

doi: 10.12029/gc20200409004

王凤岗, 姚建, 吴玉, 陈友良, 孙泽轩, 张玉顺, 李秋实. 2024. 四川攀枝花大田地区铀矿化透镜地质体特征、成因及其对深源铀成矿的启示[J]. 中国地质, 51(3): 912–931.

Wang Fenggang, Yao Jian, Wu Yu, Chen Youliang, Sun Zexuan, Zhang Yushun, Li Qiushi. 2024. Characteristics and genesis of uranium mineralized lenses and its implications for deep-source uranium metallogenesis in Datian area of Panzhihua, Sichuan Province[J]. Geology in China, 51(3): 912–931(in Chinese with English abstract).

## 四川攀枝花大田地区铀矿化透镜地质体特征、成因及其对深源铀成矿的启示

王凤岗<sup>1</sup>, 姚建<sup>2</sup>, 吴玉<sup>1</sup>, 陈友良<sup>3</sup>, 孙泽轩<sup>2</sup>, 张玉顺<sup>4</sup>, 李秋实<sup>1</sup>

(1. 核工业北京地质研究院, 中核集团铀资源勘查与评价技术重点实验室, 北京 100029; 2. 核工业二八〇研究所, 四川 广汉 618300; 3. 成都理工大学, 四川 成都 610059; 4. 东华理工大学, 江西 南昌 330013)

**摘要:**【研究目的】近期在四川省攀枝花大田地区发现了呈雁列式展布铀矿化透镜体群, 无论是在铀矿化特征上还是在成因上均极为特殊, 具有重要的研究价值。【研究方法】通过对铀矿化透镜体开展岩石学、矿物学、岩石地球化学、同位素地质学及年代学、铀赋存状态及铀矿化与透镜体之间的成因联系等研究。【研究结果】铀矿化透镜体基本由斜长石组成并发生了强烈钠黝帘石化, 具有岩浆岩常见的镶嵌结构, 形成年龄为 821 Ma(SIMS 锆石 U-Pb)。化学组成上具有富 Na<sub>2</sub>O(含量 3.95%~5.68%, 平均为 5.09%)、CaO(含量 4.40%~7.35%, 平均为 5.46%), 贫 SiO<sub>2</sub>(含量 51.52%~55.09%, 平均为 53.34%)的特征。微量元素分析结果显示铀矿化透镜体具有极低的 ΣREE 含量(含量  $9.96 \times 10^{-6}$ ~ $33.63 \times 10^{-6}$ , 平均为  $22.03 \times 10^{-6}$ ), 特殊的铕正异常( $\delta Eu=1.59$ ~ $5.51$ , 平均为 2.68)稀土配分模式。 $I_{Sr}$  值介于 0.7060~0.7088, 平均为 0.7074, 具有地幔来源特征。透镜体中铀主要呈独特的“铀钛矿物聚集体”形式存在, 主要由“金红石+铀钛混合物+钛铀矿+晶质铀矿+锆石”等矿物组成, 且上述矿物具有由“金红石(Ti)→铀钛混合物(Ti>U)→钛铀矿(Ti<U)→晶质铀矿(U)”的演化特征。【结论】根据铀矿物与透镜体的关系及铀矿物稀土元素示踪等综合判断, 铀矿化具有岩浆成因属性, 推测在深部高温(>700℃)高压(>15 kbar)的环境中, U 与 Ti 具有极强的亲性和, 形成以  $NaU^{4+}(Ti^{4+})[TiO_4]^{4+}(F, Cl)$  为主要形式的络合物, 并在熔体中向富钠的部位迁移、富集。铀与透镜体具有同源、同成因特征, 而“铀钛矿物聚集体”是在等压降温过程中因温度降低从浆状体中分离出来所形成。攀枝花大田地区铀矿化透镜体的发现提供了深源铀成矿的地质实例, 为探讨深源铀成矿提供了参考。

**关键词:** 铀矿化透镜体; 铀钛矿物聚集体; 斜长岩; 幔源; 矿产勘查工程; 攀枝花大田地区; 四川

**创新点:** 确认攀枝花大田地区铀矿化透镜体矿化属特殊的铀矿化类型, 系首次发现, 且铀具有深部来源特征, 为探讨铀在深部的地球化学性状提供了依据。

中图分类号: P619.14 文献标志码: A 文章编号: 1000-3657(2024)03-0912-20

## Characteristics and genesis of uranium mineralized lenses and its implications for deep-source uranium metallogenesis in Datian area of Panzhihua, Sichuan Province

WANG Fenggang<sup>1</sup>, YAO Jian<sup>2</sup>, WU Yu<sup>1</sup>, CHEN Youliang<sup>3</sup>, SUN Zexuan<sup>2</sup>, ZHANG Yushun<sup>4</sup>,

收稿日期: 2020-04-09; 改回日期: 2020-07-25

基金项目: 中国核工业地质局铀矿地质科研项目(201807-03、202346-4)与国家自然科学基金项目(41472073)联合资助。

作者简介: 王凤岗, 男, 1977 年生, 正高级工程师, 主要从事岩石矿物学及铀矿地质研究; E-mail: wfg9818@163.com。

LI Qiushi<sup>1</sup>

(1. CNNC Key laboratory of Uranium Resource Exploration and Evaluation Technology, Beijing Research Institute of Uranium Geology, Beijing 100029, China; 2. No.280 Institute Reaserch CNNC, Guanghan 618300, Sichuan, China; 3. Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China; 4. East China University of Technology, Nanchang 330013, Jiangxi, China)

**Abstract:** This paper is the result of mineral exploration engineering.

**[Objective]** A very special and echelon arrangement uranium mineralized lenses group were found in the Datian area of Panzhihua, Sichuan Province, with important research value. **[Methods]** Through the comprehensive studies, including petrology, mineralogy petrochemistry, isotope geology and chronology, uranium occurrence state the genetic relationship between uranium mineralization and lenses. **[Results]** The lenses mainly consist of plagioclase with strongly sodium zoisitization, and have typical magmatic mosaic texture, with age of 821 Ma (SIMS zircon U–Pb age). They have the chemical composition characterics of high Na<sub>2</sub>O (3.95%–5.68%, average 5.09%), CaO (4.40%–7.35%, average 5.46%), low SiO<sub>2</sub> (51.52%–55.09%, average 53.34%). The analysis of trace element show that lenses have very low  $\Sigma$ REE content ( $9.96 \times 10^{-6}$ – $33.63 \times 10^{-6}$ , average  $22.03 \times 10^{-6}$ ), positive Eu anomalies ( $\delta$ Eu=1.59–5.51, average 2.68) and special REE distribution patterns. The results of  $I_{Sr}$  (0.7060–0.7088, average 0.7074) indicate that the raw material of lenses coming from the mantle. The mainly uranium occurrence state in lenses is the unique "U–Ti minerals aggregates". The "U–Ti minerals aggregates" are mainly composed of rutile, uranium–titanium mixture, brannerite and uranium, and the minerals in "U–Ti minerals aggregates" have the evolutionary characteristics of "rutile (Ti)→uranium–titanium mixture (Ti>U)→brannerite (Ti<U) → uranium(U)". **[Conclusions]** According to the relationship between uranium minerals and lenses, and the REE tracer method of uranium minerals, it is confirmed that the uranium mineralization genesis is relation to magmatism. It is speculated that the NaU<sup>4+</sup>(Ti<sup>4+</sup>)[TiO<sub>4</sub>]<sup>4+</sup>(F,Cl) is mainly complex in the deep environment with high temperature (>700 °C) and high pressure (>15 kbar), and it can move and concentrate in the sodium–rich site in the lenses. The U and raw material of lenses originate from same magma, and the "U–Ti minerals aggregates" are separated from magma body in the process of isobaric cooling. The discovery of uranium mineralized lenses in Datian area of Panzhihua provides the direct geological case that uranium can be enriched in the mantle, and this discovery provides a reference for the discussion of deep-source uranium metallogenesis.

**Key words:** uranium mineralized lenses; U–Ti minerals aggregates; anorthosite; mantle source; mineral exploration engineering; Datian area of Panzhihua; Sichuan

**Highlights:** The lens mineralization of uranium mineralization in Datian area of Panzhihua belongs to a special type of uranium mineralization, which is discovered for the first time, and the uranium has the characteristics of deep source, providing a basis for the study of the geochemical properties of uranium in the deep.

**About the first author:** WANG Fenggang, male, born in 1977, professor level senior engineer, mainly engaged in uranium geology and petromineralogy; E-mail: wfg9818@163.com.

**Fund support:** Supported by the projects of China Nuclear Geology (No.201807–03, No.202346–4) and National Natural Science Foundation of China (No.41472073).

## 1 引言

近期,在四川省攀枝花市大田地区前寒武纪变质岩中发现了多个呈雁列式展布的铀矿化透视镜地质体群,通过对铀矿化透视镜体中铀的存在形式研究,发现铀的赋存状态极为特殊,主要由“金红石、铀钛混合物、钛铀矿及少量晶质铀矿”等矿物组合而成的“铀钛矿物聚集体”,上述矿物聚集体呈不规则状,根据其形态推断其形成过程中具“塑性”特

征,铀钛矿物聚集体与周边的矿物(主要为斜长石)界线清晰、截然。更为奇特的是组成聚集体的矿物具有由金红石(钛为主,极少量铀)→铀钛混合物(钛多铀少)→钛铀矿(铀多钛少)→晶质铀矿(铀为主)的演化特征。这种特殊的铀矿化现象及演化规律尚无报道,系首次发现。

进一步通过岩相学、锆石及铀矿物 U–Pb 同位素年代学、铀矿物稀土元素示踪等方法对铀矿化与透视镜体之间的关系进行了研究,发现铀矿化与铀矿

化透镜体具有同源、同成因特征,特别是发现了包裹于斜长石晶粒中的铀钍矿物聚集体的现象,进一步确认二者在成因上的密切联系。更为重要的是,通过对铀矿化透镜体开展系统的岩石学、岩石地球化学及 Rb-Sr 同位素等研究发现,铀矿化透镜体具有岩浆成因特征且来自地幔,进而确认透镜体中的铀也具有地幔来源特征,上述发现对深源铀成矿研究具有重要的意义。根据现阶段铀成矿理论,铀主要来源于地壳,铀以  $U^{6+}$  形式迁移,而以  $U^{4+}$  形式沉淀,因此,在铀成矿研究中极其注重氧化-还原作用对铀成矿的控制作用的研究,但氧化-还原作用在内生铀矿床成因研究过程中却面临巨大的挑战:铀不可能从地球深部相对缺氧的条件下以  $U^{6+}$  形式迁移到地表,而在富氧条件下以  $U^{4+}$  形式沉淀成矿,说明氧化-还原作用对于内生铀矿床的形成作用并不明显。通过更为深入的研究发现,内生铀矿,特别是一些富大铀矿地区具有垂幅大,成矿温度偏高,铀矿化形成年龄与基性岩脉一致且常与幔源的流体成矿作用有关,因此,地幔流体及深源铀成矿作用是当前铀矿研究备受关注的前沿课题(王正其和李子颖, 2007),学界也在积极探索深源铀成矿的可能性。对于深源铀成矿的探讨,目前可综合为两种观点:一是认为铀来自地壳,而  $CO_3^{2-}$ 、F 等矿化剂来自深部(胡瑞忠等, 1993, 2004, 2019; 邓平等, 2003; 毛景文等, 2005; 庞雅庆等, 2019; 吴德海等, 2019; 田建吉等, 2019)。二是矿化剂和部分铀均来自深部地幔(李子颖等, 1999; 姜耀辉等, 2004; 李子颖, 2006; 黄世杰, 2006; 王正其和李子颖, 2007; Li et al., 2015),甚至铀可能来自更深部的地核(Herndon, 1993, 2003, 2006; Rosenbaum et al., 1996; 姜耀辉等, 2004; Li et al., 2015)。鉴于上述认识主要是建立在同位素示踪等“间接证据”的基础上得出的,并没有发现深源矿化的地质实例,从而制约了对深源铀成矿的深入研究,对于是否存在深源铀成矿也一直存在争议。

攀枝花大田地区铀矿化透镜体的发现提供了铀来源于深部的地质证据,同时也为探讨铀在深部的地球化学性状提供了依据。

## 2 区域及矿床地质

四川省攀枝花大田铀矿化区位于扬子陆块西

缘,康滇地轴中部(图 1a)。区内发育一套太古宇—元古宇角闪岩相中高级变质岩基底,以混合岩、黑云斜长片麻岩、变粒岩、斜长角闪岩为主,原岩为一套基性火山岩和中酸性火山-沉积岩。盖层为震旦系和古生界、中生界以及零星出露的新近系和第四系。区域构造以近南北向断裂为主,如元谋—绿汁江断裂、安宁河—易门断裂等,大田铀矿化区内的构造主要为北西向的断裂  $F_3$ 。区内岩浆岩以新元古界石英闪长岩、片麻状钾长花岗岩和黑云斜长花岗岩为主(图 1b)。

## 3 样品采集及测试方法

### 3.1 铀矿化透镜体产出特征

攀枝花大田地区铀矿化透镜体地表露头位于大田地区 II 号铀矿化带中段(图 1b),该露头最初由核工业二八〇研究所发现,后又通过地表工程进一步进行了揭露。地表出露的铀矿化透镜体群总体呈雁列式排列,每个透镜体规模相差不大,最厚处 60~90 cm,长约 200 cm(图 2a),透镜体总体倾向南,倾角约  $30^\circ$ ,根据地表工程揭露,在深部仍有透镜体存在。

