

# 川西甲基卡二云母花岗岩与伟晶岩脉地球化学特征及其地质意义

李名则<sup>1,2</sup>, 秦宇龙<sup>1,2</sup>, 李 峥<sup>1,2</sup>, 徐云峰<sup>1,2</sup>, 武文辉<sup>1,2</sup>, 刘 伟<sup>3</sup>,  
叶亚康<sup>4</sup>, 周 雄<sup>4</sup>

(1. 稀有稀土战略资源评价与利用四川省重点实验室, 四川 成都 610081; 2. 四川省地质调查院, 四川 成都 610081;  
3. 四川省地质矿产勘查开发局 113 地质队, 四川 泸州 646000; 4. 中国地质调查局 成都矿产综合利用研究所,  
四川 成都 610041)

**摘要:** 对川西甲基卡地区二云母花岗岩及伟晶岩脉的岩石学特征、地球化学特征进行了分析, 探讨了二云母花岗岩物质来源、构造背景及其与伟晶岩脉的成因联系。分析结果表明, 甲基卡二云母花岗岩的  $\text{SiO}_2$  含量在 73.93% ~ 75.06% 之间; 全碱含量 7.90% ~ 8.36%, 钾质含量较高, 属高钾钙碱性系列岩石;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量为 14.24% ~ 14.77%,  $A/\text{CNK} = 1.14 \sim 1.24$ , 具强过铝质 S 型花岗岩特征;  $\Sigma\text{REE} = 31.18 \times 10^{-6} \sim 41.67 \times 10^{-6}$ ,  $\text{LREE}/\text{HREE} = 4.15 \sim 6.41$ ,  $\delta\text{Eu} = 0.46 \sim 0.70$ ;  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} = 0.07 \sim 0.12 (< 0.3)$ , 指示其物源可能是含砂屑物质极少的泥质岩;  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 = 133.1 \sim 279.8$ , 比值较高, 表明甲基卡二云母花岗岩属高压低温型后碰撞强过铝质岩石。花岗伟晶岩脉  $\text{SiO}_2$  含量在 72.59% ~ 80.91% 之间, 全碱含量 5.26% ~ 10.60%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量 11.79% ~ 17.64%,  $\sigma = 0.74 \sim 3.80$ ,  $A/\text{CNK} = 0.98 \sim 2.38$ ,  $\Sigma\text{REE} = 4.03 \times 10^{-6} \sim 8.29 \times 10^{-6}$ ,  $\text{LREE}/\text{HREE} = 2.61 \sim 10.40$ ,  $\delta\text{Eu} = 0.18 \sim 0.68$ , 与岩体差异明显, 主、微量元素含量变化也较大。甲基卡二云母花岗岩与伟晶岩脉有密切的成因联系。岩浆不混溶作用可能是形成甲基卡含矿伟晶岩脉的关键因素, 花岗质岩浆在上升过程中通过不混溶作用分离出富含挥发分的伟晶岩熔体, 在运移或侵位过程中可能交代围岩矿物而使稀有金属元素进一步富集。二云母花岗岩浆和伟晶岩熔体性质的不同导致稀土元素和 Th、Sr、Ti、Y、Rb、N 等微量元素在两者中含量有明显差异。伟晶岩熔体在运移或就位过程中所经的路径不同和周围环境的差异导致不同位置产出的伟晶岩的元素含量有较大的变化。与二云母花岗岩相比, 花岗伟晶岩的形成演化具有一定的跳跃性。

**关键词:** 川西甲基卡; 二云母花岗岩; 伟晶岩脉; 强过铝质; 后碰撞; 高压低温型; 岩浆不混溶作用

中图分类号: P588.12<sup>+</sup>1; P59

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2018)03-0366-13

## Geochemical characteristics of two-mica granite and granite pegmatite in Jiajika area, western Sichuan, and their geological implications

LI Ming-ze<sup>1,2</sup>, QIN Yu-long<sup>1,2</sup>, LI Zheng<sup>1,2</sup>, XU Yun-feng<sup>1,2</sup>, WU Wen-hui<sup>1,2</sup>, LIU Wei<sup>3</sup>,  
YE Ya-kang<sup>4</sup> and ZHOU Xiong<sup>4</sup>

(1. Key Laboratory of Sichuan Province for Strategic Resources Evaluation and Utilization of Rare Metals and Rare Earth, Chengdu 610081, China; 2. Sichuan Geological Survey, Chengdu 610081, China; 3. No. 113 Geological Party of Sichuan Bureau of Geology and Mineral Resources, Luzhou 646000, China; 4. Chengdu Institute of Multiple Utilization of Mineral Resources, China Geological Survey, Chengdu 610041, China)

收稿日期: 2017-05-23; 接受日期: 2018-02-12

基金项目: 中国地质调查局地质调查项目(DD20160074); 四川省科技厅重点研发项目(2018SZ0276); 中国地质调查局地质调查子项目(121201004000150017-93, 12120113049500)

作者简介: 李名则(1979-), 男, 博士, 高级工程师, 矿物学、岩石学、矿床学专业, E-mail: mingzeli@163.com。

**Abstract:** This paper discusses the petrogenesis of the two-mica granite and its genetic relationship with pegmatite in Jiajika area, west Sichuan Province, by detailed field investigation and laboratory analysis. The whole rock analytical results show that  $\text{SiO}_2$  content of two-mica granite is 73.93% ~ 75.06%, and total alkali is 7.90% ~ 8.36% with high concentration of K, suggesting high-K calc-alkaline series; the content of  $\text{Al}_2\text{O}_3$  is 14.24% ~ 14.77%, and  $A/\text{CNK} = 1.14 \sim 1.24$ , implying strong peraluminous S type granite;  $\Sigma\text{REE} = 31.18 \times 10^{-6} \sim 41.67 \times 10^{-6}$ ,  $\text{LREE}/\text{HREE} = 4.15 \sim 6.41$ ,  $\delta\text{Eu} = 0.46 \sim 0.70$ , and  $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} = 0.07 \sim 0.12 (< 0.3)$ , indicating that its source might have been pelite with rare content of psammite, and high ratio of  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  (133.1 ~ 279.8) implies that it is high-pressure-low-temperature post-collision granite. The  $\text{SiO}_2$  content of the granite pegmatite is 72.59% ~ 80.91%, the total alkali is 5.26% ~ 10.60%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  is 11.79% ~ 17.64%,  $\sigma = 0.74 \sim 3.80$ ;  $A/\text{CNK} = 0.98 \sim 2.38$ ;  $\Sigma\text{REE} = 4.03 \times 10^{-6} \sim 8.29 \times 10^{-6}$ ,  $\text{LREE}/\text{HREE} = 2.61 \sim 10.40$ , and  $\delta\text{Eu} = 0.18 \sim 0.68$ . There are considerable differences between two-mica granite and granite pegmatite in the aspect of the content of major and trace elements. And there is close genetic relationship between granite and pegmatite in the area. Magma immiscibility might be the key factor for the formation of (ore-bearing) granite pegmatite. The pegmatite melt riched in volatile components might be separated during the upwelling of granite magma and metasomatized minerals in wall rock to further concentrate rare metal elements during its migration. The difference between two-mica granite and pegmatite might cause the apparent differences in REEs and elements such as Th, Sr, Ti, Y, Rb and Nb. The different characteristics of pathways and environments that the pegmatite melt passed and emplaced might have resulted in element concentration variance in different sites. In comparison with two-mica granite, there existed a certain degree of jumping characteristic during the formation and evolution of the pegmatite in Jiajika area.

**Key words:** Jiajika; two-mica granite; pegmatite; strongly peraluminous; post-collision; high-pressure-low-temperature; magma immiscibility

**Fund support:** Project of China Geological Survey (DD20160074); Key Project of Research and Development of Science and Technology of Sichuan Province (2018SZ0276); Subproject of China Geological Survey (121201004000150017-93, 12120113049500)

川西锂矿带处于松潘-甘孜造山带内,矿床主要为伟晶岩型,矿产种类多,已发现的矿床主要产于造山带主体的东缘(李建康等,2014b),其中甲基卡锂矿床是目前中国乃至亚洲最大的锂辉石型稀有金属矿床(张云湘等,1996),也是我国重要的整装勘察区(王登红等,2013)。近年来围绕甲基卡矿区外围进行的矿产调查工作不断取得新突破,大大提升了矿区的锂资源勘查量(王登红等,2013;付小方等,2014)。

甲基卡矿区的锂辉石型伟晶岩脉主要围绕区内出露的晚三叠世二云母花岗岩产出,两者有密切的成因联系,因此深入研究区内的花岗岩对探讨伟晶岩的成因和稀有金属矿床的形成具有重要意义,同时对认识松潘-甘孜造山带的演化也具有一定的意义(王登红等,2004;梁斌等,2016)。前人在甲基卡矿区开展了矿产勘查与成矿规律等方面的工作(李永森等,1980;唐国凡等,1984;王登红等,2013;李建康等,2014a,2014b;付小方等,2014,2015;刘

丽君等,2015;赵玉祥等,2015;徐云峰等,2016;鞠天应等,2016),对与其相关的侵入岩的地球化学研究也有所涉及(梁斌等,2016),但总体上仍较薄弱,尤其是对花岗岩与伟晶岩的成因关系及其形成的构造背景鲜有报道。

