查过程中得到中国神舟矿业股份有限公司于晓静女士和徐学明先生帮助,锆石 SHRIMP U-Pb 分析得到北京离子探针中心万渝生研究员和高华女士的支持。中国地质大学(北京)蔡克勤教授的建设性修改意见,对本文水平的提高起到了重要作用。对于上述各位地质同行,笔者在此一并致以衷心的感谢!

### 注 释

- ① 内蒙古 102 地质队. 1987. 内蒙古自治区四子王旗苏莫查干敖包萤石矿床初步勘查报告. 内蒙古地质矿产局内部资料, 1~70.
- ② 化学矿产地质研究院. 2001. 中国化工地质概论. 化学矿产地质研究院内部研究报告, 367~382.
- ③ 聂风军, 江思宏, 许东青, 等. 2007. 内蒙古苏-查萤石矿区流纹岩的岩石学特征及成因. 国家自然科学基金项目(编号: 40573025) 年度工作小结, 1~8.

### 参 考 文 献

- 陈琦, 仇甘霖, 杜玉申, 等. 1992. 白乃庙—温都尔庙区域构造及华北板块北缘构造演化. 长春地质学院学报, 22(增刊): 119~129.

- 洪大卫,黄怀曾,肖宜君,等. 1994. 内蒙古中部二叠纪碱性花岗岩及其地球动力学意义. *地质学报*, 68(3):219~230.
- 洪大卫,王试光,谢锡林,等. 2000. 兴安造山带正  $\epsilon(Nd, t)$  值花岗岩的成因和大陆地壳生长. *地质学前沿*, 7(2):441~456.
- 李士勤. 1985. 火山作用形成的特大型沉积萤石矿床. *地质与勘探*, 21(1):30~31.
- 内蒙古自治区地质矿产局. 1991. 内蒙古区域地质志. 中华人民共和国地质矿产部专报, (一)区域地质, 第25号. 北京:地质出版社, 1~725.
- 聂凤军,许东青,江思宏,刘妍. 2008. 内蒙古苏莫查干敖包特大型萤石矿床地质特征及成因. *矿床地质*, 27(1):1~13.
- 邵济安,洪大卫,张履桥. 2002. 内蒙古火成岩 Sr-Nd 同位素特征及成因. *地质通报*, 21(12):817~822.
- 石玉若,刘敦一,张旗,等. 2007. 内蒙古中部苏尼特左旗地区三叠纪 A 型花岗岩锆石 SHRIMP 铀-铅年龄及其区域构造意义. *地质通报*, 26(2):183~189.
- 宋彪,张玉海,万渝生,等. 2002. 锆石 SHRIMP 样品靶制作. 年龄测定及有关现象讨论. *地质论评*, 48(增刊):26~30.
- 王荃,刘雪亚,李锦轶. 1991. 中国华夏与安加拉古陆间的板块构造. 北京:北京大学出版社, 199~202.
- 王万昌,杨宝善,张绍平. 1986. 苏莫查干敖包—西力庙萤石矿床地质特征及成矿地质作用探讨. *内蒙古地质*, (1):20~30.
- 徐备,陈斌. 1997. 内蒙古北部华北板块与西伯利亚板块之间中生代造山带的结构及演化. *中国科学(D辑)*, 27(3):227~232.
- 中国矿床发现史—内蒙古卷编委会. 1996. 中国矿床发现史—内蒙古卷. 北京:地质出版社, 1~279.
- Gerhard Vavra, Rolf Schmid, Dieter Gebauer. 1999. Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite to granulite facies zircon: geochronology of the Ivrea Zone (southern Alps). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 134:404.
- Hoskin P W O, Black L P. 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, 18:423~439.
- Ludwig K R. 2003. User's manual for isoplot 3.0, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkely: Berkely Geochronological Center Special Publication, 4:25~32.
- Paterson B A, Stephens W E, Rogers G, et al. 1992. The nature of zircon inheritance in two granite plutons. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Science*, 83:459~471.
- Pidgeon R T, Nemchin A A, Hitchen G J. 1998. Internal structures of zircon from Archean granites from the Darling Range batholith: implications for zircon stability and the interpretation of zircon U-Pb ages. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 132:288~299.
- Steiger R H, Jager E. 1997. Subcommittee on geochronology: Convention or the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Ear. Plan. Sci. Lett.*, 36:359~362.
- Williams I S, Claesson S. 1987. Isotope evidence for the Precambrian province and Caledonian metamorphism of high grade paragneiss from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides, II Ion microprobe zircon U-Th-Pb. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 97:205~217.
- Xiao Wenjiao, Windley B F, Hao Jie, et al. 2003. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: Termination of the central Asian orogenic belt. *Tectonics*, 22(6):8~20.
- Zhang Y P, Tang K D. 1989. Pre-Jurassic tectonic evolution of intercontinental region and the suture zone between the North China and Siberian platforms. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 3(1~4):47~55.

## Zircon SHRIMP U-Pb Dating on Rhyolite Samples from the Xilimiao Group Occurring in the Su-Cha (Sumoqagan Obo) Fluorite District, Inner Mongolia

NIE Fengjun, XU Dongqin, JIANG Sihong, HU Peng

*Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing, 100037*

### Abstract

The Su-Cha (Sumoqagan Obo) fluorite district, located on the northern margin of the North China continental massif, is the largest fluorite-only district in the world. Fluorite mineralization occurs mainly within in Late Paleozoic volcano-sedimentary sequences of the Xilimiao Group. Previous studies show that the geological setting for the Su-Cha fluorite district is a late Paleozoic rift basin along the convergence zone of the Northern China continental massif and Siberian platform. The whole Xilimiao Group can be divided into 9 sections, with a total thickness of 5667 m. The No. 4 and No. 6 sections constitute the hanging wall and foot wall of the fluorite bodies located in the Su-Cha district, respectively. The two sections of the Xilimiao Group consist of mainly rhyolite (porphyritic rhyolite), rhyolitic tufflava, tuffaceous sediments, sandstone, marble, limestone, carbonaceous and argillaceous slates, with a certain amount of skarn lens. Locally, the volcano-sedimentary sequences of the Xilimiao Group have been intruded by a number of Mesozoic Yanshanian granitoid stocks. Both fresh rhyolite samples from the hanging wall and altered

rhyolite samples from the foot wall of the fluorite bodies have been selected for the isotopic age dating. The SHRIMP U-Pb analytical data for the zircon grains both from the fresh and altered rhyolite samples are presented in this paper. The zircon grains separated from the fresh rhyolite sample give an average SHRIMP U-Pb age of  $271 \pm 8$  Ma, with MSWD value of 1.8. Meanwhile, the zircon grains separated from the altered rhyolite samples have yield an average SHRIMP U-Pb age of  $276 \pm 10$  Ma, with MSWD value of 1.9. Based on the zircon SHRIMP U-Pb age data mentioned above and combined with other geological evidences, it has been suggested that the rhyolite and its related fluorite deposit were formed within an Early Permian rift basin located along the collision zone of the Northern China continental massif and Siberian platform. The rhyolite is believed to be a product of late Hercynian tectonic-magmatic processes caused by coeval re-working of the deep-rooted faults occurring along the northern margin of the Northern China Massif. The rock-forming materials of the rhyolite sequences were derived from the mixed sources of mantle- and crustal-related components.

**Key words:** rhyolite; zircon SHRIMP U-Pb dating; Early Permian; Su-Cha (Sumoqagan Obo) fluorite district; Inner Mongolia