### 3.2 样品采集

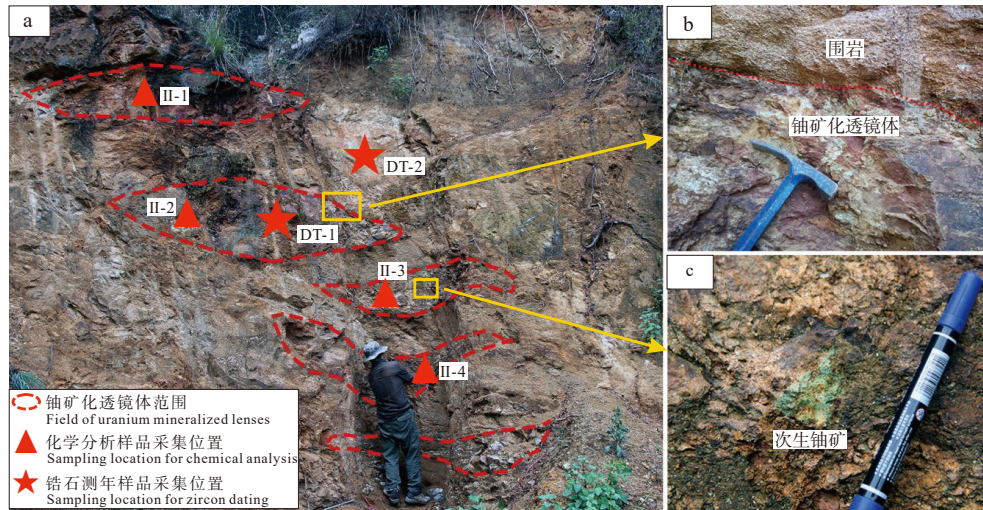
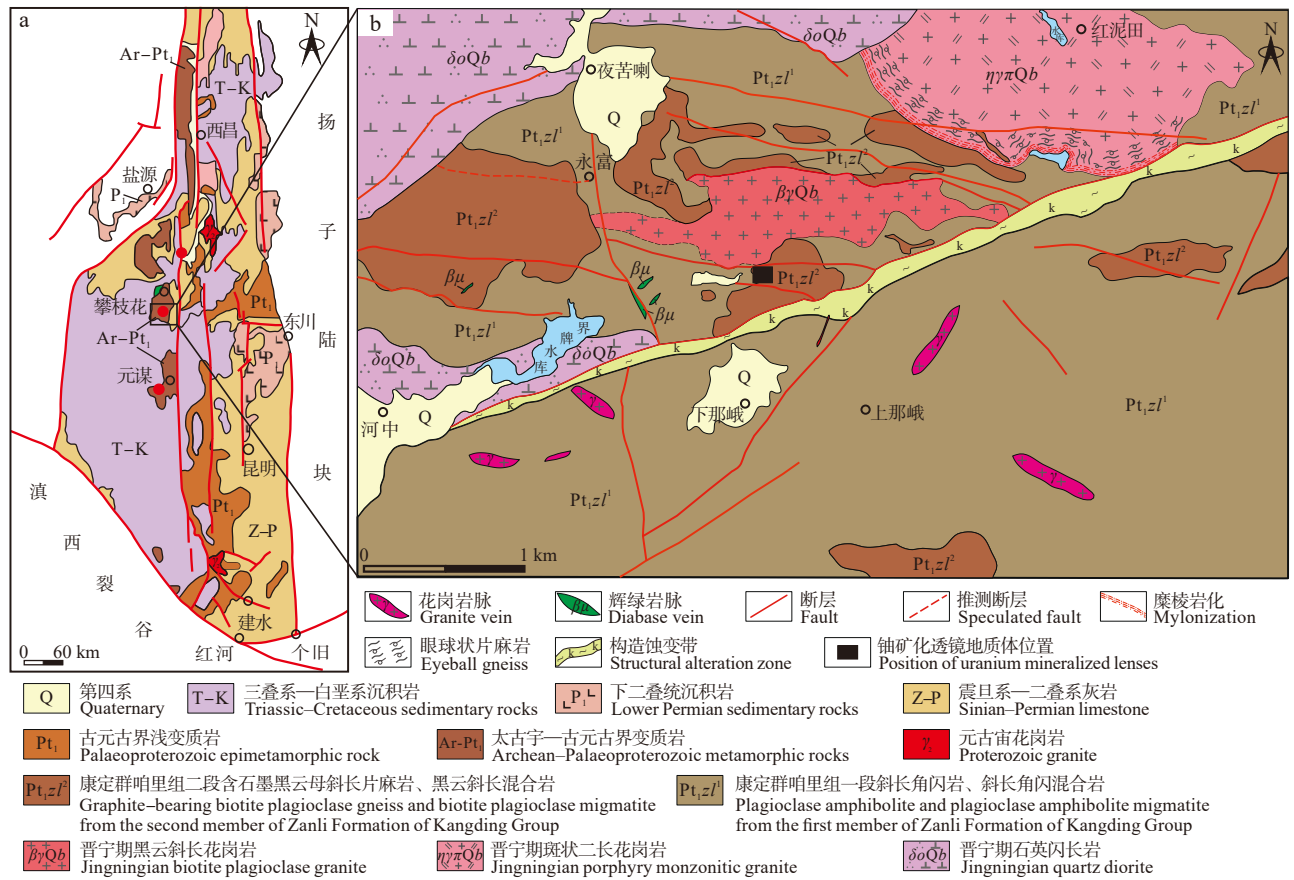
铀矿化透镜体岩石地球化学样品分别采自不同的透镜体,为了尽量避免围岩混染,锆石 U-Pb 同位素年龄样品采自其中一个相对较大透镜体的中心部位,围岩的锆石 U-Pb 同位素年龄样品采自地表工程揭露相对新鲜的露头处。

### 3.3 测试方法

岩石化学分析由核工业北京地质研究院分析测试所完成,主量分析采用 X 荧光法测定,仪器型号为 AxiosmAX AB104L 型 X 射线荧光光谱仪,样品中铁含量以  $Fe_2O_3$  全铁含量表示,FeO 含量通过湿法化学方法测定,并根据测试结果重新计算了岩石中  $Fe_2O_3$  含量。微量元素(含稀土元素)分析采用 ICP-MS 方法测定,仪器型号为 ELEMENT XR 型等离子质谱仪。

Rb、Sr 同位素由核工业北京地质研究院分析测试所完成,仪器型号为 Phoenix 热表面电离质谱仪。

岩石中锆石 U-Pb 同位素测试采用 SIMS 方法,由核工业北京地质研究院分析测试所完成,仪器型号为 CAMECA IMS 1280-HR, Pb/U 分馏采用



Pb/U、 $UO_2/U$  幂函数关系校正, U/Pb 分馏校正参考物质为 91500 锆石, 普通铅采用 $^{204}Pb$  校正。年龄图由 Isoplot 软件生成。

矿物成分采用电子探针(EPMA)方法测定, 由核工业北京地质研究院分析测试所完成, 仪器型号为 JXA-8100, 工作电压为 20 kV, 束斑电流为 20 nA, 电子束直径为 10  $\mu m$ , 其中铀矿物成分测定标样为 GBW04420。

铀矿物原位 U-Pb 测年及微量元素(含稀土)含量采用 LA-ICP-MS 方法, 由武汉上谱分析测试有限公司完成, 仪器型号为 Agilent 7700e, U-Pb 同位素年龄采用铀矿标准物质 GBW04420 作外标进行同位素分馏校正, 运用 Isoplot 软件生成年龄图。微量元素采用玻璃标准物质 BHVO-2G, BCR-2G, BIR-1G 进行多外标校正。

岩石特征及透镜体中铀的存在形式主要运用偏光显微镜、扫描电子显微镜(SEM)、矿物自动分析系统(MLA)、电子探针(EPMA)相结合的方法, 上述工作均在核工业北京地质研究院完成, 其中偏光显微镜为型号为 Leica DM4500P 型偏光显微镜。扫描电子显微镜(SEM)仪器型号为 NAVA NANO SEM450 型场发射扫描电子显微镜, 工作环境为高真空模式(High Vacuum), 分辨率为 1.0 nm @15 kV。矿物自动分析系统(MLA)仪器型号为 AMCS-Mining 型, 分辨率为 3.0 nm@30 kV。

## 4 分析测试结果

变质围岩、铀矿化透镜体 SIMS 锆石 U-Pb 同

位素分析结果分别列于表 1 及表 2 中。铀矿物 LA-ICP-MS 原位 U-Pb 同位素分析结果列于表 3。铀矿化透镜体中的铀矿物及其共生矿物电子探针测试结果分别列于表 4、表 5 及表 6 中。铀矿化透镜体化学组成及微量元素分析结果分别列于表 7 与表 8 中, 铀矿物微量元素含量分析结果列于表 9 中, Rb-Sr 同位素测试结果列于表 10 中。

## 5 讨 论

### 5.1 铀矿化透镜体岩石学、地球化学特征及成因

#### 5.1.1 铀矿化透镜体与围岩关系

铀矿化透镜体与外围岩石接触界线清晰、截然(图 2b), 铀矿化透镜体与围岩在岩性特征上也明显不同, 含矿透镜体坚硬致密, 主要以强烈钠黝帘石化的斜长石为主, 可见次生铀矿物发育(图 2c), 个别部位可见晶质铀矿。围岩为混合岩, 主体以浅色的新生体为主, 主要由石英、斜长石和少量黑云母组成, 因风化作用而疏松(图 2b), 岩石无钠交代现象, 斜长石也无钠黝帘石化, 在浅色围岩中发育较多的暗色岩石团块, 推测为混合岩的古成体。

铀矿化透镜体与围岩 SIMS 锆石 U-Pb 同位素测试结果分别见表 1 和表 2。因围岩主体以混合岩的新成体为主, 其锆石总体具有岩浆岩锆石特征, 获得锆石 U-Pb 同位素谱和年龄为  $(746 \pm 9)$  Ma(图 3), 可代表混合岩新成体形成年龄。因铀矿化透镜体中铀含量很高, 导致锆石中铀含量也很高, 故其 Th/U 值低, 同时受后期地质作用影响, 锆石环带不发育, 总体显示为变质岩锆石特征, 获得锆石

表 1 变质围岩(DT-2) SIMS 锆石 U-Pb 同位素年龄测试结果

Table 1 SIMS zircon U-Pb isotope dating of metamorphic wall rock (DT-2)

测点号	含量/ $10^{-6}$			Th/U	同位素比值						年龄/Ma					
	U	Th	Pb		$^{207}Pb/^{206}Pb$	$\pm\sigma$	$^{207}Pb/^{235}U$	$\pm\sigma$	$^{206}Pb/^{238}U$	$\pm\sigma$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$\pm\sigma$	$^{207}Pb/^{235}U$	$\pm\sigma$	$^{206}Pb/^{238}U$	$\pm\sigma$
1	113	84	18	0.74	0.065339	0.0136	1.114168	0.0261	0.123673	0.0222	785	28	760	14	752	16
2	114	89	18	0.78	0.063662	0.0122	1.098217	0.0227	0.125115	0.0192	730	26	753	12	760	14
3	421	51	55	0.12	0.064595	0.0062	1.046947	0.0194	0.117550	0.0184	761	13	727	10	716	13
4	216	244	38	1.13	0.064603	0.0087	1.094873	0.0213	0.122916	0.0194	761	18	751	11	747	14
5	140	148	23	1.06	0.065125	0.0117	1.056525	0.0222	0.117661	0.0189	778	25	732	11	717	13
6	126	136	21	1.08	0.064630	0.0143	1.061736	0.0248	0.119146	0.0203	762	30	735	13	726	14
7	171	101	26	0.59	0.064952	0.0096	1.069895	0.0213	0.119468	0.0190	773	20	739	11	728	13
8	413	698	80	1.69	0.064392	0.0074	1.078229	0.0230	0.121445	0.0218	755	16	743	12	739	15
9	246	69	34	0.28	0.063904	0.0093	1.064494	0.0212	0.120812	0.0190	739	20	736	11	735	13
10	77	58	12	0.75	0.064779	0.0180	1.111879	0.0276	0.124486	0.0210	767	38	759	15	756	15
11	175	163	30	0.93	0.064332	0.0120	1.147164	0.0228	0.129330	0.0194	753	25	776	13	784	14
12	275	33	38	0.12	0.062906	0.0110	1.102831	0.0228	0.127151	0.0199	705	23	755	12	772	15
13	81	53	13	0.66	0.064076	0.0191	1.174118	0.0292	0.132897	0.0220	744	40	789	16	804	17
14	176	185	30	1.05	0.064081	0.0161	1.092138	0.0253	0.123607	0.0195	744	34	750	14	751	14

表 2 含铀透镜体 (DT-1) SIMS 锆石 U-Pb 同位素年龄测试结果

Table 2 SIMS zircon U-Pb isotope dating of uranium lenses (DT-1)

测点号	含量/10 <sup>-6</sup>			Th/U	同位素比值						年龄/Ma					
	U	Th	Pb		<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±σ
1	7468	194	1098	0.02	0.066739	0.0050	1.260030	0.0165	0.136931	0.0158	830	11	828	9	827	12
2	11085	424	1565	0.02	0.066813	0.0052	1.175352	0.0184	0.132110	0.0170	759	15	789	10	800	13
3	5936	280	807	0.02	0.066545	0.0091	1.161059	0.0204	0.126543	0.0183	824	19	783	11	768	13
4	10563	201	1208	0.02	0.064645	0.0053	0.952047	0.0165	0.106812	0.0157	763	11	679	8	654	10
5	11915	588	1589	0.05	0.066978	0.0048	1.045212	0.0230	0.124259	0.0175	640	32	727	12	755	13
6	7022	435	1251	0.02	0.065922	0.0045	1.470425	0.0191	0.166935	0.0177	738	15	918	12	995	16
7	9023	282	1318	0.03	0.066118	0.0046	1.238432	0.0191	0.135847	0.0185	810	10	818	11	821	14
8	4296	221	632	0.03	0.066666	0.0076	1.258076	0.0231	0.136867	0.0218	827	16	827	13	827	17
9	7172	321	906	0.03	0.064872	0.0055	1.051022	0.0171	0.117503	0.0161	770	12	729	9	716	11
10	9526	285	1437	0.03	0.067618	0.0047	1.306453	0.0176	0.140129	0.0170	857	10	849	10	845	13
11	14551	671	1804	0.04	0.064903	0.0041	1.029129	0.0174	0.115001	0.0169	771	9	719	9	702	11
12	10942	650	1524	0.04	0.064745	0.0050	1.153306	0.0192	0.129193	0.0186	766	10	779	11	783	14
13	7586	536	1019	0.03	0.067980	0.0075	1.167487	0.0182	0.124558	0.0166	868	16	786	10	757	12
14	4973	120	721	0.01	0.066782	0.0088	1.247161	0.0188	0.135445	0.0166	831	18	822	11	819	13
15	7330	173	1063	0.02	0.065960	0.0051	1.228928	0.0167	0.135128	0.0159	805	11	814	9	817	12
16	9848	415	1428	0.04	0.066487	0.0044	1.232158	0.0168	0.134409	0.0163	822	9	815	10	813	12
17	10789	308	1374	0.03	0.065839	0.0046	1.076043	0.0247	0.118534	0.0242	801	10	742	13	722	17
18	9709	343	1480	0.04	0.066197	0.0062	1.291939	0.0182	0.141547	0.0171	813	13	842	11	853	14
19	10200	300	1283	0.03	0.066075	0.0069	1.065958	0.0171	0.117004	0.0157	809	14	737	9	713	11
20	11418	393	1602	0.03	0.065553	0.0042	1.179198	0.0178	0.130465	0.0173	792	9	791	10	791	13
21	14826	660	1860	0.04	0.065330	0.0054	1.046611	0.0474	0.116190	0.0471	785	11	727	25	709	32
22	9061	178	1294	0.02	0.066242	0.0058	1.216146	0.0177	0.133154	0.0167	814	12	808	10	806	13
23	5970	425	792	0.02	0.065109	0.0060	1.111381	0.0167	0.123800	0.0156	778	13	759	9	752	11