本文通过对甲基卡二云母花岗岩及伟晶岩脉进行详细调查并取样分析,结合前人成果,研究了甲基卡二云母花岗岩和伟晶岩脉的地球化学特征,并探讨了岩浆物质来源和成岩构造背景等问题,从而进一步认识区内花岗岩与稀有金属矿床的成因联系。

## 1 区域地质概况

矿区地处松潘-甘孜造山带的东缘,位于雅江构造-岩浆热变质穹窿中(许志琴等,1992)(图1a)。穹窿中出露的地层为三叠系新都桥组和侏倭组。新都桥组岩性以板岩、千枚岩、粉砂质板岩为主,夹变细砂岩;侏倭组岩性为变质砂岩、粉砂岩与砂质、碳

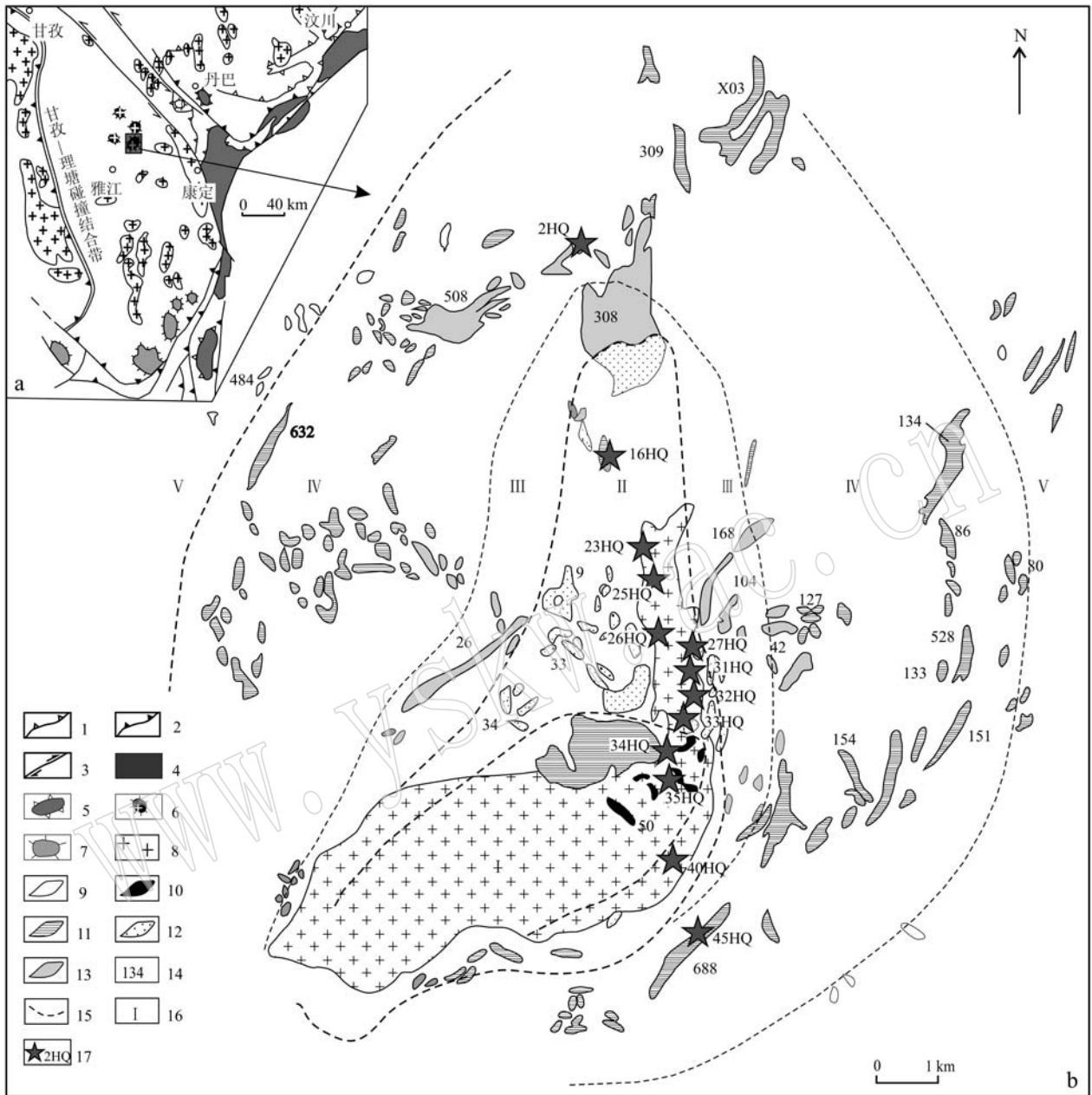


图1 甲基卡稀有金属矿床地质简图[a 据侯立玮等(2002)修改;b 据唐国凡等(1984)<sup>①</sup>、梁斌等(2016)]

Fig. 1 Simplified geological map of Jiajika rare metal ore deposit (a modified after Hou Liwei *et al.*, 2002; b after Tang Guofan *et al.*, 1984<sup>①</sup> and Liang Bin *et al.*, 2016)

1—滑脱带; 2—逆冲推覆带; 3—平移断层; 4—前震旦纪变质杂岩; 5—变质核杂岩; 6—岩浆核杂岩; 7—构造穹窿; 8—中生代花岗岩; 9—钠长石锂云母型伟晶岩; 10—微斜长石型伟晶岩; 11—钠长石锂辉石型伟晶岩; 12—微斜长石钠长石型伟晶岩; 13—钠长石型伟晶岩; 14—伟晶岩脉编号; 15—伟晶岩脉类型分带线; 16—伟晶岩脉类型分带编号; 17—采样位置及编号; I—微斜长石带; II—微斜长石钠长石带; III—钠长石带; IV—锂(白)云母带

1—decollement belt; 2—overthrust belt; 3—strike-slip fault; 4—Pre-Sinian metamorphic complex; 5—metamorphic core complex; 6—magmatic core complex; 7—tectonic dome; 8—Mesozoic-Cenozoic granite; 9—albite-lepidolite type pegmatite; 10—microcline type pegmatite; 11—albite-spodumene type pegmatite; 12—microcline-albite type pegmatite; 13—albite-type pegmatite; 14—serial number of pegmatite vein; 15—dividing line of type of pegmatite belt; 16—serial number of pegmatite belt; 17—sampling site and its serial number; I—microcline belt; II—microcline-albite belt; III—albite belt; IV—lepidolite (mica) belt

① 唐国凡, 吴盛先. 1984. 四川省康定县甲基卡花岗岩伟晶岩锂矿床地质研究报告. 成都: 四川地质矿产开发局, 1~24.

质板岩,它们呈韵律式互层状。受区域变质和接触变质作用影响,新都桥组和侏倭组在矿区内主要为片岩、板岩及角岩化粉砂岩等,原岩为泥质岩、粉砂岩组合,是经历区域变质和接触变质等叠加作用的产物,岩石变质结晶和重结晶现象明显,多数原有结构和构造已消失,留下伴随区域变质作用形成的眼球状、千枚状及片状等构造。部分地段岩石可见大量十字石、红柱石黑云母等热接触变质矿物,堇青石、石榴子石等次之。除角岩化粉砂质板岩外,岩石均为鳞片状变晶结构,变晶矿物主要为黑云母,粒度细小,一般 $1\text{ mm} \pm$ 。

甲基卡二云母花岗岩体侵位于三叠系新都桥组和侏倭组地层中,岩体中部为岩浆岩上侵的中心部位,总体形态为穹窿状,出露面积约 $5.5\text{ km} \pm$ ,规模较小。常见围岩呈残片上覆于岩体之上,并有明显的接触界线,也可见部分以顶垂体形式伸入岩体中。围绕岩体周围的地层发生不同程度热接触变质作

用,形成以岩体为中心的特征变质矿物分带。王全伟等(2008)将甲基卡二云母花岗岩划归雅江-九龙花岗岩带。

## 2 矿床地质特征

甲基卡二云母花岗岩体与稀有、稀土伟晶岩矿床关系密切。二云母花岗岩体出露部分呈镰刀状,南部近东西向延伸,北部近南北向延伸。岩石中普遍含有白云母和黑云母,可见电气石等矿物。组成岩体的岩石类型主要为二云母钾长花岗岩和二云母二长花岗岩,岩石特征描述如下:

二云母钾长花岗岩,灰白色,略带淡肉红色调,细-中粒花岗结构,块状构造(图2a)。主要矿物为碱性长石、斜长石和石英,含少量白云母、黑云母(图2c)。碱性长石由钾长石和微斜长石组成,其中钾长石具简单双晶,微斜长石具格子双晶,矿物大小 $0.2 \sim 2.0\text{ mm}$ ,

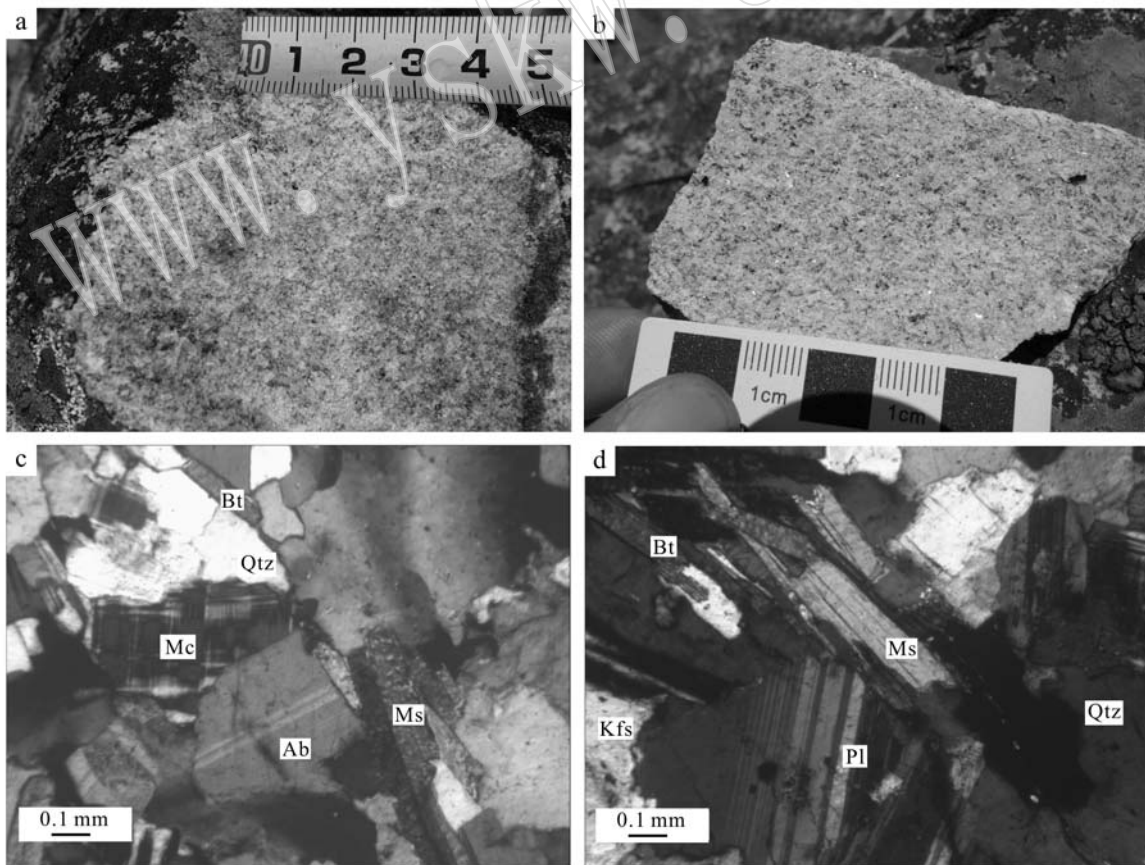


图2 甲基卡二云母花岗岩手标本与薄片镜下(正交偏光)照片

Fig. 2 Hand specimens and photomicrographs (crossed nicols) of two-mica granite in Jiajika area  
Qtz—石英; Mc—微斜长石; Ab—钠长石; Pl—斜长石; Bt—黑云母; Ms—白云母; Kfs—钾长石  
Qtz—quartz; Mc—microcline; Ab—albite; Pl—plagioclase; Bt—biotite; Ms—muscovite; Kfs—K-feldspar



含量 45% ~ 55%；斜长石主要为钠长石，半自形板状，可见双晶，大小 0.2 ~ 1.0 mm，含量 10% ~ 15%；石英，他形不规则状，含量 25% ~ 35%；白云母，片状，可见一组解理，大小 0.5 ~ 2.0 mm，含量 5% ±；黑云母，片状，褐色，具较明显的多色性和吸收性，大小 0.5 ~ 1.0 mm，含量 2% ±；副矿物见电气石、磷灰石、锆石等，含量 1% ±。

二云母二长花岗岩，呈灰白色，结构特征与二云母钾长花岗岩相近（图 2b），仅在主要组成矿物含量方面有所差异，碱性长石含量 35% ~ 45%，斜长石含量 25% ~ 35%，石英含量 20% ~ 30%（图 2d）。

花岗伟晶岩脉产于二云母花岗岩体裂隙部位或围绕岩体的地层裂隙中，成群、成带分布，产于岩体裂隙中的伟晶岩脉与岩体有清楚的界线。据统计，甲基卡地区花岗伟晶岩脉有千余条，其中工业矿体和矿化伟晶岩脉百余条（梁斌等，2016）。自岩体中心部位向外，可将伟晶岩脉依次划分为微斜长石伟

晶岩带、微斜长石钠长石伟晶岩带、钠长石伟晶岩带、锂辉石伟晶岩带以及锂（白）云母伟晶岩带（图 1）。伟晶岩的类型主要为微斜长石型、钠长石型、微斜长石-锂辉石型及钠长石-锂辉石型。

岩体及围岩地层中的伟晶岩脉中都可见锂辉石矿物，一般在地层中出现的伟晶岩脉含矿性较好。伟晶岩呈白-灰白色，伟晶结构，块状构造（图 3），主要矿物组成为：长石，灰白色，自形柱状或板状，大小 1.5 cm × 3 cm ~ 2 cm × 5 cm，含量 50% ~ 60%；石英，烟灰色或无色透明，他形，多呈集合体团块状，含量 30% ~ 40%；白云母，呈片状，无色透明，玻璃光泽，大小 1 ~ 2 cm，含量 2% ~ 5%；部分伟晶岩中可见少量电气石，针柱状，长 1 mm ±，含量 1% ~ 3%；锂辉石，淡绿色，自形长柱状，大小 0.5 cm × 1 cm ~ 2 cm × 5 cm，含量一般在 2% ~ 5% 之间。在锂辉石富集的伟晶岩脉中锂辉石矿物单晶长度达 20 cm ±（图 3b），含量可达 15% ~ 25%。

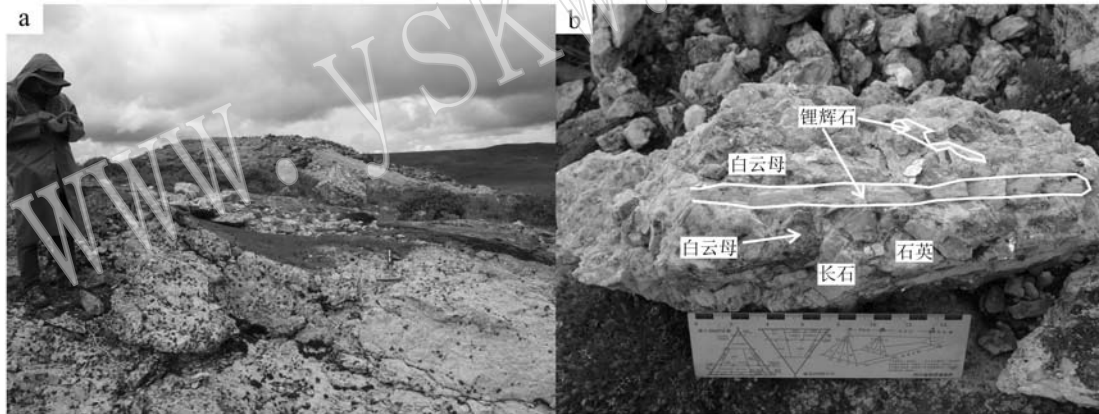


图 3 花岗伟晶岩脉(a)及含锂辉石花岗伟晶岩(b)

Fig. 3 Granite pegmatite vein (a) and spodumene-bearing granite pegmatite (b) in Jiajika area

### 3 样品采集及分析方法

本次工作共采集了 13 件样品，包括甲基卡花岗岩体及伟晶岩脉。伟晶岩样品采自岩体及围岩地层中。其中，2HQ 为钠长石型伟晶岩，16HQ、45HQ 为钠长石锂辉石型伟晶岩，27HQ、33HQ 为微斜长石钠长石型伟晶岩，其余样品采自花岗岩体，岩性为二云母花岗岩，采样位置见图 1。样品主、微量元素分析在中国地质调查局成都矿产综合利用研究所进行。主量元素主要采用传统仪器分析方法进行定量分

析，参照硅酸盐岩石化学分析方法，同时采用熔片 X 射线荧光光谱法和等离子体光电直读光谱分析法。微量及稀土元素大都采用等离子质谱法测定，Cr、Zr、Ga 同时也采用压片法 X 射线荧光光谱法，其中 Ag、Sn、B 采用发射光谱法测定，As、Sb、Bi 采用原子荧光光谱法测定。

### 4 分析结果

样品分析结果（表 1）显示，甲基卡二云母花岗岩和花岗伟晶岩脉主、微量元素特征存在明显的差异。

表1 甲基卡二云母花岗岩及伟晶岩岩石主量元素( $w_B/\%$ )、微量元素( $w_B/10^{-6}$ )分析结果  
 Table 1 Major ( $w_B/\%$ ) and trace ( $w_B/10^{-6}$ ) element content of two-mica granite and pegmatite in Jiajika area