表 3 铀矿化透镜体中铀矿物 LA-ICP-MS 分析测试结果

Table 3 LA-ICP-MS uranium minerals U-Pb isotope dating in uranium mineralized lenses

测点号	含量/10 <sup>-6</sup>			Th/U	同位素比值						年龄/Ma					
	Pb	Th	U		<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	±σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	±σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	±σ
1	107121	37396	355430	0.11	0.0702	0.0007	1.4690	0.0217	0.1522	0.0021	1000	16	918	9	914	12
2	101757	25535	370757	0.07	0.0687	0.0006	1.4180	0.0179	0.1495	0.0020	900	17	897	8	898	11
3	96551	16004	418428	0.04	0.0677	0.0009	1.4230	0.0244	0.1482	0.0026	859	28	899	10	891	15
4	107833	22899	375017	0.06	0.0693	0.0005	1.4090	0.0240	0.1473	0.0025	906	12	893	10	886	14
5	108231	30893	357977	0.09	0.0680	0.0009	1.3955	0.0171	0.1459	0.0017	878	26	887	7	878	10
6	105995	18317	359693	0.05	0.0656	0.0013	1.4315	0.0281	0.1492	0.0028	792	41	902	12	896	16
7	95977	17063	392995	0.04	0.0690	0.0005	1.3956	0.0244	0.1469	0.0027	898	19	887	10	884	15
8	93035	26014	410504	0.06	0.0686	0.0005	1.3911	0.0168	0.1468	0.0017	887	17	885	7	883	9
9	92078	33643	406029	0.08	0.0692	0.0006	1.4034	0.0157	0.1468	0.0015	906	18	890	7	883	9
10	94893	30854	415944	0.07	0.0694	0.0006	1.3910	0.0217	0.1450	0.0021	911	19	885	9	873	12

表 4 金红石成分 (%) 及其 Zr 温度计算结果

Table 4 Electron-microprobe analyses of rutiles (%) and the calculation results of Zr-in-rutile

测点	SiO <sub>2</sub>	UO <sub>2</sub>	FeO	Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ThO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MoO <sub>3</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PbO	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SeO <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	ZrO <sub>2</sub>	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	总量	T <sub>1max</sub> /°C	T <sub>2</sub> /°C
1	0.02	0.11	0.47	0.07	0.00	98.69	0.05	/	/	1.70	0.01	0.06	0.02	0.01	0.05	0.06	/	0.05	101.36	769.10	796.17
2	0.04	0.12	0.56	0.03	/	97.23	0.02	0.01	0.02	2.30	/	0.17	/	0.03	0.04	0.08	/	0.06	100.68	805.87	834.92
3	0.01	0.11	1.21	0.03	0.04	99.28	/	0.07	0.13	0.23	0.01	0.02	0.02	/	/	0.03	0.11	0.01	101.31	680.52	702.80
4	/	0.03	0.42	0.04	0.01	98.08	0.02	0.02	0.04	1.49	0.05	0.10	/	/	0.02	0.06	0.02	0.03	100.43	769.10	796.17
5	0.03	0.18	0.44	/	/	99.92	0.04	0.04	0.06	1.04	/	0.08	0.03	0.03	0.03	0.02	/	/	101.91	628.70	648.18
6	0.01	0.15	0.52	/	0.03	97.90	0.01	0.01	/	2.06	/	0.24	0.04	/	0.02	0.03	/	0.03	101.05	680.52	702.80
7	0.04	0.11	0.23	/	0.05	99.42	0.02	0.02	/	1.05	/	0.22	/	0.02	0.03	0.05	/	/	101.24	745.80	771.61
8	/	0.11	0.35	0.01	/	99.83	/	/	/	0.62	0.07	0.02	/	/	/	0.14	0.02	0.02	101.19	877.39	910.30

U-Pb 上交点年龄为(821±22)Ma(图 4), 可代表斜长岩的成岩年龄, 但数据质量总体不高, 仅可作为铀矿化透镜体的参考年龄。

5.1.2 岩石学特征

铀矿化透镜体地表露头总体呈灰白色, 岩石坚硬、致密。岩石基本由蚀变的斜长石组成, 斜长石

表 5 含铀钛矿物电子探针分析结果 (%)

Table 5 Electron-microprobe analyses (%) of Ti-U mixture

测点	F	SiO <sub>2</sub>	UO <sub>2</sub>	FeO	MgO	ThO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MnO	K <sub>2</sub> O	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	PbO	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cl	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	NiO	总量
1	0.10	10.44	24.38	1.16	0.03	0.27	43.52	0.50	0.63	/	0.16	0.46	13.98	0.11	0.04	/	0.42	0.05	96.25
2	/	8.28	25.17	2.65	0.06	0.06	47.75	0.68	0.59	0.06	0.22	/	12.37	0.29	0.02	/	0.51	/	98.71
3	/	11.69	21.29	4.76	/	/	43.86	0.35	0.55	/	0.12	/	13.12	0.11	0.73	0.06	0.87	/	97.56
4	/	9.95	24.87	3.38	0.02	/	42.68	0.32	0.53	/	0.12	/	14.50	0.18	0.65	/	0.80	0.04	98.04
5	/	10.89	22.85	4.31	/	/	42.41	0.30	0.59	0.05	0.13	/	14.53	0.14	0.73	/	0.76	0.04	97.73
6	/	9.95	24.87	3.38	0.02	/	42.68	0.32	0.53	/	0.12	/	14.50	0.18	0.65	/	0.80	0.04	98.04
7	/	10.89	22.85	4.31	/	/	42.41	0.30	0.59	0.05	0.13	/	14.53	0.14	0.73	/	0.76	0.04	97.73

表 6 钛铀矿电子探针分析结果 (%)

Table 6 Electron-microprobe analyses (%) of brannerite

测点	SiO <sub>2</sub>	UO <sub>2</sub>	FeO	Na <sub>2</sub> O	MgO	ThO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MnO	K <sub>2</sub> O	Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	PbO	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cl	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	NiO	Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	总量	
1	2.14	62.41	1.07	0.04	0.02	1.23	16.91	/	1.16	/	1.03	0.47	7.13	0.33	0.10	/	0.28	/	/	/	94.32
2	2.35	60.70	1.58	0.07	/	1.34	17.22	0.07	1.13	0.05	1.05	/	7.11	0.47	0.13	/	0.29	0.09	0.13	/	93.78
3	4.08	52.49	2.43	0.05	0.05	0.37	23.52	0.18	0.89	0.04	1.01	/	9.25	0.21	0.30	/	0.36	/	/	/	95.23
4	2.19	60.71	1.59	0.07	0.05	1.47	18.14	0.07	1.10	/	1.19	/	7.63	0.46	0.20	/	0.27	/	0.20	/	95.34
5	2.47	56.99	0.76	0.03	0.05	2.14	18.82	0.15	1.05	/	0.84	/	8.26	0.19	0.05	/	1.13	/	/	/	92.93
6	2.69	58.62	1.16	0.06	/	1.90	17.34	0.12	1.17	/	0.81	0.23	8.16	0.51	0.04	/	1.07	/	/	/	93.88
7	2.33	59.91	1.24	/	/	1.59	17.28	0.04	1.20	/	0.86	/	7.71	0.32	0.03	/	0.81	/	/	/	93.32
8	2.92	57.79	1.70	0.06	0.07	2.13	17.01	0.09	1.19	/	0.77	/	7.48	0.13	0.17	0.12	0.43	/	0.28	/	92.34
9	2.92	57.79	1.70	0.06	0.07	2.13	17.01	0.09	1.19	/	0.77	/	7.48	0.13	0.17	0.12	0.43	/	0.28	/	92.34

表 7 铀矿化透镜体化学组成 (%)

Table 7 Major compositions (%) of uranium mineralized lenses

样号	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	Totle	DI	MF	SI	An
II-1	54.83	0.39	19.54	8.03	0.55	0.03	0.38	5.45	3.95	0.81	0.09	5.28	99.33	55.4	0.38	2.79	42.7
II-2	55.09	0.06	21.74	6.60	0.25	0.02	0.20	4.63	5.24	1.48	0.05	4.12	99.47	62.9	0.20	1.45	32.5
II-3	51.90	0.03	23.18	6.77	0.24	0.03	0.15	7.35	5.47	0.74	0.28	3.80	99.94	53.1	0.15	1.12	41.4
II-4	51.52	0.06	18.43	4.79	1.66	0.01	0.01	4.40	5.68	1.26	0.10	5.79	93.71	27.4	4.24	15.04	59.3
平均	53.34	0.14	20.72	6.55	0.68	0.02	0.19	5.46	5.09	1.07	0.13	4.75	98.11	49.7	1.24	5.10	44.0

表 8 铀矿化透镜体稀土元素含量 (10<sup>-6</sup>)Table 8 Rare earth element compositions (10<sup>-6</sup>) of uranium mineralized lenses

样号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	LREE	HREE	LREE/HREE	δEu
II-1	2.82	5.05	0.773	3.45	0.91	0.520	0.75	0.19	1.23	0.30	0.92	0.17	1.18	0.19	18.44	13.52	4.91	2.75	1.87
II-2	1.89	2.63	0.358	1.48	0.36	0.674	0.38	0.09	0.63	0.16	0.55	0.09	0.59	0.08	9.96	7.39	2.57	2.88	5.51
II-3	5.24	9.61	1.47	6.24	1.63	0.881	1.40	0.39	2.37	0.50	1.53	0.28	1.85	0.25	33.63	25.07	8.56	2.93	1.74
II-4	4.15	6.97	1.34	5.59	1.38	0.677	1.17	0.28	1.62	0.34	0.98	0.18	1.22	0.18	26.08	20.11	5.97	3.37	1.59
平均	3.53	6.07	0.99	4.19	1.07	0.688	0.93	0.24	1.46	0.33	1.00	0.18	1.21	0.18	22.03	16.52	5.50	2.98	2.68

含量多于 90%，局部甚至全部为斜长石，另见少量石英及黑云母等矿物。斜长石多呈自形板柱状，聚片双晶发育，基本所有的斜长石都发生了不同程度的钠黝帘石化蚀变，因蚀变十分强烈，有些斜长石晶粒的轮廓及接触关系不易识别(图 5a)，斜长石颗粒之间接触关系显示其具有典型岩浆岩镶嵌结构的特征(图 5b)。斜长石重结晶现象不明显，矿物间未见典型的“三联点”结构，无明显的变粒结构。石英在岩石中分布不均，具有在局部成堆出现或沿裂隙分布的特点，推测部分石英为后生。钠黝帘石化交代作用十分强烈，新生的黝帘石主要呈粒状集合

体分布于斜长石表面，少量呈脉状分布，异常蓝干涉色十分明显(图 5c)。

### 5.1.3 地球化学特征

#### (1) 微量及稀土元素特征

铀矿化透镜体在化学组成上(表 7)具有富钙(CaO 含量 4.40%~7.35%，平均为 5.46%)、铁(Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 全铁含量 6.63%~8.64%，平均为 7.30%)特征，由于岩石发生了强烈的钠黝帘石化现象，岩石也具有富钠(Na<sub>2</sub>O 含量 3.95%~5.68%，平均为 5.09%)的特征，少硅(含量 51.52%~55.09%，平均为 53.34%)、钾(含量 0.74%~1.48%，平均为 1.07%)及含有较多的

表 9 透镜体中铀矿物稀土元素分析结果 (10<sup>-6</sup>)

Table 9 Rare earth element compositions (10<sup>-6</sup>) of uranium minerals in lenses

序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	平均
La	371.72	500.34	423.74	406.09	458.40	665.50	700.97	348.26	316.64	318.42	451.008
Ce	3441.81	4221.64	3530.02	3389.01	6542.06	5291.22	5482.48	2865.09	3535.91	3327.44	4162.668
Pr	568.89	617.49	547.99	597.94	908.07	678.84	770.02	462.60	566.36	544.68	626.288
Nd	3029.19	3439.32	2828.33	2818.08	5063.87	3783.62	3903.13	2749.19	3017.51	3272.96	3390.52
Sm	881.44	1120.31	704.59	720.79	1339.27	861.17	844.24	773.24	870.27	974.48	908.98
Eu	74.83	70.36	58.83	58.96	179.19	70.72	70.40	61.34	93.79	68.00	80.642
Gd	966.50	1023.55	755.06	736.90	1573.49	762.47	812.69	841.66	960.32	1018.34	945.098
Tb	161.76	191.74	115.53	128.15	226.64	135.21	125.47	130.65	155.91	165.74	153.68
Dy	1278.82	1119.52	874.02	888.57	1750.00	926.86	871.52	964.92	1227.45	1229.65	1113.133
Ho	241.46	279.24	166.53	176.06	343.05	186.54	164.34	185.24	229.66	232.74	220.486
Er	817.47	843.05	597.44	600.77	1219.04	548.10	560.79	614.05	782.29	783.35	736.635
Tm	88.98	87.91	65.31	70.01	142.85	63.00	64.69	71.37	84.84	88.16	82.712
Yb	649.31	751.15	488.08	485.80	968.48	474.31	436.16	488.16	566.24	601.02	590.871
Lu	57.00	57.06	43.23	47.87	92.17	44.14	42.12	40.53	50.62	56.11	53.085
Y	5916	6385	4115	4622	8801	4389	4307	4632	5971	5845	5498
U	355430	370757	418428	375017	357977	359693	392995	410504	430114	415944	388686
Th	37396	25535	16004	22899	30893	18317	17063	26014	36928	30854	26190
U/Th	9.5	14.5	26.1	16.4	11.6	19.6	23.0	15.8	11.6	13.5	16.2
ΣREE	12629.2	14322.7	11198.7	11125.0	20806.6	14491.7	14849.0	10596.3	12457.8	12681.1	13515.8
LREE/HREE	1.96	2.29	2.61	2.55	2.29	3.61	3.82	2.18	2.07	2.04	2.54

表 10 铀矿化透镜体 Rb-Sr 同位素测试结果

Table 10 Rb-Sr isotope dating of uranium mineralized lenses

样号	岩性	Rb/10 <sup>-6</sup>	Sr/10 <sup>-6</sup>	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	标准误差 (2σ)	I <sub>Sr</sub>
II-1	蚀变斜长岩	33.3	248	0.3884	0.713783	0.00002	0.708849
II-2	蚀变斜长岩	50.4	377	0.3865	0.713125	0.000016	0.708215
II-3	蚀变斜长岩	40.3	176	0.6635	0.715125	0.000017	0.706696
II-4	蚀变斜长岩	52.1	211	0.7134	0.715037	0.000016	0.705974
平均		44.03	253	0.5380	0.7143	0.000017	0.707434