样品	23HQ	25HQ	26HQ	31HQ	32HQ	34HQ	35HQ	40HQ	2HQ	16HQ	27HQ	33HQ	45HQ
岩性	$\eta\gamma$	$\eta\gamma$	$\xi\gamma$	$\eta\gamma$	$\eta\gamma$	$\xi\gamma$	$\xi\gamma$	$\xi\gamma$	$a-\gamma\rho$	$as-\gamma\rho$	$ma-\gamma\rho$	$ma-\gamma\rho$	$as-\gamma\rho$
SiO <sub>2</sub>	75.06	74.29	74.78	74.99	74.73	74.37	73.93	74.37	80.91	74.83	72.59	80.58	74.73
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.07	0.09	0.07	0.06	0.11	0.10	0.10	0.02	0.01	0.03	0.03	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.75	14.51	14.36	14.32	14.35	14.23	14.77	14.29	12.07	14.78	15.09	11.79	17.64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.71	0.47	0.46	0.50	0.36	0.31	0.32	0.51	0.35	0.40	0.17	0.28	0.35
FeO	0.03	0.40	0.26	0.25	0.41	0.57	0.55	0.41	0.05	0.17	0.13	0.41	0.25
MnO	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.02	0.06	0.10	0.05
MgO	0.18	0.24	0.22	0.24	0.25	0.21	0.20	0.24	0.06	0.09	0.05	0.06	0.03
CaO	0.36	0.48	0.34	0.41	0.45	0.53	0.54	0.57	0.09	0.05	0.08	0.05	0.09
Na <sub>2</sub> O	3.54	3.23	3.23	3.48	3.37	2.99	3.19	3.25	4.56	4.20	3.95	2.62	2.84
K <sub>2</sub> O	4.53	4.79	4.67	4.88	4.73	4.95	5.11	4.85	1.08	4.04	6.65	2.64	2.60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.24	0.22	0.21	0.22	0.20	0.21	0.23	0.21	0.21	0.18	0.09	0.08	0.18
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.62	0.80	0.85	0.12	0.70	0.43	0.20	0.23	0.66	0.72	0.53	0.38	0.16
CO <sub>2</sub>	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01
LOI	1.03	1.02	1.09	0.17	0.99	1.15	0.84	0.72	0.75	0.94	0.93	1.00	0.83
Total	101.14	100.56	100.60	99.70	100.64	100.08	100.01	99.79	100.88	100.45	100.37	100.03	99.80
Mg <sup>#</sup>	32.59	34.21	36.79	37.94	37.78	30.61	29.85	33.00	22.67	22.24	23.96	13.91	8.65
Alk	8.07	8.02	7.90	8.36	8.10	7.94	8.30	8.10	5.64	8.24	10.60	5.26	5.44
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1.28	1.48	1.45	1.40	1.40	1.66	1.60	1.49	0.24	0.96	1.68	1.01	0.92
$\sigma$	2.03	2.06	1.96	2.18	2.07	2.01	2.23	2.09	0.84	2.13	3.80	0.74	0.93
Cu	1.51	0.83	1.03	0.33	0.61	0.44	1.01	2.38	1.66	11.00	0.61	0.14	0.10
Pb	46.0	48.5	45.0	45.2	47.8	55.7	60.6	47.2	14.3	18.3	42.8	10.3	8.11
Zn	28.5	23.5	25.2	32.1	27.2	32.4	33.7	33.9	49.6	41.0	18.1	40.3	51.1
Cr	3.8	1.4	2.0	3.9	6.9	4.8	3.9	3.7	6.0	2.1	4.2	4.9	2.7
Ni	2.03	0.86	0.66	0.32	0.81	0.54	0.28	0.47	0.76	1.34	0.34	0.41	0.03
Co	0.40	0.54	0.36	0.40	0.54	0.61	0.50	0.48	0.28	0.35	0.13	0.22	0.12
Li	146	447	332	372	363	476	407	309	896	305	113	232	6970
Rb	569	401	406	422	392	387	429	390	453	1080	1640	631	1520
Cs	26.9	42.4	38.2	49.9	59.5	33.3	51.6	42.7	57.5	109.0	126.0	23.6	125.0
Sr	78	104	78	87	94	103	93	94	29	19	22	17	23
Ba	113	107	70	97	93	100	87	114	48	45	61	56	48
V	1	1	4	1	1	5	1	1	1	2	2	2	5
Sc	2.23	2.79	2.09	2.22	2.60	2.95	2.09	2.11	0.48	0.95	0.34	1.50	0.69
Nb	29.3	18.9	19.2	20.2	20.6	20.8	18.7	19.6	92.7	124	95.3	47.3	99.3
Ta	12.50	4.93	5.61	6.76	5.41	3.88	4.22	4.18	44.00	32.20	41.80	4.58	57.30
Y	7.70	9.58	7.57	9.72	9.98	8.25	5.80	6.53	0.80	2.37	1.01	4.15	2.27
Zr	35	35	35	31	34	38	37	39	18	16	12	26	23
Hf	3.20	3.34	3.38	3.16	3.49	3.98	3.81	3.99	3.36	1.28	1.85	3.72	3.79
Ga	18.0	22.3	19.1	18.1	19.1	19.2	19.3	18.2	23.7	31.0	22.0	28.4	41.9
U	8.79	3.94	2.10	2.93	2.99	3.66	3.78	4.17	7.80	0.97	0.92	1.64	8.72
Th	3.00	3.56	3.03	3.19	3.58	4.08	3.97	4.05	1.08	0.45	1.12	0.83	0.73
La	6.34	7.02	7.15	5.67	7.71	8.49	7.62	8.29	1.12	0.83	1.64	1.68	1.29
Ce	10.30	11.40	10.80	9.15	13.20	13.30	13.10	13.00	1.39	1.26	1.95	2.67	1.80
Pr	1.78	1.92	1.67	1.48	2.13	2.08	2.07	1.90	0.19	0.18	0.25	0.40	0.24
Nd	7.43	6.78	6.05	6.71	8.27	8.68	8.63	9.06	0.82	0.69	0.90	1.11	0.86
Sm	1.72	1.80	1.76	1.75	1.97	2.21	2.23	2.24	0.13	0.28	0.19	0.47	0.29
Eu	0.36	0.36	0.28	0.36	0.39	0.44	0.52	0.43	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02
Gd	1.97	2.19	2.02	2.07	2.14	2.54	2.27	2.35	0.12	0.37	0.23	0.53	0.48
Tb	0.37	0.43	0.40	0.43	0.43	0.46	0.40	0.42	0.02	0.12	0.05	0.15	0.14
Dy	1.72	2.12	1.85	2.10	2.24	2.19	1.77	1.85	0.11	0.54	0.26	0.75	0.56
Ho	0.23	0.32	0.24	0.28	0.31	0.28	0.19	0.21	0.02	0.05	0.03	0.10	0.05
Er	0.50	0.61	0.47	0.64	0.70	0.53	0.37	0.42	0.04	0.09	0.06	0.19	0.09
Tm	0.07	0.08	0.06	0.08	0.08	0.07	0.05	0.05	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01
Yb	0.32	0.45	0.31	0.40	0.40	0.35	0.23	0.24	0.02	0.06	0.05	0.17	0.04
Lu	0.05	0.07	0.04	0.06	0.07	0.05	0.05	0.04	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
$\Sigma$ REE	33.16	35.56	33.10	31.18	40.05	41.67	39.49	40.49	4.03	4.51	5.66	8.29	5.89
LREE/HREE	5.34	4.66	5.15	4.15	5.28	5.44	6.41	6.27	10.40	2.61	7.07	3.30	3.28
$\delta$ Eu	0.60	0.55	0.46	0.58	0.58	0.56	0.70	0.57	0.68	0.19	0.46	0.18	0.19

注： $\eta\gamma$ —二长花岗岩； $\xi\gamma$ —钾长花岗岩； $a-\gamma\rho$ —钠长石型伟晶岩； $as-\gamma\rho$ —钠长石锂辉石型伟晶岩； $ma-\gamma\rho$ —微斜长石钠长石型伟晶岩。

4.1 主量元素

二云母花岗岩的 SiO<sub>2</sub> 含量在 73.93% ~ 75.06% 之间, 平均 74.57%; 全碱含量 7.90% ~ 8.36%, 平均 8.10%; K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O = 1.28 ~ 1.66, 平均 1.47, 显示富钾的特征; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量 14.24% ~ 14.77%, 平均 14.45%。在岩浆岩 TAS 分类图解(图 4)中, 样品集中投点于花岗岩区域。里特曼指数  $\sigma = 1.96 \sim 2.23$ , 均小于 3.3, 为钙碱性系列岩石特征。在 K<sub>2</sub>O - SiO<sub>2</sub> 图解(图 5)中, 二云母花岗岩投点于高钾钙碱性系列区域。A/CNK = 1.14 ~ 1.24, 均大于 1.1, 在 A/NK - A/CNK 图解中均投点于过铝质范围内(图 6)。因此, 甲基卡二云母花岗岩属高钾钙碱性强过铝质岩石。

花岗伟晶岩脉 SiO<sub>2</sub> 含量在 72.59% ~ 80.91% 之间, 平均 76.73%; Na<sub>2</sub>O 含量 2.62% ~ 4.56%, K<sub>2</sub>O 含量 1.68% ~ 6.65%, 全碱含量 (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) 5.26% ~ 10.60%, 平均 7.04%, CaO 含量 0.05% ~ 0.09%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量 11.79% ~ 17.64%, 平均 14.27%。可以看出, 伟晶岩脉样品的各主量元素含量均有较大差异, 从而导致一些参数计算的数值范围较大, 如里特曼指数  $\sigma = 0.74 \sim 3.80$  (平均值 1.69), A/CNK = 0.98 ~ 2.38 (平均 1.6), K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O = 0.24 ~ 1.68 (平均 0.96)。在图 4、图 5 及图 6 中表现为伟晶岩脉样品投点明显分散, 这可能是由于不同位置产出的伟晶岩熔体在成岩过程中受运移路径及物理化学条件影响而导致的分异程度差异

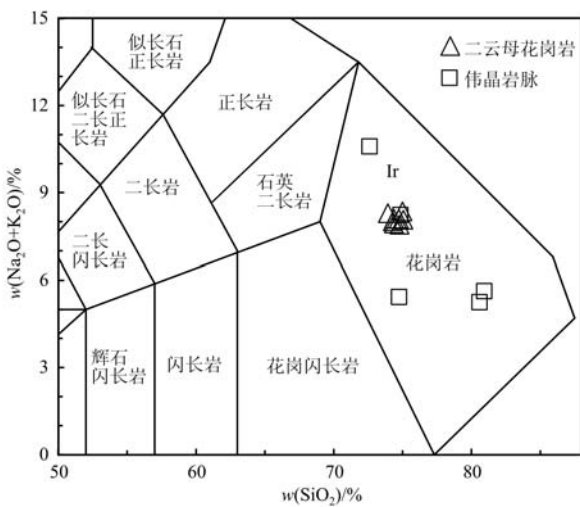


图 4 甲基卡花岗岩及伟晶岩脉 TAS 分类图解 (底图据 Middlemost, 1994)

Fig. 4 TAS diagram for two-mica granite and pegmatite in Jiajika area (base map after Middlemost, 1994)

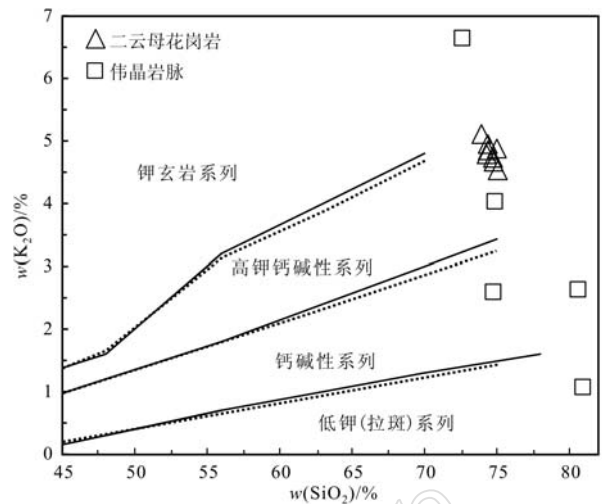


图 5 甲基卡花岗岩及伟晶岩脉 K<sub>2</sub>O - SiO<sub>2</sub> 图解 (底图中实线范围据 Peccerillo and Taylor, 1976; 虚线范围据 Middlemost, 1985)

Fig. 5 K<sub>2</sub>O - SiO<sub>2</sub> diagram for two-mica granite and pegmatite in Jiajika area (solid lines after Peccerillo and Taylor, 1976; dotted lines after Middlemost, 1985)

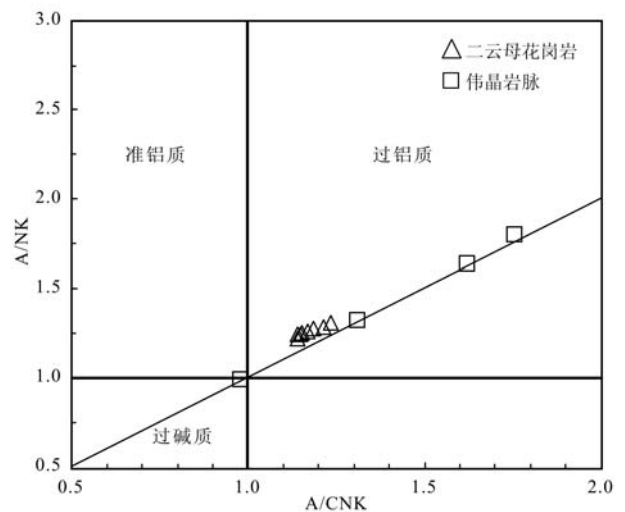


图 6 甲基卡花岗岩及伟晶岩脉 A/NK - A/CNK 图解 (底图据 Maniar and Piccoli, 1989)

Fig. 6 A/NK - A/CNK diagram for two-mica granite and pegmatite in Jiajika area (after Maniar and Piccoli, 1989)

引起的。

4.2 稀土元素和微量元素

分析结果(表 1)表明, 甲基卡矿区强过铝质二云母花岗岩及伟晶岩脉均表现出 Li、Be、Rb、Cs、Nb、Ta 等元素富集的特征。来自岩体样品的花岗岩样品的  $\Sigma\text{REE} = 31.18 \times 10^{-6} \sim 41.67 \times 10^{-6}$ , LREE/HREE

=4.15~6.41,  $\delta\text{Eu} = 0.46 \sim 0.70$ ; 而伟晶岩脉样品的  $\Sigma\text{REE}$  含量相比岩体样品更低, 为  $4.03 \times 10^{-6} \sim 8.29 \times 10^{-6}$ ,  $\text{LREE}/\text{HREE} = 2.6 \sim 10.4$ ,  $\delta\text{Eu} = 0.18 \sim 0.68$ 。岩体与岩脉的稀土元素特征差异在配分图解中也有明显体现(图7), 相对于花岗岩体, 伟晶岩中的稀土元素表现为相当程度的亏损, 部分伟晶岩中 Eu 强烈亏损。花岗岩体的稀土元素配分型式非常相似, 而伟晶岩脉的稀土元素配分曲线表现出一定的波动性。总体来看, 岩体和岩脉均为轻稀土元素富集的右倾型配分形式, 轻、重稀土元素分异较明显。

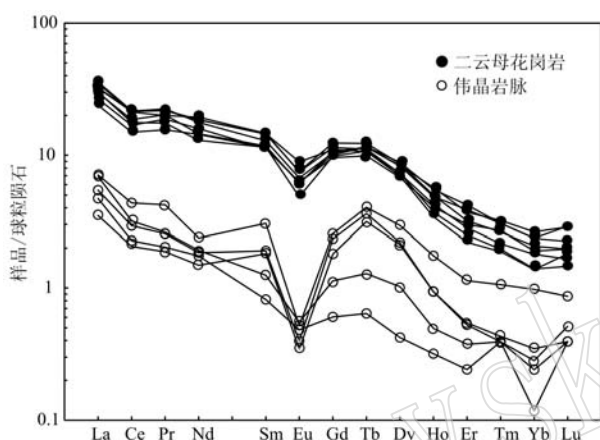


图7 甲基卡二云母花岗岩及伟晶岩脉稀土元素配分图 (标准化值据 Sun and Mcdonough, 1989)

Fig. 7 Chondrite-normalized REE patterns for two-mica granite and pegmatite in Jiajika area (normalization data after Sun and Mcdonough, 1989)

从分析结果及微量元素原始地幔标准化图解(图8)可见, 总体上, 甲基卡花岗岩及伟晶岩脉的 Rb、U、P、Hf、Y 等元素具有较明显的正异常特征, Ba、Zr、Ti 等元素具显著的负异常。K、Rb、Ba 等大离子亲石元素富集, Zr、Ti 等高场强元素相对亏损。与花岗岩体相比, 伟晶岩脉中的 Ba、Th、La、Ce、Sr、Nd、Zr、Sm、P、Ti、Y、Yb、Lu 等元素均表现出不同程度的亏损, Rb、Nb 等元素相对富集, K 元素与岩体相比无明显差异, U 元素则有一定的波动特征。

## 5 讨论

### 5.1 岩石物源及成岩构造环境

由主量元素特征可知, 甲基卡二云母花岗岩为强过铝质, 岩石中可见白云母及电气石;  $\text{SiO}_2$  含量高(73.93%~75.06%),  $\text{Mg}^\#$  值较低(29.85~37.94); 具有较高含量的  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  值小于1; A/CNK

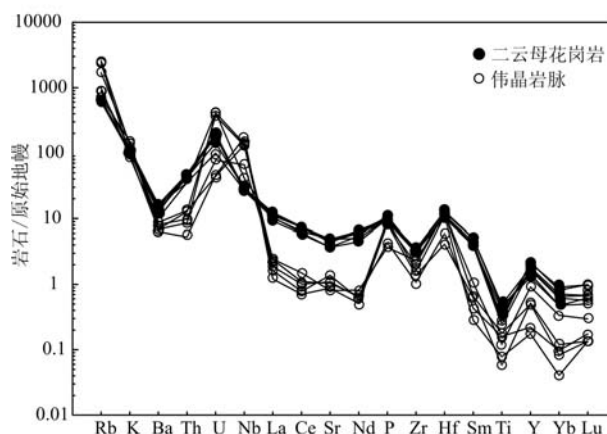


图8 甲基卡二云母花岗岩及伟晶岩脉微量元素蛛网图 (标准化值据 Sun and Mcdonough, 1989)