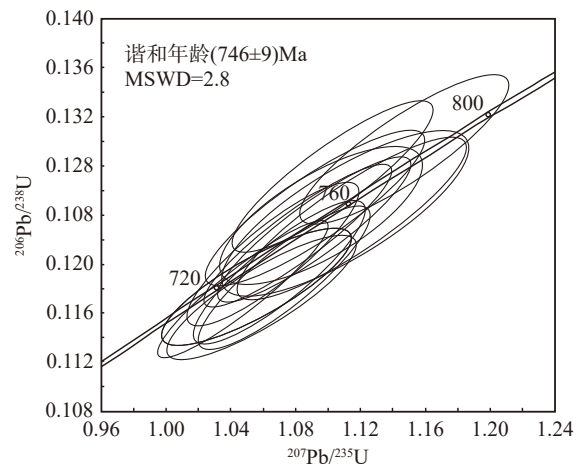
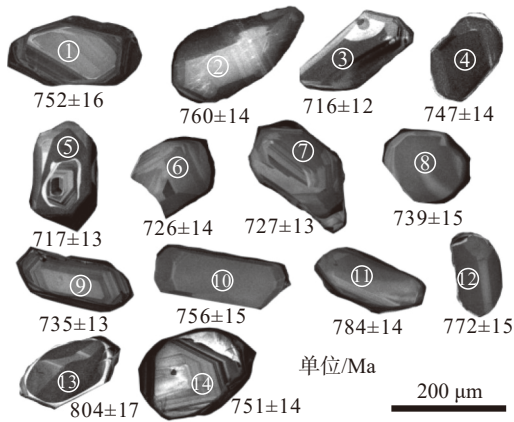


图 3 变质围岩(DT-2)锆石 CL 图像及年龄谐和图

Fig.3 Typical CL images and concordia diagram of zircons from metamorphic wall rock (DT-2)

烧失量等。斜长岩具有中等的分异指数 (DI=27.4~62.9, 平均 49.7), 具有较低的固结指数 (SI=1.12~15.04, 平均 5.10) 和镁铁指数 (FM=0.15~

4.24, 平均 1.24)。

(2) 微量及稀土元素特征

铀矿化透镜体具有极低的稀土含量(表 8),



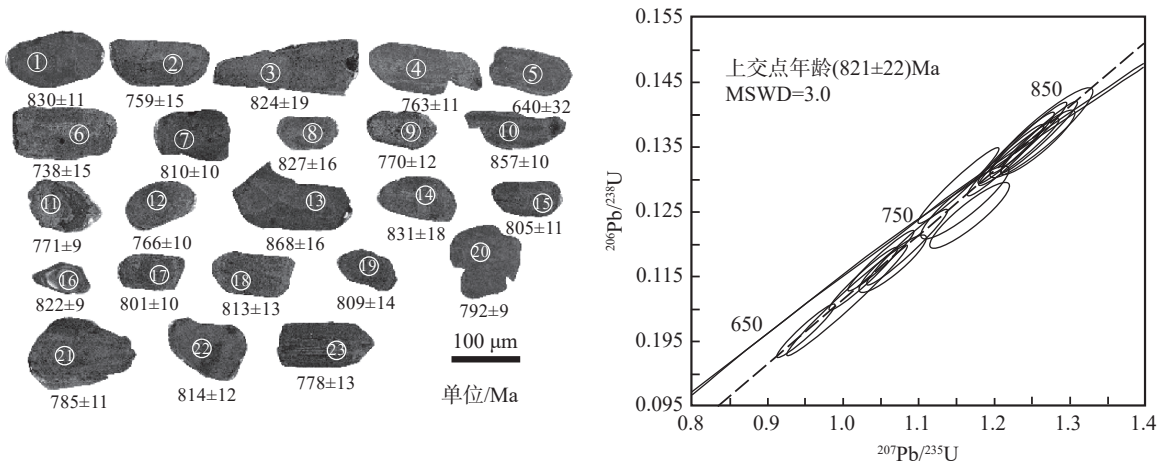


图4 铀矿化透镜体(DT-1)锆石 CL 图像及年龄图  
Fig.4 Typical CL images and diagram of zircons from uranium mineralized lenses (DT-1)

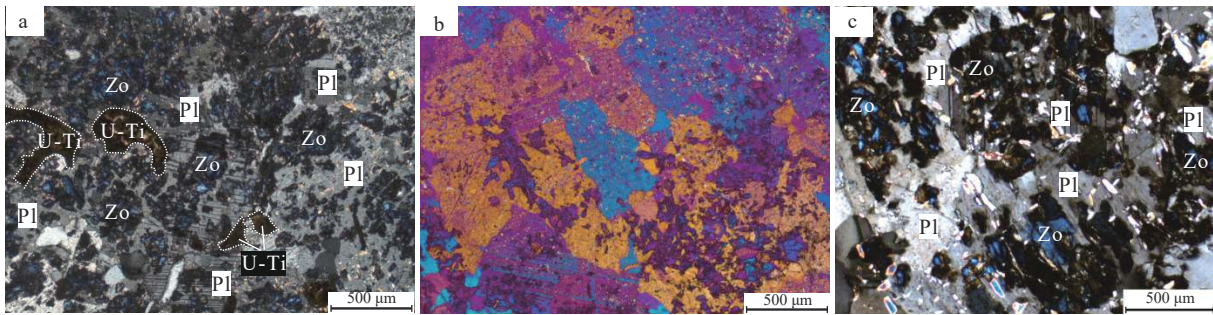


图5 铀矿化透镜体镜下特征  
a—正交偏光; b—正交+石膏试板; c—斜长石发生的强烈钠黝帘石化; U-Ti—铀钛矿物聚集体; Pl—斜长石; Zo—黝帘石

Fig.5 Petrographic characteristics of uranium mineralized lenses

a-Crossed polars; b-Crossed polars + gypsum plate; c-Sodium zoisitization of plagioclase; U-Ti-U-Ti minerals aggregates; Pl-Plagioclase; Zo-Zoisitization

$\Sigma$ REE 含量仅为  $9.96 \times 10^{-6} \sim 33.63 \times 10^{-6}$ , 平均为  $22.03 \times 10^{-6}$ , LREE 含量为  $7.39 \times 10^{-6} \sim 25.07 \times 10^{-6}$ , 平均  $16.52 \times 10^{-6}$ , HREE 含量为  $2.57 \times 10^{-6} \sim 8.56 \times 10^{-6}$ , 平均  $5.50 \times 10^{-6}$ , LREE/HREE 为 2.75~3.37, 平均 2.98, 总体表现为轻稀土富集,  $\delta$ Eu 为 1.59~5.51, 平均为 2.68, 具正异常。稀土配分曲线总体向右倾斜, 具有 Eu 显著正异常的稀土配分模式(图 6)。

5.1.4 Rb-Sr 同位素特征

对铀矿化透镜体开展了 Rb-Sr 同位素分析, 分析结果见表 10。根据铀矿化透镜体锆石年龄测试结果对其初始 Sr 同位素进行了计算, 其中年龄采用 SIMS 锆石 U-Pb 年龄值, 即  $T=821$  Ma, Rb 的衰变常数  $\lambda_{Rb}=1.42 \times 10^{-11} a^{-1}$ , 其他数据以表 10 为准, 计算结果见表 10。根据计算结果,  $I_{Sr}$  值位于 0.705974~0.708849, 平均为 0.707434, 显示其具有

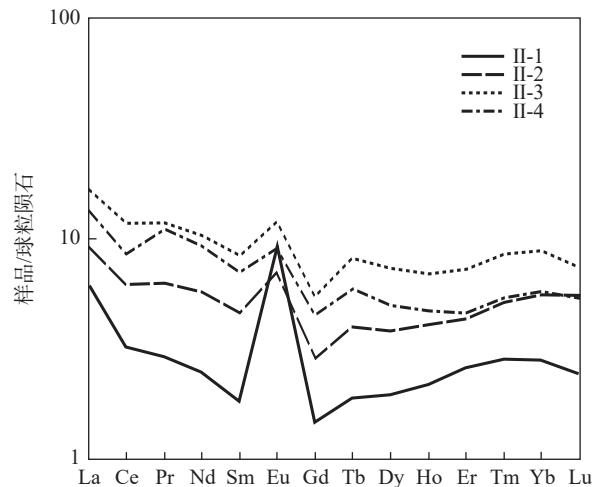


图6 铀矿化透镜体稀土配分模式(球粒陨石标准化据 Boynton, 1984)

Fig.6 Chondrite-normalized patterns of uranium mineralized lenses (chondrite-normalized values after Boynton, 1984)

深部来源特征。

### 5.1.5 铀矿化透镜体岩性探讨

根据岩石学、岩石地球化学等综合分析,铀矿化透镜体具有斜长岩特征。

从矿物组成看,铀矿化透镜体基本由斜长石组成,通过标准矿物计算,斜长岩中斜长石的号码位于 32.5~59.3,平均为 44.0,但由于标准矿物算法有其局限性,计算结果与实际可能存在较大差异,故仅能做为参考而不能做为决定因素。因斜长石遭受了十分强烈的钠黝帘石化现象,导致原斜长石成分发生了很大的变化,无法准确确定斜长石号码。黝帘石本身是一种富钙矿物,只有富钙的斜长石才能通过蚀变作用形成黝帘石化,黝帘石化作用越强说明原斜长石含钙量就越高。攀枝花大田地区铀矿化透镜体中斜长石黝帘石化作用十分强烈,说明斜长岩原本就含有很高的钙,虽然因蚀变作用不能给出原斜长石准确的号码,但从其蚀变特征推断其原来的钙含量很高,即号码高的斜长石,且这种观察到的地质证据是可以信赖的。

从岩石结构看,具有岩浆岩的根据是其镶嵌结构特征,而无定向趋势也无明显重结晶现象,排除其变质成因的可能性。

从地球化学特征看,Emslie(1978)统计了全球主要岩体型斜长岩的化学组成, $\text{SiO}_2$ 含量 46.9%~51.5%,CaO 含量 6.20%~9.50%, $\text{Na}_2\text{O}$ 含量 2.40%~3.60%。解广轰(1980)分析结果显示大庙斜长岩  $\text{SiO}_2$  含量 54.01%~55.89%,CaO 含量 2.96%~8.69%, $\text{Na}_2\text{O}$  含量 4.85%~5.81%。由于攀枝花大田地区斜长岩发生了强烈的钠长石化及少量硅化作用影响,与国外典型斜长岩相比,CaO 含量偏低,而  $\text{SiO}_2$  及  $\text{Na}_2\text{O}$  含量略偏高,而与大庙斜长岩体的成分较为一致。

从稀土元素含量及其配分形式看,攀枝花大田地区铀矿化透镜体稀土元素具有两个十分明显的特征:一是稀土含量极低,且轻稀土略多于重稀土;二是具有独特的铈正异常稀土配分模式。上述特点与典型斜长岩十分吻合(Ashwal and Seifert, 1980; Goldberg, 1984; Kutty et al., 1984; 胡世玲等, 1990; Haskin and Salpas, 1992; Barton, 1996; 解广轰, 2005)。攀枝花大田地区铀矿化透镜体这种独特的稀土配分模式明显有别于区内其他的岩石,同时也

有别于现阶段所有已发现的与铀矿化有关的岩石类型。

攀枝花地区铀矿化透镜体  $I_{\text{Sr}}$  值介于 0.7060~0.7088,平均为 0.7074。Heath and Fairbairn(1967)分析了北美和北欧 15 个斜长岩体的  $I_{\text{Sr}}$  值,总体为 0.703~0.706。Ashwal and Wooden(1983)分析了美国纽约 Marcy 斜长岩体  $I_{\text{Sr}}$  为 0.7039~0.7050,加拿大 Superior 省太古代斜长岩的  $I_{\text{Sr}}$  为 0.70073~0.70122(Ashwal et al., 1985)。DemaiFFE et al.(1986)分析了挪威西南部 Rogaland 斜长岩  $I_{\text{Sr}}$  为 0.703~0.7077,Geist et al.(1990)分析了美国 Wyoming 地区层状斜长岩的  $I_{\text{Sr}}$  位于 0.7040~0.7079。从以上数据可以看出,斜长岩  $I_{\text{Sr}}$  值有一定的变化范围,可能与形成的地质环境,甚至是有些斜长岩在形成过程中受到不同程度地壳物质混染有关,但所有斜长岩  $I_{\text{Sr}}$  值均不超过 0.710。

### 5.1.6 铀矿化透镜体成因

参考同位素年龄测试结果,并结合围岩岩性特征及大田地区地质背景,推测铀矿化透镜体最先呈脉状侵位于康定群岩石(层)中(即变质围岩的原岩),而后在 746 Ma 左右受变质变形作用影响,康定群发生了混合岩化作用,在此过程中该脉体因应力作用并发生破裂,由脉状变为雁列式的透镜体(图 7)。

斜长岩是一种较为特殊的岩石类型,主要呈岩体型和层状型(岩脉)两种形式,以层状为主(解广轰, 1977),层状型(岩脉)、透镜状斜长岩在高级变质岩区较为常见(杨振升等, 2008)。目前,无论是岩体型斜长岩还是层状(脉状)斜长岩的成因并无争议,是一种来源于地幔的具有岩浆成因的岩石类型(Romey, 1968; Kushiro and Fujii, 1977; Emslie, 1978; 钟富道和解广轰, 1978; Goldberg, 1984; Haskin and Salpas, 1992; Arndt, 2013; Yuan et al., 2014)。

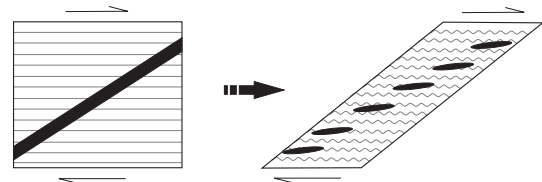


图 7 攀枝花大田地区雁列式铀矿化透镜体形成示意图  
Fig.7 Sketch map of the formation of echelon arrangement uranium mineralized lenses

层状(或脉状)斜长岩是在静态的环境中由辉长岩岩浆结晶分异所形成(Romey, 1968; Komor and Elthon, 1990),特别是在加拿大纽芬兰(Newfoundland)的North Arm Mountain地区及南非 Smokey Hills地区发现了辉长岩与斜长岩互层现象,进一步证明了斜长岩与辉长岩的成因关系(Wiebe and Wild, 1983; Komor and Elthon, 1990; Varfalvy et al., 1997; Maier et al., 2016)。与其他地区层状斜长岩成因一样,攀枝花大田地区赋铀斜长岩也为岩浆成因。