Fig. 8 Primitive mantle-normalized spidergram for two-mica granite and pegmatite of Jiajika area (normalization data after Sun and Mcdonough, 1989)

值均大于1.1, CIPW 标准矿物计算中普遍出现刚玉且含量均大于1%, 这些特征均指示甲基卡花岗岩为 S 型花岗岩, 即它们的源岩是沉积岩。

过铝质花岗岩一般形成于大陆碰撞环境(Barbarin, 1999), 而对于强过铝质花岗岩, Sylvester (1998) 认为主要形成于后碰撞的构造环境。由图 9a 可看到, 甲基卡花岗岩投点于同碰撞构造环境花岗岩区域, 在图 9b 中投点于同碰撞与碰撞后过渡区域。Pearce 等(1984)指出, 由于成岩物质来源的不同, 后碰撞环境的花岗岩类在 Rb-(Y+Nb) 图解中投点于火山弧花岗岩(VAG)区域右上部至同碰撞花岗岩(syn-COLG)区域右下侧的区域(图 9a)。综合前人认识及本文研究, 笔者认为甲基卡强过铝质花岗岩形成于后碰撞环境。

三叠纪末期南古特提斯洋盆关闭, 劳亚板块(昆仑地体)、昌都-羌塘微板块和扬子板块发生汇聚碰撞, 使松潘-甘孜造山带发生双向收缩作用以及大规模的滑脱-推覆构造, 导致区域内的地壳挤压增厚(许志琴等, 1992), 引发广泛的岩浆、变质事件, 并在造山带东部形成若干构造-岩浆-变质穹窿(侯立玮等, 2002), 甲基卡穹窿即是其中之一。甲基卡强过铝质二云母花岗岩锆石 U-Pb 年龄为 223 Ma(郝雪峰等, 2015), 指示区内花岗岩可能是晚三叠世-早侏罗世陆-陆碰撞(后碰撞)使地壳挤压加厚, 而后壳源物质部分熔融形成的(王全伟等, 2008)。

Sylvester(1998)将陆-陆碰撞作用划分为两种类

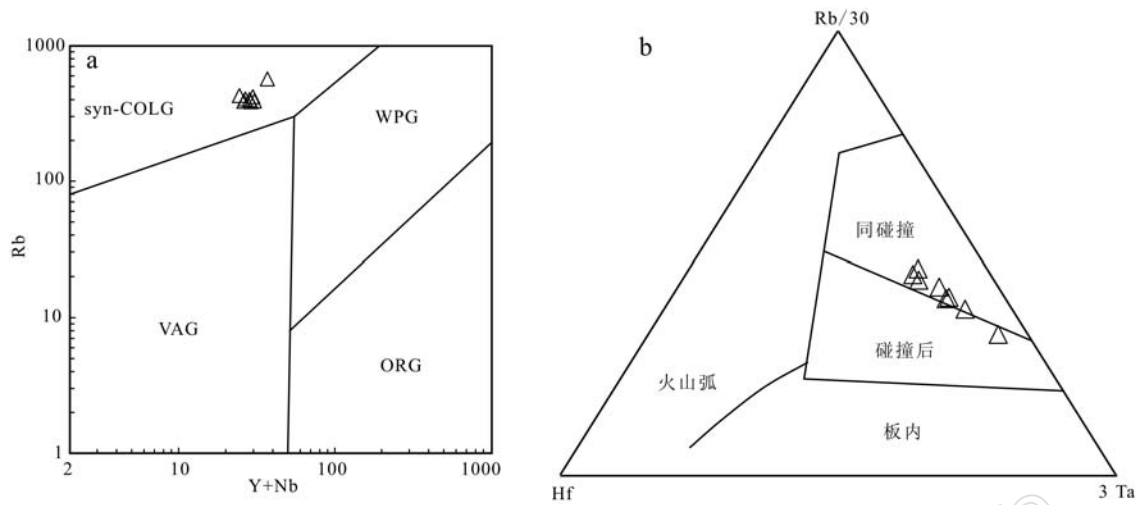


图9 甲基卡二云母花岗岩 Rb-(Y+Nb) 图解(a, 底图据 Pearce *et al.*, 1984) 及 Rb/30-Hf-3 Ta 图解 (b, 底图据 Harris *et al.*, 1986)

Fig. 9 Rb-(Y+Nb) diagram (a, after Pearce *et al.*, 1984) and Rb/30-Hf-3 Ta diagram (b, after Harris *et al.*, 1986) for two-mica granite in Jiajika area

型,即高压型和高温型,对应两种成因的强过铝质花岗岩,其中高压型碰撞在同碰撞期发生程度较高的地壳加厚作用(>50 km),原地的放射性元素(如K、U及Th等)衰变产生的热量以及后碰撞伸展作用使加厚的地壳发生减压部分熔融(Searle *et al.*, 1997),产生小到中等规模的高压型后碰撞强过铝质花岗岩浆;高温型碰撞可能导致板片裂解(Davies and Blanckenburg, 1995)和岩石圈拆沉(Black, 1993),地壳加厚的程度较低(<50 km),板片裂解和岩石圈拆沉引起软流圈地幔上涌,地幔携带的热量使地壳部分熔融(Thompson and Connolly, 1995),产生大规模的高温型强过铝质花岗岩浆。 $Al_2O_3/TiO_2$ 值可反映强过铝质花岗岩的温压信息,高的 $Al_2O_3/TiO_2$ 值(>60)反映了高压碰撞环境的强过铝质花岗岩形成温度较低(<875°C)且规模较小,而低 $Al_2O_3/TiO_2$ 值反映了高温碰撞环境( $\geq 875^\circ C$ )的强过铝质花岗岩(Douce and Johnston, 1991; Sylvester, 1998)。由表1计算可知,甲基卡二云母花岗岩具有高的 $Al_2O_3/TiO_2$ 值(133.1~279.8,平均189),属高压低温型强过铝质花岗岩。根据岩体的出露面积(约5.5 km<sup>2</sup>)推测,甲基卡二云母花岗岩浆产出规模较小。因此,甲基卡二云母花岗岩形成的温压条件与产出规模有较好的对应关系。

富粘土、贫斜长石的泥岩和贫粘土、富斜长石的砂屑岩在高压碰撞环境和高温碰撞环境中均可发生

部分熔融,区别在于粘土质和砂屑的比例(Sylvester, 1998)。Chappell 和 White (1992)对澳大利亚Lachlan褶皱带内的强过铝质花岗岩的研究认为,岩石中低含量的CaO和Na<sub>2</sub>O是从它们的沉积物源继承的,这两种氧化物含量的变化反映了它们的源岩中粘土物质的含量。因此CaO/Na<sub>2</sub>O值可作为反映沉积物源中粘土质占比的较好指标,CaO/Na<sub>2</sub>O<0.3反映了强过铝质花岗岩的沉积物源以粘土质为主,而CaO/Na<sub>2</sub>O>0.3则反映其物源以砂屑岩为主(Sylvester, 1998)。与中国花岗岩类平均化学成分(黎彤等,1998)相比,甲基卡强过铝质二云母花岗岩的CaO含量很低(0.34%~0.57%,平均0.46),Na<sub>2</sub>O含量稍低(2.29%~3.54%,平均3.54),CaO/Na<sub>2</sub>O=0.07~0.12,可能指示其物源是含砂屑物质极少的泥质岩。Rb、Sr、Ba含量的变化也可反映强过铝质花岗岩的物源信息(Sylvester, 1998),在Rb/Ba-Rb/Sr图解(图10)中,甲基卡二云母花岗岩投点于富粘土源岩区域,进一步指示了区内的强过铝质花岗岩的源岩以泥质岩为主。前已述及,区内的花岗岩可能是晚三叠世-早侏罗世陆-陆碰撞(后碰撞)导致地壳加厚、壳源物质部分熔融形成,结合区内出露地层源岩组合主要为泥质岩、粉砂岩及少量砂岩,推断甲基卡二云母花岗岩的源岩可能为三叠系新都桥组和侏侏组地层。

## 5.2 二云母花岗岩与含矿伟晶岩脉的成因联系

甲基卡稀有金属矿床的成矿年代学研究已取得

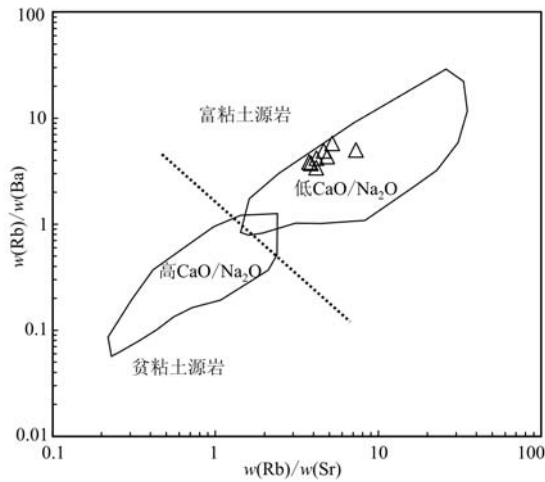


图 10 甲基卡二云母花岗岩 Rb/Ba - Rb/Sr 图解  
(底图据 Sylvester, 1998)