## 5.2 铀矿化透镜体中铀赋存状态及铀矿化成因探讨

### 5.2.1 铀赋存状态

通过偏光显微镜观察结合电子探针、扫描电子显微镜等观察,确认铀矿化透镜体中的铀以铀矿物的形式存在,铀矿物主要有两种形式:一种为晶质铀矿,另一种为U-Ti矿物聚集形式,前者较少见,以后者为主。U-Ti矿物聚集大小不一,形态各异,多为弯曲状、枝杈状等,显示具有“塑形”形变的特征,其中大者可达500~600 μm,小者仅20~30 μm。大的U-Ti矿物聚集主要分布于斜长石晶粒间,与周围斜长石界线清晰、截然(图8)。值得注意的是,可见有些较小的U-Ti矿物聚集包裹于斜长石晶粒内部,构成“包裹关系”,如图9a中可见有两个U-Ti矿物聚集,稍大者(左下)分布于斜长石晶粒间,而较小者则包裹于斜长石晶粒内部,在正交偏光下可见包裹U-Ti矿物聚集体的斜长石晶粒聚片双晶发育并表现为一颗完整的斜长石晶

粒轮廓(图9b),在正交偏光加石膏试板后,斜长石晶粒具有一致的颜色(图9c),由此可见二者确实为“包裹关系”,并由此可以推断U-Ti矿物聚集形成时间近于或早于斜长石,进而推断铀矿物早于或近于斜长岩形成。

铀钛矿物聚集体主要由金红石、钛铀矿及位于二者之间一种无明显晶形(似胶状)且成分介于金红石及钛铀矿之间的胶状体(或矿物)组成,此外,在个别聚集体中或边缘可见晶质铀矿存在。运用矿物自动分析系统对U-Ti矿物聚集分析结果显示,金红石分布于中心部位且具有一定的晶形,钛铀矿及晶质铀矿分布于最边缘(图10),经综合研究发现上述矿物具有明显的形成顺序,由早到晚依次为金红石(钛为主,含极少量的铀)→胶状钛铀混合物(钛多铀少)→钛铀矿(铀多钛少)→晶质铀矿(以铀为主,无钛)。随着演化,在其边部往往形成少量的晶质铀矿。晶质铀矿即可分布于矿物包内,也可以远离矿物包形成独立的晶质铀矿个体。

### 5.2.2 铀矿物成分特征

对矿物聚集体中的主要矿物开展了电子探针分析,根据分析结果(表4,表5,表6)可知金红石中TiO<sub>2</sub>含量达97.23%以上,最高99.83%,平均98.79%,金红石中含有少量的U, UO<sub>2</sub>含量为0.03%~0.18%,平均0.115%,此外还含有少量的Nb, Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>含量为0.23%~2.30%,平均1.31%。“钛铀混合物”经多个电子探针成分测定发现其Ti、U矿物含量介于金红

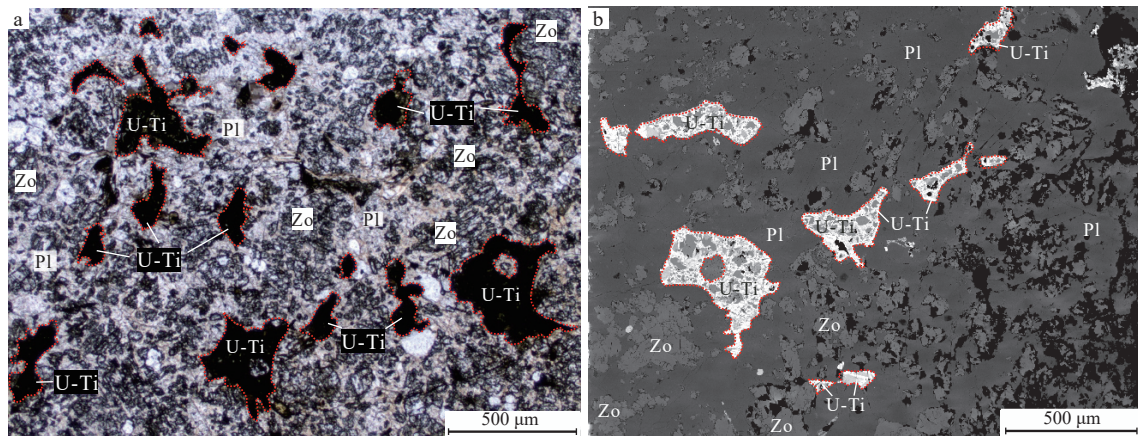


图8 铀矿化透镜体中铀的存在形式

U-Ti—铀钛矿物聚集体; Q—石英; Pl—斜长石; Zo—黝帘石化

Fig.8 Uranium occurrence state in uranium mineralized lenses

U-Ti—U-Ti minerals aggregates; Q—Quartz; Pl—Plagioclase; Zo—Zoisitization

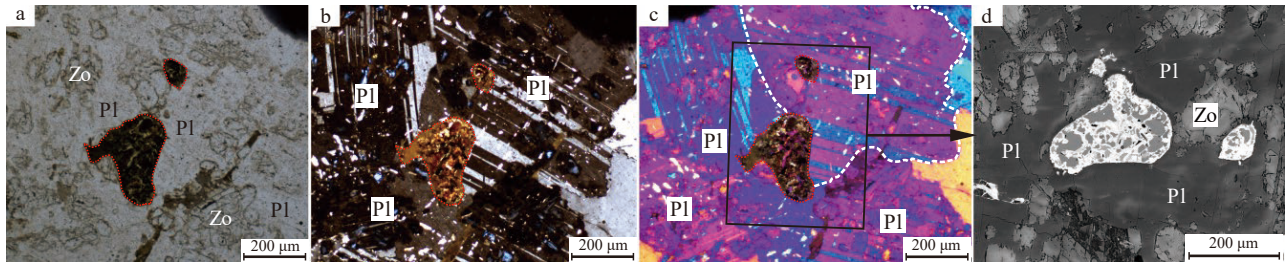


图 9 斜长石晶粒中包裹的铀钛矿物聚集体  
 Pl—斜长石; Zo—黝帘石化  
 Fig.9 “U-Ti minerals aggregate” encapsulated in plagioclase  
 Pl—Plagioclase; Zo—Zoisitization

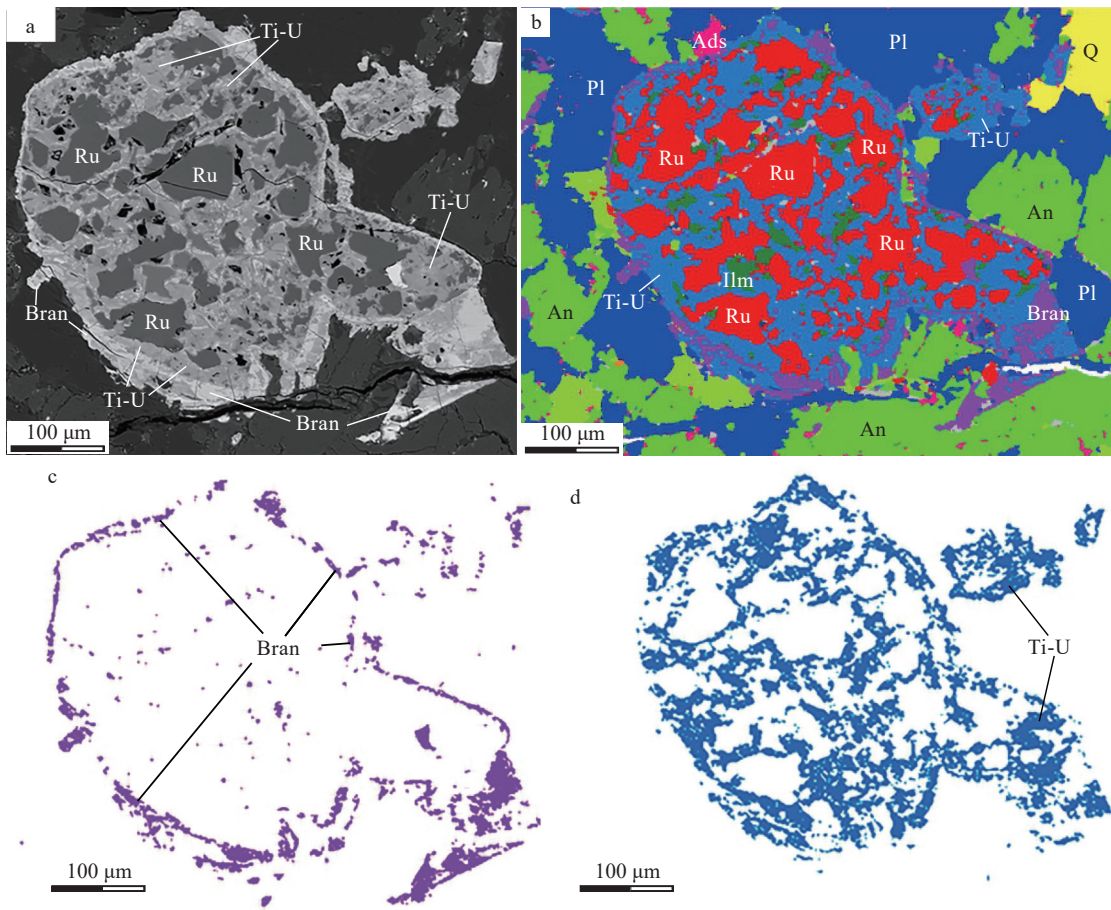


图 10 铀钛矿物聚集体中矿物分布特征  
 a—SEM 图像; b—矿物分布面扫描图像; c—钛铀矿分布图像; d—钛铀混合物分布图像; Ru—金红石; Bran—钛铀矿; U-Ti—铀钛矿物聚集体;  
 Q—石英; Pl—斜长石; Ilm—钛铁矿; Ads—中长石; An—钙长石  
 Fig.10 Minerals distribution image of U-Ti minerals aggregates  
 a—SEM image; b—Minerals distribution image of U-Ti minerals aggregate; c—Distribution image of brannerite in aggregate; d—Distribution image of  
 Ti-U mixture in aggregate; Ru—Rutile; Bran—Brannerite; U-Ti—U-Ti minerals aggregates; Q—Quartz; Pl—Plagioclase; Ilm—Ilmenite; Ads—Andesine;  
 An—Anorthite

石和钛铀矿之间, 其中  $TiO_2$  含量介于 42.41%~47.75%,  $UO_2$  含量介于 21.29%~25.17%,  $SiO_2$  含量介

于 8.28%~11.69%,  $PbO$  含量介于 12.37%~14.53%, 上述主要组分变化范围很小且含量十分稳定, 说明

这种“混合物”不是一种由简单的混合作用所形成,但鉴于没有看到明显矿物晶形,且目前尚未发现这种 Ti-U 成分配比的矿物,故将其称之为“钛铀混合物”。钛铀矿成分分析结果显示,  $\text{TiO}_2$  含量介于 16.91%~23.52%,  $\text{UO}_2$  含量介于 52.49%~60.71%,  $\text{SiO}_2$  含量介于 2.14%~4.08%,  $\text{PbO}$  含量介于 7.11%~9.25%。通过上述矿物成分分析结果并结合矿物间的空间关系发现,上述矿物总体上具有由 Ti→U 的演化过程。

### 5.2.3 铀矿化成因探讨

#### (1) 铀矿物的产状

透镜体中的铀具有“金红石-钛铀混合物-钛铀矿-晶质铀矿”的矿物组合形式,暂将钛铀混合物看做是金红石和钛铀矿之间的一种过渡矿物。晶质铀矿和钛铀矿均为原生铀矿物,晶质铀矿主要产于伟晶岩、碱性岩以及作为花岗岩等岩石的副矿物。钛铀矿主要产于伟晶岩、变质岩及作为花岗岩等岩石的副矿物。金红石主要产于伟晶岩、碱性岩、变质岩以及酸性岩浆岩的黑云母中。在自然界中,上述矿物组合的确很少见,但上述各矿物确实具有高温的、与岩浆作用有联系的一种矿物组合特征。

#### (2) 铀矿物与铀矿化透镜体关系

通过前文可知,U-Ti 矿物聚集体多分布于斜长石粒间,与周围斜长石界线清晰,且聚集体总体表现出“塑性”形态特征,特别是斜长石晶粒内发现了包裹的铀钛矿物聚集体,上述现象说明铀钛矿物聚集体形成时间要稍早于周围斜长石的总体结晶时间。为了进一步佐证上述推断,对钛铀混合物及钛铀矿开展了 LA-ICP-MS 原位 U-Pb 同位素年龄测试,根据测试结果(表 3)运用 Isoplot 软件形成铀矿物谐和年龄为 887 Ma(图 11),可代表铀钛矿物聚集体的形成年龄,年龄测试结果与观察结果一致,钛铀矿物聚集体的形成时间早于斜长岩的结晶年龄。

#### (3) 铀钛矿物聚集体成因分析

通过前文可知,铀钛矿物聚集体稍早于周边斜长石主体结晶时间,从而排除了是透镜体形成后由于外来物质进入所致。铀钛矿物聚集体中具有由金红石→钛铀混合物→钛铀矿→晶质铀矿的演化过程,并形成了上述矿物共生的现象。

除攀枝花大田地区外,上述现象在其他铀矿床中从未发现,因此对于上述共生现象的认知还很肤

浅,目前仅能查到 Pospelov(1973)对 Ti-U 体系的实验相图(图 12),图中的矿物组合形式与本文所描述的十分一致,因此该实验结果对探讨铀钛矿物聚集体成因具有重要的参考意义。

从图中可知,金红石及金红石+钛铀矿组合形成的初始温度明显要高于其他矿物或矿物组合的温度,由此判断,攀枝花大田地区这种由金红石→钛铀混合物→钛铀矿→晶质铀矿的演化规律可能主要是由于温度下降的缘故所致。鉴于 Ti-U 这种密切的共生关系,上述矿物在演化前的原始状态可能是一种均匀的“浆状体”,这种均匀的浆状体的形成是由于 Ti 与 U 在熔体中具有极强的亲和性,可使熔浆中分散的 Ti 和 U 汇聚在一起,并在特定的部位聚集。而后,随着岩浆演化及温度降低,“浆状体”与岩体中常见的副矿物形成作用相似,优先从熔体中分离出来,并随着温度的进一步降低从而发生了由金红石→钛铀混合物→钛铀矿→晶质铀矿的演化。根据铀钛矿物聚集体在透镜体中的分布及与周边斜长石接触关系推断,在 Ti-U 矿物从熔体中分离时也可能有斜长石晶体形成。