Fig. 10 Rb/Ba - Rb/Sr diagram for two-mica granite in Jiajika area (after Sylvester, 1998)

了一些成果(唐国凡等, 1984<sup>①</sup>; 王登红等, 2005; 郝雪峰等, 2015), 含矿伟晶岩脉的形成时代晚于二云母花岗岩体, 两者结晶年龄相差 7 ~ 9 Ma (郝雪峰等, 2015); 含矿伟晶岩脉与花岗岩体均形成于三叠纪后期, 处于印支运动末期相对稳定阶段。伟晶岩矿床的形成需要一定的物理化学条件及构造条件, 与一定的侵入体有密切的成因联系(翟裕生等, 2011)。甲基卡地区相对稳定和封闭的穹窿构造环境为稀有金属伟晶岩矿床的形成提供了有利条件(王登红等, 2004; 郝雪峰等, 2015)。花岗质岩浆在源区形成后沿底辟上升, 使上覆地层上拱形成穹窿, 并使地层产生裂隙。鉴于伟晶岩脉的形成晚于二云母花岗岩(唐国凡等, 1984<sup>①</sup>; 王登红等, 2005; 郝雪峰等, 2015), 推测在二云母花岗岩侵位并结晶后其体积收缩, 在岩体与围岩接触部位产生空隙, 在岩体内部也可能产生裂隙。花岗伟晶岩浆在演化后期沿这些空隙和裂隙充填, 最后结晶形成伟晶岩脉。

甲基卡强过铝质二云母花岗岩属于富 F (Li-F) 花岗岩(李建康, 2007; 梁斌等, 2016)。花岗质岩浆形成后, 在演化过程中发生了不混溶作用(李建康等, 2006, 2007), 岩浆不混溶可能是伟晶岩形成的关键因素(李建康等, 2006; Thomas and Davidson, 2012)。在岩浆底辟上升过程中, 物理化学条件的改变(如压力、温度降低)可能引起岩浆不混溶作用,

分离出二云母花岗岩浆以及富含水和其他挥发分的花岗伟晶岩浆(Thomas and Davidson, 2012)。伟晶岩浆中挥发分的存在不仅降低了岩浆的结晶温度和粘度(流动性增强), 同时增强了相对难溶组分的混溶性(Thomas *et al.*, 2000; Sowerby and Keppler, 2002)。花岗伟晶岩熔体在此阶段是开放的(翟裕生等, 2011; Dill, 2015), 这种富含挥发分的低粘度岩浆在运移或侵位的过程可分为两种情况: ① 在岩体内部裂隙或岩体与围岩地层间的空隙中, 运移和侵位的距离较短, 从而时间也较短, 不发生交代作用或仅有轻微的交代作用, 伟晶岩脉含矿性较差; ② 在围岩地层裂隙中, 运移距离及时间较长, 花岗伟晶岩熔体能够较充分交代围岩中一些早期形成的矿物, 使一些有用元素(如 Li、Be、Nb、Ta 等稀有元素)进一步富集(翟裕生等, 2011; Thomas *et al.*, 2012), 形成含矿伟晶岩脉。含矿的伟晶岩熔体在结晶成岩过程中, 锂辉石首先开始结晶并生长(李胜虎等, 2015), 由于熔体的低粘度和富挥发分等特征有利于矿物晶体的生长, 长石、石英以及白云母等容易形成伟晶矿物, 从而形成稀有金属伟晶岩矿床。

二云母花岗岩浆和伟晶岩浆两个体系物理化学性质的不同导致一些元素在两者中浓度的差异, 同时在伟晶岩浆与围岩的相互作用过程中, 伟晶岩熔体除吸收具经济价值的稀有、稀土元素外, 还吸收其他一些稀土、微量元素, 同时流失部分元素, 其结果表现为稀土元素和 Th、Sr、Ti 等大部分微量元素在伟晶岩中相对亏损、而 Rb、Nb 等元素相对富集(表 1、图 6、图 7), 进一步强化了这种差异。因此, 从岩浆演化的角度看, 与二云母花岗岩不同, 甲基卡花岗伟晶岩的形成演化具有一定的跳跃性的特点。

## 6 结论

(1) 主量及微量元素地球化学特征表明, 甲基卡二云母花岗岩属高钾钙碱性强过铝质 S 型花岗岩, 其源岩可能为泥质岩, 来自于三叠系新都桥组和侏倭组地层, 是由三叠系末期松潘-甘孜造山带板块碰撞导致地壳加厚, 在后碰撞伸展阶段地壳物质减压部分熔融形成的, 属于后碰撞高压低温型强过铝质花岗岩。

(2) 岩浆不混溶作用可能是形成甲基卡伟晶岩

① 唐国凡, 吴盛先. 1984. 四川省康定县甲基卡花岗伟晶岩锂矿床地质研究报告. 成都: 四川地质矿产开发局, 1 ~ 24.

脉的关键因素。花岗质岩浆底辟上升过程中可能发生了不混溶作用,分离出富含挥发分的伟晶岩熔体,在运移或侵位过程中可能交代围岩中早期形成的矿物而使Li、Be、Nb、Ta等稀有金属元素进一步富集。

(3) 二云母花岗岩浆和伟晶岩熔体两个体系性质的不同导致元素在两者中浓度差异,从而引起伟晶岩中稀土元素和Th、Sr、Ti等微量元素含量与岩体有明显差异。伟晶岩熔体从花岗质岩浆分异出后,在运移或就位过程中所经的路径不同和周围环境的差异,导致不同位置产出的伟晶岩脉的元素含量与二云母花岗岩相比有较大的变化。伟晶岩的形成演化具有一定的跳跃性。

**致谢** 中国地质科学院地质研究所吴才来研究员对本文初稿提出了宝贵的指导意见,中国地质科学院矿产资源研究所李建康研究员和匿名审稿人对本文提出了建设性修改意见,编辑老师对行文进行了润色加工,在此一并致以衷心的感谢!

## References

- Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments[J]. *Lithos*, 46: 605 ~ 626.
- Black R. 1993. Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: The Pan African testimony[J]. *Journal Geological Society London*, 150: 89 ~ 98.
- Chappell B W and White A J R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt[J]. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, 83: 1 ~ 26.
- Davies J H and Blanckenburg F V. 1995. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens[J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 129: 85 ~ 102.
- Dill H G. 2015. Pegmatites and aplites: Their genetic and applied ore geology[J]. *Ore Geology Reviews*, 69: 417 ~ 561.
- Douce A E P and Johnston A D. 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: Implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107: 202 ~ 218.
- Fu Xiaofang, Hou Liwei, Wang Denghong, *et al.* 2014. Achievements in the investigation and evaluation of spodumene resources at Jiajika in Sichuan, China[J]. *Geological Survey of China*, 1(3): 37 ~ 43(in Chinese with English abstract).
- Fu Xiaofang, Yuan Lanping, Wang Denghong, *et al.* 2015. Mineralization characteristics and prospecting model of newly discovered X03 rare metal vein in Jiajika orefield, Sichuan[J]. *Mineral Deposits*, 34(6): 1 172 ~ 1 186(in Chinese with English abstract).
- Hao Xuefeng, Fu Xiaofang, Liang Bin, *et al.* 2015. Formation ages of granite and X03 pegmatite vein in Jiajika, western Sichuan, and their geological significance[J]. *Mineral Deposits*, 34(6): 1 199 ~ 1 208(in Chinese with English abstract).
- Harris N B W, Pearce J A and Tindle A G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism[J]. *Geological Society of London Special Publications*, 19: 67 ~ 81.
- Hou Liwei and Fu Xiaofang. 2002. Domelike Metamorphic Terrain in East Margin of Songpan-Ganzi Orogen[M]. Chengdu: Sichuan University Press, 1 ~ 159(in Chinese).
- Ju Tianying and Zhou Xiaobo. 2016. Ore genesis of the Jiajika rare-metal granitic pegmatite deposit in west Sichuan[J]. *Acta Geologica Sichuan*, 36(1): 42 ~ 46(in Chinese).
- Li Tong and Yuan Huaiyu. 1998. On the average chemical composition of granitoids in China and the world [J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 22(1): 29 ~ 34(in Chinese).
- Li Jiankang, Wang Denghong, Zhang Dehui, *et al.* 2007. Mineralization Mechanism and Continental Geodynamics of Pegmatite Type Deposits in Western Sichuan, China[M]. Beijing: Atomic Energy Press, 1 ~ 187(in Chinese).
- Li Jiankang, Fu Xiaofang, Zou Tianren, *et al.* 2014a. Prospecting breakthrough and analysis of peripheric prospect in Jiajika Li ore deposit, Sichuan Province[J]. *Mineral Deposits*, 33(S): 1 175 ~ 1 176(in Chinese).
- Li Jiankang, Liu Xifang and Wang Denghong. 2014b. The metallogenetic regularity of lithium deposit in China[J]. *Acta Geologica Sinica*, 88(12): 2 269 ~ 2 283(in Chinese with English abstract).
- Li Jiankang, Wang Denghong, Zhang Dehui, *et al.* 2006. The discovery of silicate daughter mineral-bearing inclusions in the Jiajika pegmatite deposit, western Sichuan, and its significance[J]. *Mineral Deposits*, 25(S): 131 ~ 134(in Chinese).
- Li Shenghu, Li Jiankang and Zhang Dehui. 2015. Application of hydrothermal diamond-anvil cell in fluid inclusions: An example from the Jiajika pegmatite deposit in western Sichuan, China[J]. *Acta Geologica Sinica*, 89(4): 747 ~ 754(in Chinese with English abstract).
- Li Yongsen and Han Tonglin. 1980. Contact metamorphic characteristics of granite pegmatite in western Sichuan Province and its prospecting implication[J]. *Geological Review*, 26(2): 121 ~ 128(in Chinese).