#### (4) 铀矿物稀土元素特征及其对成因的指示意义

Fryer and Taylor(1987)、Mercadier et al.(2011)、Frimmel et al.(2014)、Alexandre et al.(2015)及 Spano et al.(2017)通过研究和对比世界各地不同成因类型的天然铀矿物,指出不同产出环境、成因类型、物理-化学条件下的铀矿床,其铀矿物的主量元素、稀土元素可以用来表征铀矿床的成因,因上述方法简单、实用、可靠,近年来在铀矿成因研究方面具有广泛的应用。

#### ① 铀矿物稀土配分模式对成因的指示意义

对透镜体中的铀矿物开展了 LA-ICP-MS 稀土元素测试,根据测试结果(表 9)形成了稀土元素球粒陨石化标准配分模式图(图 13)。铀矿物 REE 配分模式曲线一致性较好,总体表现为向右倾的“海鸥”形,具有明显的铕亏损, LREE 元素具有弱的富集,而 HREE 呈现弱亏损。样品中  $\Sigma\text{REE}$  值较高,含量介于  $10596.3 \times 10^{-6}$ ~ $20806.6 \times 10^{-6}$ ,平均值为  $13515.8 \times 10^{-6}$ , LREE/HREE 值介于 1.96~3.84,平均为 2.54,显示轻、重稀土元素稍有分离。通过与全球典型铀矿床铀矿物稀土配分模式对比发现,攀枝花大田地区矿化透镜体中铀矿物稀土配分曲线与

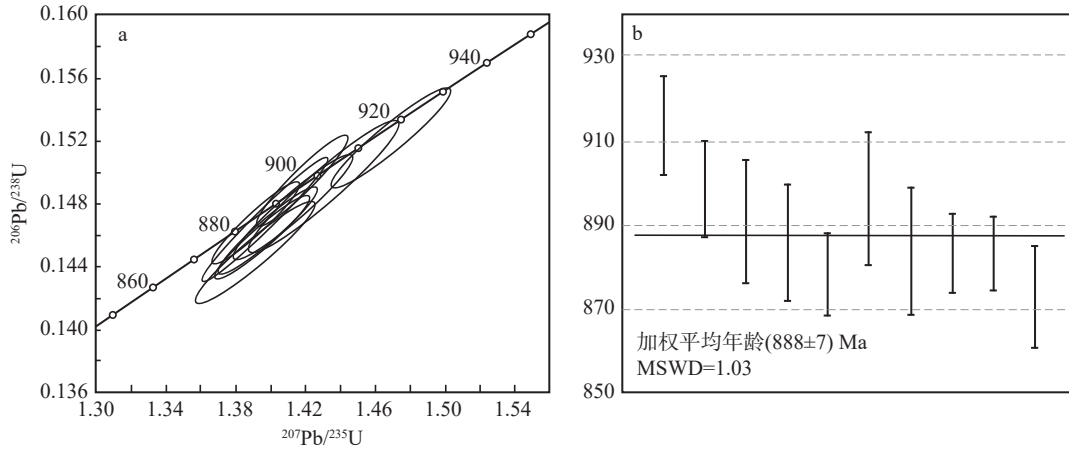


图 11 铀钛矿物聚集体中铀矿物 LA-ICP-MS 年龄谐和图  
Fig.11 Concordia diagram of uranium minerals in the U-Ti minerals aggregates

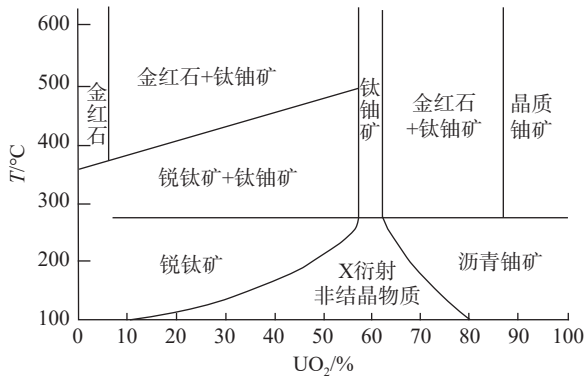


图 12  $UO_2-TiO_2-H_2O$  (20 MPa) 图解  
Fig.12 Stability fields of uranium and titanium minerals synthesized in the  $UO_2-TiO_2-H_2O$  system at 20 MPa

纳米比亚罗辛等典型岩浆成因铀矿床中铀矿物稀土元素配分曲线形式高度一致, 而明显有别于砂岩型、不整合面型、脉岩型成因的铀矿床, 具有典型岩浆成因特征。

②铀矿物成因图解

Cuney(2010)和 Frimmel et al.(2014)指出,  $Th^{4+}$  离子活动性弱于  $U^{4+}$  离子的活动性, 两者能够稳定存在于高温环境。但当温度降低时,  $U^{4+}$ 、 $Th^{4+}$  会发生解耦现象,  $Th^{4+}$  优先进入矿物晶胞, 从而高温形成的铀矿物会富集  $Th^{4+}$ 。根据统计, U/Th 值可作为判别铀矿物形成的温度计推断铀矿化的成因。当 U/Th 比值 > 1000 代表在较低温下 ( $T < 350^\circ C$ ) 形成; 当 U/Th 比值 < 1000, 反映较高温环境 ( $T > (450 \pm 50)^\circ C$ ) 环境中形成; 当 U/Th 比值 < 100, 则代表铀矿化成因与岩浆作用有关。

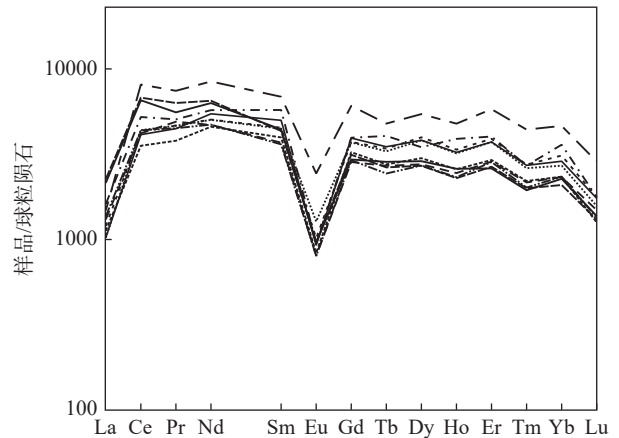


图 13 铀矿化透镜体中铀矿物稀土配分形式(据 Boynton, 1984)  
Fig.13 Chondrite REE patterns of uranium minerals of uranium mineralized lenses (after Boynton,1984)

将本次大田地区铀矿物数据(表 9)计算分析, 所有稀土元素数据点分布在  $(U/Th)/\Sigma REE$  及  $(\Sigma LREE/HLREE) - \Sigma REE$  图解的高温岩浆区域(图 14), 图解显示, 大田地区铀矿物形成与岩浆作用有关, 且形成温度  $> 450^\circ C$ 。

5.2.4 铀矿化过程分析

(1)成矿物质来源

成矿物质主要包含 Ti、U 及 Na。

Ti 源: Ti 本身在斜长岩中就十分容易富集, 因此在斜长岩中往往具有较高的 Ti 含量, 甚至在斜长岩中可以直接形成钛(或含钛)矿床, 如河北承德斜长岩中的钒钛磁铁矿矿床(解广轰, 1977), 挪威西南部 Rogaland 斜长岩体中的钛铁氧化物矿床

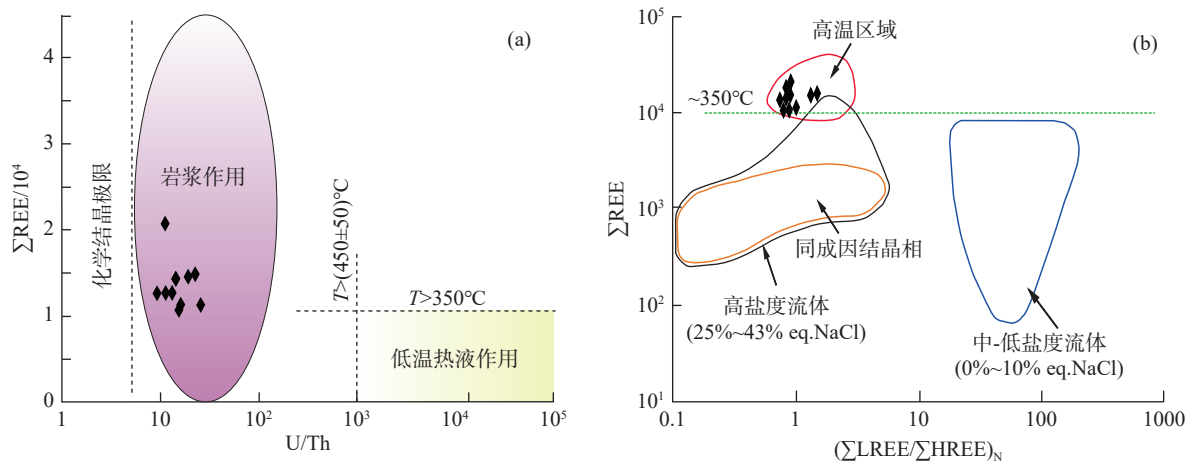


图 14 铀矿化透视镜体中铀矿物 (U/Th)- $\Sigma$ REE(a)和 ( $\Sigma$ LREE/HLREE)- $\Sigma$ REE(b)图解

Fig.14 Diagram of (U/Th)- $\Sigma$ REE (a) and ( $\Sigma$ LREE/HLREE)- $\Sigma$ REE (b) of uranium minerals in uranium mineralized lenses

(Charlier et al., 2006), 美国纽约 Marcy 斜长岩体中的钛铁氧化物矿床(Ashwal, 1982)等。

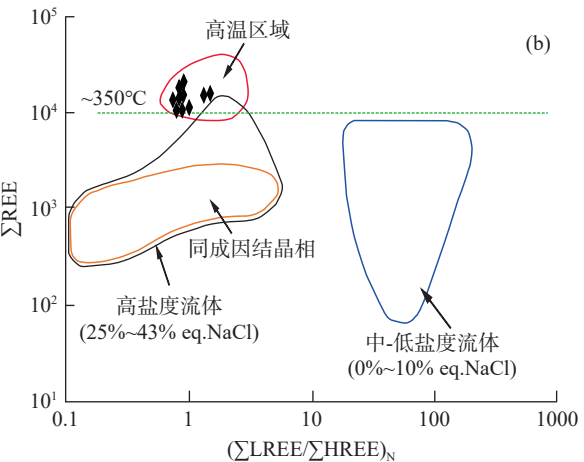
**U 源:** 研究显示, U 与 Ti 具有十分紧密的成因联系, 因此可以确定, U 与 Ti 一样来自于产生斜长岩的岩浆, 且与斜长岩具有同源、同演化的特征。

**Na 源:** 在斜长岩中, 特别是斜长石的边缘往往会形成自交代作用形成的钠长石化(翟裕生, 1965), 说明在斜长岩中本身就含有含量较多的 Na, Macaudière et al.(1985)在斜长岩中发现与斜长岩同源的钾玄武玻璃中有明显富 Na 现象, 进一步佐证了斜长岩中本身富 Na 的地质事实, 且地幔包体研究也显示在地幔岩中具有较多的 Na(见后文), 上述现象说明, Na 本身就是深部基性岩浆重要的组成部分。攀枝花大田地区的 Na 与 Ti 及 U 具有相同的来源。

## (2) 铀的迁移及富集

### ① U 与 Ti 地球化学性状

对于铀钛共存的现象在内生铀矿床中并不少见, 如江西相山铀矿田中(章邦桐等, 2014), 但所占比例极小, 而攀枝花大田地区则以钛铀组合形式为主, 且 Ti 参与了 U 的成矿过程。确定元素地球化学共生的理论概念有助于了解 U、Ti 共生矿床的形成地质条件研究。Ti 是两性元素, 可呈  $Ti^{4+}$  及  $[TiO_4]^{4-}$  的形式存在,  $U^{4+}$  主要呈络合物形式存在, 但其性质趋近于两性元素, 因此很容易与具有两性元素性质的元素结合成络合物, 而且  $Ti^{4+}$  及  $U^{4+}$  无论是在价态上还是在离子半径上均很接近, 在深部 Ti 对 U 具有极强的络合能力, 从而形成 U-Ti 络合物, 但往往



含铀体系中 Ti 含量本身不多, 虽然可以形成钛铀矿等矿物, 但总体数量较少, 而康滇地轴地区独特的地质环境原因, 包括岩浆岩在内的多数岩层(体) Ti 含量很高, 可以为形成 Ti-U 络合物提供充裕的物质基础。

### ② U 的迁移形式

U 是大分子不相容元素, 趋向于向岩浆演化晚期富集, 而 Ti 主要趋向于在基性、碱性或在花岗岩副矿物中富集, 通常情况下二者并无明显的交集, 但是, U 与 Ti 都具有向富钠熔体中富集的趋势, 因此二者在某些特定的条件下又可以共存, 而攀枝花大田地区斜长岩中的 Na 就是建立 U 与 Ti 之间共存的物质基础, 同时也是 Ti-U 络合物重要的组成部分。根据斜长岩中 U 的赋存状态及矿物组合特征并结合 U、Ti 元素地球化学特性等推断, 斜长岩中可能以  $NaU^{4+}[TiO_4]^{4-}(F, Cl)$  为主要络合物形式络合、迁移。但是 Ti 经常可以变为  $Ti^{3+}$ , 从而可以形成  $[TiO_4]^{5-}$  的形式, 而  $Ti^{3+}$  也可替换矿物晶格中的  $Al^{3+}$ , 因此实际 U、Ti 络合物组合形式远比上述更为复杂。

### (3) U 的沉淀机制

通常, 铀矿物的形成主要是由于温压条件的改变或由于化学反应等因素导致络合物分解所致, 而攀枝花大田地区斜长岩中铀矿物的形成主要受控于以下两个因素: 一是在相对封闭的地质环境中, 经历了一个等压降温的过程(见后文), 因温度下降导致 U-Ti 矿物从熔体优先分离出来; 二是交代作

用,由于 U 的络合物趋向于在富 Na 的地区富集,当富铀斜长岩演化到某个特定的阶段,Na<sup>+</sup>会交代早期形成的基性斜长石,即钠黝帘石化,在此过程中消耗了大量的 Na<sup>+</sup>,导致以 NaU<sup>4+</sup>[TiO<sub>4</sub>]<sup>4+</sup>(F,Cl) 为主要络合形式存在的络合物发生分解,从而形成金红石、钛铀矿等矿物,这也可以由攀枝花大田地区富铀斜长石中均发生了强烈的钠黝帘石化作用得到印证。这种自交代作用在其他斜长岩中也较为常见,如河北承德大庙斜长岩体的边缘或顶盖相有强烈的钠交代现象(翟裕生, 1965)。