- Liang Bin, Fu Xiaofang, Tang Yi, *et al.* 2016. Granite geochemical characteristics in Jiajika rare metal deposit, western Sichuan [J]. Journal of Guilin University of Technology, 36(1): 42~49(in Chinese with English abstract).
- Liu Lijun, Fu Xiaofang, Wang Denghong, *et al.* 2015. Geological characteristics and metallogeny of Jiajika-style rare metal deposits[J]. Mineral Deposits, 34(6): 1 187~1 198(in Chinese with English abstract).
- Maniar P D and Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids [J]. Geological Society of America Bulletin, 101: 635~643.
- Middlemost E A K. 1985. Magmas and Magmatic Rocks: An Introduction to Igneous Petrology[M]. Longman.
- Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system[J]. Earth-Science Reviews, 37: 215~224.
- Pearce J A, Harris N B W and Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. Journal of Petrology, 25: 956~983.
- Peccerillo A and Taylor S R. 1976. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 58: 63~81.
- Searle M P, Parrish R R, Hodges K V, *et al.* 1997. Shisha Pangma leucogranite, South Tibetan Himalaya: Field relations, geochemistry, age, origin, and emplacement[J]. The Journal of Geology, 105: 295~317.
- Sowerby J R and Keppler H. 2002. The effect of fluorine, boron and excess sodium on the critical curve in the albite-H<sub>2</sub>O system[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 143: 32~37.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [J]. Geological Society London Special Publications, 42: 313~345.
- Sylvester P J. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites[J]. Lithos, 45: 29~44.
- Thomas R and Davidson P. 2012. Water in granite and pegmatite-forming melts[J]. Ore Geology Reviews, 46: 32~46.
- Thomas R, Davidson P and Beurlen H. 2012. The competing models for the origin and internal evolution of granitic pegmatites in the light of melt and fluid inclusion research [J]. Mineralogy and Petrology, 106: 55~73.
- Thomas R, Webster J D and Heinrich W. 2000. Melt inclusions in pegmatite quartz: complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids at low pressure[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 139: 394~401.
- Thompson A B and Connolly J A D. 1995. Melting of the continental crust: Some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings [J]. Journal of Geophysical Research Atmospheres, 100: 15 565~15 580.
- Wang Denghong and Fu Xiaofang. 2013. The breakthrough of prospecting for lithium deposit around Jiajika ore field[J]. Rock and Mineral Analysis, 32(6): 987~987(in Chinese with English abstract).
- Wang Denghong, Li Jiankang and Fu Xiaofang. 2005. <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar dating for the Jiajika pegmatite-type rare metal deposit in western Sichuan and its significance[J]. Geochimica, 34(6): 541~547(in Chinese with English abstract).
- Wang Denghong, Wang Ruijiang, Li Jiankang, *et al.* 2013. The progress in the strategic research and survey of rare earth, rare metal and rare-scattered elements mineral resources[J]. Geology in China, 40(2): 361~370(in Chinese with English abstract).
- Wang Denghong, Zou Tianren and Xu Zhigang. 2004. Advance in the study of using pegmatite deposits as the tracer of orogenic process [J]. Advances in Earth Science, 19(4): 614~620(in Chinese with English abstract).
- Wang Quanwei, Wang Kangming, Kan Zezhong, *et al.* 2008. Granitoids in Western Sichuan and Their Minerogenetic Series[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1~305(in Chinese).
- Xu Yunfeng, Qin Yulong and Wang Xianfeng. 2016. Pedogeochemical anomalies and prospecting for the Jiajika rare-metal granitic pegmatite deposit[J]. Acta Geologica Sichuan, 36(1): 139~143(in Chinese).
- Xu Zhiqin, Hou Liwei, Wang Zongxiu, *et al.* 1992. The Mountain Building Process of Songpan-Ganzi Orogen, China [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1~190(in Chinese).
- Zhai Yusheng, Yao Shuzhen and Cai Keqin. 2011. Mineral Deposits [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1~413(in Chinese).
- Zhang Yunxiang and Wang Shaoqiong. 1996. The Discovery of Mineral Deposits of China, Sichuan Volume[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1~223(in Chinese).
- Zhao Yuxiang, Zhao Guangming and Zeng Yifu. 2015. Geological features and genetic model for the granitic pegmatite type (Jiajika type) Li deposits in west Sichuan-By the example of the Jiajika Li deposit [J]. Acta Geologica Sichuan, 35(3): 391~395(in Chinese with English abstract).

## 附中文参考文献

- 付小方, 侯立玮, 王登红, 等. 2014. 四川甘孜甲基卡锂辉石矿矿产调查评价成果[J]. 中国地质调查, 1(3): 37~43.

- 付小方,袁瀚平,王登红,等. 2015. 四川甲基卡矿田新三号稀有金属矿脉的成矿特征与勘查模型[J]. 矿床地质, 34(6): 1 172~1 186.
- 郝雪峰,付小方,梁斌,等. 2015. 川西甲基卡花岗岩和新三号矿脉的形成时代及意义[J]. 矿床地质, 34(6): 1 199~1 208.
- 侯立玮,付小方. 2002. 松潘-甘孜造山带东缘穹隆状变质地质体[M]. 成都:四川大学出版社, 1~159.
- 鞠天应,周晓波. 2016. 四川甲基卡稀有金属花岗岩伟晶岩矿床成因[J]. 四川地质学报, 36(1): 42~46.
- 黎彤,袁怀雨. 1998. 中国花岗岩类和世界花岗岩类平均化学成分的对比研究[J]. 大地构造与成矿学, 22(1): 29~34.
- 李建康,付小方,邹天人,等. 2014a. 四川甲基卡锂矿床的找矿突破及外围找矿前景分析[J]. 矿床地质, 33(S): 1 175~1 176.
- 李建康,刘喜方,王登红. 2014b. 中国锂矿成矿规律概要[J]. 地质学报, 88(12): 2 269~2 283.
- 李建康,王登红,张德会,等. 2006. 川西甲基卡伟晶岩型矿床中含硅酸盐矿物包裹体的发现及其意义[J]. 矿床地质, 25(S): 131~134.
- 李建康,王登红,张德会,等. 2007. 川西伟晶岩型矿床的形成机制及大陆动力学背景[M]. 原子能出版社, 1~187.
- 李胜虎,李建康,张德会. 2015. 热液金刚石压腔在流体包裹体研究中的应用——以川西甲基卡伟晶岩型矿床为例[J]. 地质学报, 89(4): 747~754.
- 李永森,韩同林. 1980. 川西某地花岗岩伟晶岩接触变质特征及其找矿意义的初步研究[J]. 地质论评, 26(2): 121~128.
- 梁斌,付小方,唐屹,等. 2016. 川西甲基卡稀有金属矿区花岗岩岩石地球化学特征[J]. 桂林理工大学学报, 36(1): 42~49.
- 刘丽君,付小方,王登红,等. 2015. 甲基卡式稀有金属矿床的地质特征与成矿规律[J]. 矿床地质, 34(6): 1 187~1 198.
- 王登红,付小方. 2013. 四川甲基卡外围锂矿找矿取得突破[J]. 岩矿测试, 32(6): 987~987.
- 王登红,李建康,付小方. 2005. 四川甲基卡伟晶岩型稀有金属矿床的成矿时代及其意义[J]. 地球化学, 34(6): 541~547.
- 王登红,王瑞江,李建康,等. 2013. 中国三稀矿产资源战略调查研究进展综述[J]. 中国地质, 40(2): 361~370.
- 王登红,邹天人,徐志刚,等. 2004. 伟晶岩矿床示踪造山过程的研究进展[J]. 地球科学进展, 19(4): 614~620.
- 王全伟,王康明,阚泽忠,等. 2008. 川西地区花岗岩及其成矿系列[M]. 地质出版社, 1~305.
- 徐云峰,秦宇龙,王显锋. 2016. 四川甲基卡矿床土壤地球化学特征及找矿[J]. 四川地质学报, 36(1): 139~143.
- 许志琴,侯立玮,王宗秀,等. 1992. 中国松潘-甘孜造山带的造山过程[M]. 北京:地质出版社, 1~190.
- 翟裕生,姚书振,蔡克勤. 2011. 矿床学[M]. 地质出版社, 1~413.
- 张云湘,王绍琼. 1996. 中国矿床发现史:四川卷[M]. 北京:地质出版社, 1~223.
- 赵玉祥,赵光明,曾毅夫. 2015. 川西甲基卡式锂矿地质特征及成矿模式——以甲基卡锂矿床为例[J]. 四川地质学报, 35(3): 391~395.