无论是等压降温作用还是交代作用导致这种络合物解体要比溶液去气作用及在开放体系中温压条件骤变要缓慢的多,从而有助于由金红石→钛铀混合物→钛铀矿→晶质铀矿的演变。

### 5.3 铀矿化形成的温压环境

#### 5.3.1 温度

根据铀矿物(U/Th)-ΣREE 及(ΣLREE/HLREE)-ΣREE 图解(图 14)可知,铀矿物总体形成温度要高于 450℃。为了进一步限定铀矿化形成温度,运用电子探针测定了与铀矿物密切共生的金红石中的 Zr 含量,并根据 Zack et al.(2004)的经验公式计算了金红石形成的温度,结果见表 1,其中包裹金红石温度(T<sub>1</sub>)位于 628.70~877.39℃,平均为 744.63℃,非包裹金红石温度(T<sub>2</sub>)位于 648.18~910.30℃,平均为 770.37℃,二者较为接近。

#### 5.3.2 压力

由于组成斜长岩的斜长石是一种较基性的斜长石,其初始岩浆总体上是富 Ca 的,但是在富 Ca 的环境中 Ti 并没有与 Ca 形成火成岩副矿物中常见的榍石,而是形成了金红石,这确实是值得思考和重视的一个问题,对于了解成矿时的地质条件具有十分重要的意义。

Hellman and Green(1979)、Green and Pearson(1986)、Barth and Foley(2002)、Klemme et al.(2002)、Meinhold(2010)及 John et al.(2011)研究表明,金红石在压力大于 10~15 kbar 条件下可以稳定存在,Hellman and Green(1979)同时认为,在压力小于 15 kbar 时,金红石开始转变为榍石。基于上述认识,在富 Ca 及 Ti 的环境中形成金红石而不形成榍石的压力条件分析,推断攀枝花大田地区铀矿物形成的压力要大于 15 kbar。

#### 5.3.3 封闭的环境

攀枝花大田地区含铀斜长岩一个十分重要的特征就是发生了十分强烈的黝帘石化,说明在较封闭环境中的斜长石遭受了钠交代作用,钠交代替换出的钙没有发生迁移而是原地形成了黝帘石,即钠黝帘石化,该过程也是斜长石去钙长石化过程,黝帘石化越强,说明钠交代作用越强,同时也指示斜长石中的钙含量也越高。黝帘石化形成的压力范围较广,在超高压的环境中也可以形成(胡受奚等, 2004)。

由此可见,攀枝花大田地区斜长岩中的铀矿化主要形成于高温(初始温度超过 700℃)、高压(超过 15 kbar)且封闭的环境中,经历了等压降温的过程所致。

### 5.4 地质意义

#### 5.4.1 铀深部来源的证据

前已述及,虽然业界在积极探索铀深部富集的可能性,现有的证据主要是通过同位素等“间接”证据,但从未发现铀深部富集“直接”的地质证据,即未发现深部铀矿化的实例。通过同位素年代学、岩石地球化学、岩石矿物学及斜长岩与铀矿物之间的关系综合分析等研究发现,攀枝花大田地区铀矿化透镜体与铀矿化具有直接的成因联系,特别是在斜长岩中的斜长石晶粒中发现了包裹的铀钛矿物聚集体,从而进一步证明了铀矿物与斜长岩具有同源、同演化的特征,而铀矿化透镜体具有地幔来源特征,故攀枝花大田地区铀矿化透镜体的发现首次提供了铀地幔来源直接的地质证据。

#### 5.4.2 U 在地球深部化学性状探讨

由于目前一直没有发现铀在深部富集的直接地质证据,因此对 U 在地球深部的地球化学性状还知之甚少,也鲜有文献报道。目前,关于 U 在地球深部的地球化学性质研究主要通过基性岩中包裹的地幔岩包体开展的,研究重点是求得地幔岩包体中 U 的丰度(或质量分数),同时也对 U 的配分进行了研究,发现 U 总体呈非矿物形式的吸附态分布在地幔岩造岩矿物外缘及不一致熔融残余的玻璃体中(Heier, 1963; Green and Morgan, 1968; Rosenbaum et al., 1996; 杜乐天和王文广, 2005)。Green(1979)发现地幔包体中的玻璃体富含 K、Na、P、Ti 等。Rosenbaum et al.(1996)对包裹于碱性玄



武岩中的尖晶石橄榄岩地幔包体进行了研究,发现了富碱及 Ba、Th、U、Pb、Sr、Nd 的玻璃体。杜乐天和王文广(2005)对吉林蛟河白石山的二辉橄榄岩及海南安定福基田村橄榄二辉岩地幔岩包体中玻璃体开展了大量电子探针测试,发现玻璃体中既富 Na、K 碱金属( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  质量分数在 7%~12%)又富含挥发分,由此推断 U 在玻璃体中的富集可能与地幔中富碱(K、Na)的地幔流体有关,特别是在富碱及挥发分的玻璃体中 U 可显著富集,此外,当含有磷灰石及金云母时, U 也有向上述矿物中富集的趋势,即 U 的富集与磷灰石中的 P 及金云母中的 F、Cl、Ti 等有关。铀虽然可以在地幔中富集,但富集程度是相对的,总体有限,其中富集最高的玻璃体中 U 含量也仅仅是  $3\times 10^{-6}\sim 6\times 10^{-6}$ , 远达不到矿化的程度。

攀枝花大田地区斜长岩中铀矿化的发现为探讨 U 在深部的地球化学性质提供了可能,通过攀枝花大田地区斜长岩中铀的赋存形式、矿物共生组合特征等综合分析, U 在深部富集的几个现象值得重视。一是与 Na 或钠交代作用有关;二是与 Ti 关系及其密切。前文已提到,推测 U 主要以  $\text{NaU}^{4+}[\text{TiO}_4]^{4-}$  (F,Cl) 形式络合并迁移,事实上,因  $\text{U}^{4+}$  与  $\text{Ti}^{4+}$  在地球化学性质上具有相似性,  $\text{U}^{4+}$  主要替换络合物中的  $\text{Ti}^{4+}$ , 即存在  $\text{NaTi}^{4+}[\text{TiO}_4]^{4-}$  (F,Cl)– $\text{Na}(\text{Ti}^{4+}, \text{U}^{4+})[\text{TiO}_4]^{4-}$  (F,Cl)– $\text{NaU}^{4+}[\text{TiO}_4]^{4-}$  (F,Cl) 演变序列,上述序列中  $\text{Ti}^{4+}$  与  $\text{U}^{4+}$  之间的替换并不是一个连续的过程,而是有限(或固定比例)的变化过程(表 4~表 6)。在深部富 Na 的环境中, Ti 对 U 具有极强的亲和力,可以将分散的 U 提取出来并与 Ti、Na 一并集中起来,同时, Ti、Na 对 U 具有极强的络合、迁移和聚集能力,甚至局部可形成铀的超级富集现象,如在康滇地轴发现  $\text{UO}_2$  含量为 40%~50% 的超富铀矿化。

需要说明的是,由于康滇地轴本身具有其地质环境的特殊性,因此康滇地轴所反映的 U 在地球深部的地球化学性状不一定具有广泛的代表性。

#### 5.4.3 斜长岩对攀枝花大田地区地质环境的指示意义

斜长岩可代表地球演化史上很重要的构造–热事件,是了解地球动力学重要的标志性岩石之一。Herz(1969)认为斜长岩是地球早期阶段一种罕见的

大变动时高温高压下的产物,而这种大变动在地球发展中很可能只出现一次,如始于巴西的南部,向东经安哥拉、坦桑尼亚、马尔加什以及印度南部而进入澳大利亚的原始冈瓦纳古陆的斜长岩带。Emslie(1978)和解广轰(2005)认为岩体型斜长岩突发性地产生于中元古代,为非造山拉张环境中岩突作用的产物,这种构造环境可能与洋中脊相类似,且处于早期或慢扩张的条件下。近年来,随着高精度测年技术的不断改进,测得的斜长岩形成年龄与其所在区域造山作用的结束时间相近,可能形成于造山作用的晚期或后造山阶段(Scoates and Chamberlain, 1997; Duchesne, 1999; Zhang et al., 2007; 陈伟和赵太平, 2007),目前斜长岩后造山环境成因的观点已开始被越来越多的地质学家所认可。

虽然脉状或层状斜长岩比岩体型斜长岩具有更广泛的分布,但截至目前,对斜长岩的研究主要集中于岩体型的斜长岩,而脉状或层状的斜长岩的研究却极为少见。但是斜长岩作为一种与辉长岩脉具有成因联系且常共同产出的岩石类型,与岩体型的斜长岩及常见的辉长岩脉等应该具有相似的成因环境,即形成于拉张的地质环境中。

## 6 结 论

攀枝花大田地区铀矿化透镜体具有地幔来源特征,且铀矿化透镜体中的铀与其具有直接的成因联系,上述现象的发现为探讨深源铀成矿作用提供了参考。

Na 和 Ti 对 U 的富集、迁移起着关键的作用, Ti 与 U 在熔体中具有极强的亲和性,在熔体中可以同步实现 U、Ti 由分散到集中,且可以呈  $\text{NaU}^{4+}[\text{TiO}_4]^{4-}$  (F,Cl) 为主要络合物形式迁移,并在富 Na、Ti 区域形成了 U 的富集。

攀枝花大田地区铀矿化透镜体中的铀矿化是在高温( $>700^\circ\text{C}$ )、高压( $>15\text{ kbar}$ )且较封闭的环境中,因等压降温作用致使 U–Ti 络合物最先从熔体中分离出来,并随着温度的进一步降低及钠交代作用的发生从而导致 Na–U–Ti 络合物分解并形成了由金红石→钛铀混合物(钛多铀少)→钛铀矿(铀多钛少)→晶质铀矿的演化特征及其相应的矿物组合。

鉴于康滇地轴地质环境的特殊性,特别是区域

总体 Ti 含量较高的事实,因此,康滇地轴反映出的 U 在地球深部的地球化学性状研究具有区域性和局限性,实际上 U 在地球深部的性状具有更为广泛的多样性和复杂性。

## References

- Alexandre P, Kyser T K, Layton M K, Joy B, Uvarova Y. 2015. Chemical compositions of natural uraninite[J]. *Canadian Mineralogist*, 53(4): 595–622.
- Arndt N. 2013. The formation of massif anorthosite: Petrology in reverse[J]. *Geoscience Frontiers*, 4(2): 195–198.
- Ashwal L D. 1982. Mineralogy of mafic and Fe–Ti oxide–rich differentiates of the Marcy anorthosites massif, New York[J]. *American Mineralogist*, 67: 14–27.
- Ashwal L D, Seifert K E. 1980. Rare–earth–element geochemistry of anorthosite and related rocks from the Adirondacks, New York, and other massif–type complexes[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 91(2): 659–684.
- Ashwal L D, Wooden J L. 1983. Sr and Nd isotope geochronology, geologic history, and origin of the Adirondack Anorthosite[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47: 1875–1885.
- Ashwal L D, Wooden J L, Phinney W C, Morrison D A. 1985. Sm–Nd and Rb–Sr isotope systematics of an Archean anorthosite and related rocks from the Superior Province of the Canadian Shield[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 74: 338–346.
- Barth M G, Foley S F. 2002. Partial melting in Archean subduction zones: Constraints from experimentally determined trace element partition coefficients between eclogitic minerals and tonalitic melts under upper mantle conditions[J]. *Precambrian Research*, 113: 323–340.
- Barton J. 1996. The Messina layered intrusion, Limpopo Belt, South Africa: An example of in–suit contamination of an Archean anorthosite complex by continental crust[J]. *Precambrian Research*, 78: 139–150.
- Boynton W V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies[J]. *Developments in Geochemistry*, 2: 63–114.
- Charlier B, Duchesne J C, Auwera J V. 2006. Magma chamber processes in the Tellnes Ilmenite deposit (Rogaland Anorthosite SW Norway) and the formation of Fe–Ti ores in massif–type anorthosites[J]. *Chemical Geology*, 234: 264–290.
- Chen Wei, Zhao Taiping. 2007. Research progress in the petrogenesis of the Proterozoic anorthosite massifs[J]. *Geological Journal of China Universities*, 13(1): 117–126 (in Chinese with English abstract).
- Cuney M. 2010. Evolution of uranium fractionation processes through time: Driving the secular variation of uranium deposit types[J]. *Economic Geology*, 105: 553–569.
- DemaiFFE D, Weis D, Michot J, Duchesne J C. 1986. Isotopic constraints on the genesis of the Rogaland anorthositic (Southwest Norway)[J]. *Chemical Geology*, 57: 167–179.
- Deng Ping, Shen Weizhou, Ling Hongfei, Ye Haimin, Wang Xuecheng, Pu Wei, Tan Zhengzhong. 2003. Uranium mineralization related to mantle fluid: A case study of the Xianshi deposit in the Xiazhuang uranium orefield[J]. *Geochimica*, 32(6): 520–528 (in Chinese with English abstract).
- Du Letian, Wang Wenguang. 2005. Occurrence states of uranium in the mantle and their geochemical implication[J]. *Earth Science Frontiers*, 12(1): 69–78 (in Chinese with English abstract).
- Duchesne J C. 1999. Fe–Ti deposit in Rogaland anorthosites (South Norway): Geochemical characteristic and problems of interpretation[J]. *Mineralium Deposita*, 34: 182–198.
- Emslie R F. 1978. Anorthosite massifs, rapakivi granites, and Late Proterozoic rifting of North America[J]. *Precambrian Research*, 7: 61–98.
- Frimmel H E, Schedel S, Brätz H. 2014. Uraninites chemistry as forensic tool for provenance analysis[J]. *Applied Geochemistry*, 48: 104–121.
- Fryer B J, Taylor R P. 1987. Rare–earth element distributions in uraninites implications for ore genesis[J]. *Chemical Geology*, 63: 101–108.
- Geist D J, Frost C D, Kolker A. 1990. Sr and Nd isotopic constraints on the origin of the Laramie Anorthosite Complex, Wyoming[J]. *American Mineralogist*, 75: 13–20.
- Goldberg S A. 1984. Geochemical relationships between anorthosite and associated iron–rich rocks, Laramie Range, Wyoming[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 87(4): 376–387.
- Green D H, Morgan J W. 1968. Thorium, uranium and potassium abundances in peridotite inclusions and their hot basalts[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 4: 155–166.
- Green H W II. 1979. Trace elements in the fluid phase of the Earth's mantle[J]. *Nature*, 277: 465–467.
- Green T H, Pearson N J. 1986. Rare–earth element partitioning between sphene and coexisting silicate liquid at high–pressure and temperature[J]. *Chemical Geology*, 55: 105–119.
- Haskin L A, Salpas P A. 1992. Genesis of compositional characteristics of Stillwater AN– I and AN– II thick anorthosite units[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56: 1187–1212.
- Heath S A, Fairbairn H W. 1967.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  Ratios in Anorthosites and Some Associated Rocks[D]. Cambridge: Massachusetts Institute of Technology.
- Heier K S. 1963. Uranium, thorium and potassium in eclogitic rocks[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 27: 849–860.
- Hellman P L, Green T H. 1979. The role of sphene as an accessory phase in the high–pressure partial melting of hydrous mafic compositions[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 42(2): 191–201.
- Herndon J M. 1993. Feasibility of a nuclear fission reactor at the Center of the Earth as the energy source for the geomagnetic field[J]. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 45: 423–437.
- Herndon J M. 2003. Nuclear georeactor origin of oceanic basalt  $^3\text{He}/^4\text{He}$ , evidence, and implications[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 100: 3047–3050.

- Herndon J M. 2006. Solar system processes underlying planetary formation, geodynamics, and the georeactor[J]. *Earth, Moon and Planets*, 99: 53–89.
- Herz H. 1969. Anorthosite belt, continental drift and the anorthosite event[J]. *Science*, 164: 944–947.
- Hu Ruizhong, Bi Xianwu, Su Wenchao, Peng Jiantang, Li Chaoyang. 2004. The relationship between uranium metallogenesis and crustal extension during the Cretaceous–Tertiary in South China[J]. *Earth Science Frontiers*, 11(1): 153–160 (in Chinese with English abstract).
- Hu Ruizhong, Li Chaoyang, Ni Shijun, Liu Li. 1993. Research on  $\Sigma\text{CO}_2$  Source in ore-forming hydrothermal solution of granite-type uranium deposits, South China[J]. *Science in China (Series B)*, 23(2): 189–196 (in Chinese).
- Hu Ruizhong, Luo Jincheng, Chen Youwei, Pan Lichuan. 2019. Several progresses in the study of uranium deposits in South China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 35(9): 2625–2636 (in Chinese with English abstract).
- Hu Shiling, Wang Songshan, Sang Haiqing, Qiu Ji, Ye Donghu, Chui Renhe, Qi Changmou. 1990. The isotopic ages and REE geochemistry of Daomiao anorthosite and their geological implication[J]. *Scientia Geologica Sinica*, (4): 332–343 (in Chinese with English abstract).
- Hu Shouxi, Ye Ying, Fang Changquan. 2004. Petrology of the Metasomatically Altered Rocks and Its Significance in Prospecting[M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Huang Shijie. 2006. Preliminary discussion on deep-sourced uranium metallogenesis and deep prospecting[J]. *Uranium Geology*, 22(2): 70–75 (in Chinese with English abstract).
- Jiang Yaohui, Jiang Shaoyong, Linghongfei. 2004. Mantle-derived fluids and uranium mineralization[J]. *Earth Science Frontiers*, 11(2): 491–499 (in Chinese with English abstract).
- John T, Klemm R, Klemme S, Pfänder J A, Hoffmann J E, Gao J. 2011. Nb–Ta fractionation by partial melting at the titanite–rutile transition[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 161: 35–45.
- Klemme S, Blundy J D, Wood B J. 2002. Experimental constraints on major and trace element partitioning during partial melting of eclogite[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66: 3109–3312.
- Komor S C, Elthon D. 1990. Formation of anorthosite–gabbro rhythmic phase layering: An example at North Arm Mountain, bay of islands ophiolite[J]. *Journal of Petrology*, 31: 1–50.
- Kushiro I, Fujii T. 1977. Floatation of plagioclase in magma at high pressures and its bearing on the origin of anorthosite[J]. *Proceedings of the Japan Academy Ser B Physical & Biological Sciences*, 53(7): 262–266.
- Kutty T R N, Iyer G V A, Ramakrishana M, Verma S P. 1984. Geochemical of meta-anorthosites from Holénarasipur, Karnataka, South India[J]. *Lithos*, 17: 317–328.
- Li Ziying. 2006. Hostspot uranium metallogenesis in South China[J]. *Uranium Geology*, 22(2): 65–69 (in Chinese with English abstract).
- Li Ziying, Li Xiuzhen, Lin Jinrong. 1999. On the Meso–Cenozoic mantle plume tectonics, its relationship to uranium metallogenesis and prospecting directions in South China[J]. *Uranium Geology*, 15(1): 9–17 (in Chinese with English abstract).
- Li Z Y, Huang Z Z, Li X Z, Guo J, Fan C. 2015. The discovery of natural native uranium and its significance[J]. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 89(5): 1561–1567.
- Macaudière J, William L, Ohmenstetter D. 1985. Microcrystalline textures resulting from rapid crystallization in a pseudotachylite melt in a meta-anorthosite[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89: 39–51.
- Maier W D, Karykowski B T, Yang S H. 2016. Formation of transgressive anorthosite seams in the Bushveld Complex via tectonically induced mobilisation of plagioclase-rich crystal mushes[J]. *Geoscience Frontiers*, 7: 875–889.
- Mao Jingwen, Li Xiaofeng, Zhang Ronghua, Wang Yitian, Hao Ying. 2005. Deep Fluids Metallogenic System[M]. Beijing: China Land Press.
- Meinhold G. 2010. Rutile and its applications in earth sciences[J]. *Earth Science Reviews*, 102: 1–28.
- Mercadier J, Cuney M, Lach P, Boiron M C, Bonhoure J, Richard A, Leisen M, Kister P. 2011. Origin of uranium deposits revealed by their rare earth element signature[J]. *Terra Nova*, 23: 264–269.
- Pang Yaqin, Fan Honghai, Gao Fei, Wu Jianyong, Xie Xiaozhan. 2019. Helium and argon isotopic compositions of fluid for the south Zhuguang uranium ore field in northern Guangdong Province[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 35(9): 2665–2773 (in Chinese with English abstract).
- Pospelov G L. 1973. Paradoksy, Geologo–fizicheskaya Sushchnost'i Mekhanizmy Metasomatoza (Paradoxes, Geological–Physical Essence and Mechanisms of Metasomatism)[M]. Novosibirsk: Publishing House Nauka.
- Romey W D. 1968. An evaluation of some ‘differences’ between anorthosite in massifs and in layered complexes[J]. *Lithos*, 1: 230–241.
- Rosenbaum J M, Zindler A, Rubenstein J L. 1996. Mantle fluids: Evidence from fluid inclusions[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(17): 3229–3252.
- Scoates J S, Chamberlain K R. 1997. Orogenic to post-orogenic origin for the 1.76 Ga Horse Creek anorthosite complex, Wyoming, USA[J]. *The Journal of Geology*, 105: 331–343.
- Spano T L, Simonetti A, Wheeler T, Carpenter G, Freet D, Balboni E. 2017. A novel nuclear forensic tool involving deposit type normalized rare earth element signatures[J]. *Terra Nova*, 29: 294–305.
- Tian Jianji, Zhang Guoquan, Shang Pengqiang, Qi Youqiang. 2019. Ore-forming material sources of the Dachayuan uranium deposit, Zhejiang Province: Evidence from C–O and Sr–Nd isotopes[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 35(9): 2817–2829 (in Chinese with English abstract).
- Varfalvy V, Hebert R, Bedard J H, Lafleche M R. 1997. Petrology and geochemistry of pyroxenite dykes in upper mantle peridotites of the

- North Arm Mountain Massif, Bay of islands ophiolite, Newfoundland: Implications for the genesis of boninitic and related magmas[J]. *The Canadian Mineralogist*, 35(2): 543–570.
- Wang Zhengqi, Li Ziyang. 2007. Discussion on mantle-derived uranium mineralization[J]. *Geological Review*, 53(5): 608–615 (in Chinese with English abstract).
- Wiebe R A, Wild T. 1983. Fractional crystallization and magma mixing in the Tigalak layered intrusion the Nain anorthosite complex, Labrador[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 84: 327–344.
- Wu Dehai, Xia Fei, Pan Jiayong, Liu Guoqi, Huang Guolong, Liu Wenquan, Wu Jianyong. 2019. Characteristics of hydrothermal alteration and material migration of the Mianhuakeng uranium deposit in northern Guangdong Province[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 35(9): 2645–2764 (in Chinese with English abstract).
- Xie Guanghong. 1977. Some questions about plagioclase[J]. *Geology Geochemistry*, 6: 1–11 (in Chinese with English abstract).
- Xie Guanghong. 1980. Petrochemical characteristics of the anorthosite suite in Damiao, Hebei Province, China[J]. *Geochimica*, 3: 263–278 (in Chinese with English abstract).
- Xie Guanghong. 2005. Petrology and Geochemistry of the Damiao Anorthosite and the Miyun Rapakivi Granite[M]. Beijing: Science Press (in Chinese).
- Yang Zhensheng, Xu Zhongyuan, Liu Zhenghong, Huang Daoling. 2008. The Methods of Geological Survey and Comprehensive Research in Metamorphic Areas[M]. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese).
- Yuan Q, Cao X, Lü X, Wang X, Yang E, Liu Y, Ruan B, Liu H, Munir M. 2014. LA-ICP-MS U–Pb zircon geochronology and Hf isotope, geochemistry and kinetics of the Daxigou anorthosite from Kuruqtagh block, NW China[J]. *Chinese Journal of Geochemistry*, 33: 207–220.
- Zack T, Moraes R, Kronz A. 2004. Temperature dependence of Zr in rutile: Empirical calibration of a rutile thermometer[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148: 471–488.
- Zhai Yusheng. 1965. The characteristics and petrogenesis of an anorthosite[J]. *Geological Review*, 23(3): 186–195 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Bangtong, Ling Hongfei, Wu Junqi. 2014. New finding of brannerite–uraninite–coffinite–pitchblende micro-assemblage and its genetic significance at the No. 6722 uranium deposit, Southern Jiangxi Province[J]. *Geological Review*, 60(6): 14187–1424 (in Chinese with English abstract).
- Zhang S H, Liu S W, Zhao Y, Yang J H, Song B, Liu X M. 2007. The 1.75–1.68 Ga anorthosite–mangerite–alkali granitoid–rapakivi granite suite from the norther North Chian Craton: Magmatism related to a Paleoproterozoic orogen[J]. *Precambrian Research*, 155: 287–312.
- Zhong Fudao, Xie Guanghong. 1978. The age of anorthosite event and its geological implications[J]. *Geochimica*, (3): 202–208 (in Chinese with English abstract).
- ### 附中文参考文献
- 陈伟, 赵太平. 2007. 元古宙岩体型斜长岩的特征及研究现状[J]. *高校地质学报*, 13(1): 117–126.
- 邓平, 沈渭洲, 凌洪飞, 叶海敏, 王学成, 濮巍, 谭正中. 2003. 地幔流体与铀成矿作用: 以下庄矿田仙石铀矿床为例[J]. *地球化学*, 32(6): 520–528.
- 杜乐天, 王文广. 2005. 地幔中铀的存在状态及其地球化学含义[J]. *地质前缘*, 12(1): 69–78.
- 胡瑞忠, 毕献武, 苏文超, 彭建堂, 李朝阳. 2004. 华南白垩纪—第三纪地壳拉张与铀成矿关系[J]. *地质前缘*, 11(1): 153–159.
- 胡瑞忠, 李朝阳, 倪师军, 刘莉, 于津生. 1993. 华南花岗岩型铀矿床成矿热液中 CO<sub>2</sub> 来源研究[J]. *中国科学 (B 辑)*, 23(2): 189–196.
- 胡瑞忠, 骆金诚, 陈佑纬, 潘力川. 2019. 华南铀矿床研究若干进展[J]. *岩石学报*, 35(9): 2625–2636.
- 胡世玲, 王松山, 桑海清, 裘冀, 叶东虎, 崔人合, 戚长谋. 1990. 大庙斜长岩同位素地质年龄、稀土地球化学及其地质意义[J]. *地质科学*, (4): 332–343.
- 胡受奚, 叶瑛, 方长泉. 2004. 交代蚀变岩岩石学及其找矿意义[M]. 北京: 地质出版社.
- 黄世杰. 2006. 略谈深源铀成矿与深部找矿问题[J]. *铀矿地质*, 22(2): 70–75.
- 姜耀辉, 蒋少涌, 凌洪飞. 2004. 地幔流体与铀成矿作用[J]. *地质前缘*, 11(2): 491–499.
- 李子颖. 2006. 华南热点铀成矿作用[J]. *铀矿地质*, 22(2): 65–69.
- 李子颖, 李秀珍, 林锦荣. 1999. 试论华南中生代地幔柱构造、铀成矿作用及其找矿方向[J]. *铀矿地质*, 15(1): 9–17.
- 毛景文, 李晓峰, 张荣华, 王义天, 赫英. 2005. 深部流体成矿系统[M]. 北京: 中国大地出版社.
- 庞雅庆, 范洪海, 高飞, 吴建勇, 谢小占. 2019. 粤北诸广南部铀矿田流体包裹体的氩同位素组成及成矿流体来源示踪[J]. *岩石学报*, 35(9): 2765–2773.
- 田建吉, 张国全, 商朋强, 齐有强. 2019. 大茶园铀矿床成矿物质来源: C–O 和 Sr–Nd 同位素证据[J]. *岩石学报*, 35(9): 2817–2829.
- 王正其, 李子颖. 2007. 幔源铀成矿作用探讨[J]. *地质论评*, 53(5): 608–615.
- 吴德海, 夏非, 潘家永, 刘国奇, 黄国龙, 刘文泉, 吴建勇. 2019. 粤北棉花坑铀矿床热液蚀变与物质迁移研究[J]. *岩石学报*, 35(9): 2745–2764.
- 解广轰. 1977. 有关斜长岩的一些问题[J]. *地质地球化学*, (6): 1–11.
- 解广轰. 1980. 大庙斜长岩杂岩体的岩石学特征[J]. *地球化学*, (3): 263–278.
- 解广轰. 2005. 大庙斜长岩和密云环斑花岗岩的岩石学和地球化学[M]. 北京: 科学出版社.
- 杨振升, 徐仲元, 刘正宏, 黄道玲. 2008. 高级变质岩区地质调查与综合研究方法[M]. 北京: 地质出版社.
- 翟裕生. 1965. 某斜长岩的岩石特征及成因[J]. *地质论评*, 23(3): 186–195.
- 章邦桐, 凌洪飞, 吴俊奇. 2014. 赣南 6722 铀矿床钛铀矿–晶质铀矿–铀石–沥青铀矿显微共生组合的厘定及成因意义[J]. *地质论评*, 60(6): 1418–1424.
- 钟富道, 解广轰. 1978. 斜长岩事件年龄及其地质意义[J]. *地球化学*, (3): 202–208.