

doi: [10.12097/gbc.2024.08.017](https://doi.org/10.12097/gbc.2024.08.017)

# 川西东风花岗岩及其闪长质包体成因对松潘—甘孜造山带三叠纪岩浆活动的启示

巫凌放<sup>1,2</sup>, 翟庆国<sup>1\*</sup>, 胡培远<sup>1</sup>, 唐跃<sup>1</sup>, 刘一鸣<sup>1</sup>, 李金勇<sup>1</sup>, 杨宁<sup>1</sup>  
WU Lingfang<sup>1,2</sup>, ZHAI Qingguo<sup>1\*</sup>, HU Peiyuan<sup>1</sup>, TANG Yue<sup>1</sup>, LIU Yiming<sup>1</sup>,  
LI Jinyong<sup>1</sup>, YANG Ning<sup>1</sup>

1. 中国地质科学院地质研究所/自然资源部深地科学与探测技术实验室, 北京 100037;  
2. 北京大学地球物理与空间科学学院, 北京 100871

1. Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences/SinoProbe Laboratory, Beijing 100037, China;

2. School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China

**摘要:** 松潘—甘孜造山带已成为中国重要的锂多金属成矿带, 多金属成矿作用与该地区晚三叠世—早侏罗世花岗质岩浆活动密切相关。岩浆演化的复杂过程导致了这些花岗岩的地球化学多样性。暗色包体在花岗岩的形成演化中扮演了重要角色, 然而对于这些暗色包体在松潘—甘孜造山带花岗岩形成过程中的作用及对岩浆系统中 Li 的贡献目前知之甚少。东风岩体是松潘—甘孜造山带东部含有大量闪长质暗色包体的典型花岗岩体。锆石 U—Pb 定年结果显示, 黑云母花岗岩和闪长质包体的结晶年龄分别为  $211.8 \pm 1.0$  Ma 和  $210.5 \pm 1.1$  Ma。黑云母花岗岩具有富硅、过铝质, 以及低 Rb/Rb/Sr 和 Rb/Ba 的特征, 且具有明显富集的锆石  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  ( $-10.2 \sim -5.9$ )、较高的初始 Sr 同位素组成 ( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7117 \sim 0.7118$ ) 及富集的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  ( $-9.7 \sim -9.3$ ), 指示形成于中上地壳杂砂岩部分熔融。闪长质包体具有高 Mg、Ca、Cr 和 Ni 的特征, 相对亏损的锆石 Hf 同位素 ( $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = -9.6 \sim -1.3$ ) 和全岩 Nd 同位素 ( $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -9.5 \sim -8.8$ ), 以及低放射成因 Sr 同位素 ( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7108 \sim 0.7113$ ), 指示起源于受软流圈地幔改造的下地壳源区。黑云母花岗岩斜长石斑晶和闪长质包体中斜长石斑晶从核部向边部 An 值急剧变化, 揭示了长英质岩浆和镁铁质岩浆的混合作用。闪长质包体具有低的 Li 含量 ( $26 \times 10^{-6} \sim 52 \times 10^{-6}$ ), 反映松潘—甘孜造山带锂成矿物质与下地壳或更深部的地幔物质无关。

**关键词:** 松潘—甘孜造山带; 晚三叠世—早侏罗世; 强过铝质花岗岩; 闪长质包体; 锂成矿

**中图分类号:** P595; P597<sup>+.3</sup>    **文献标志码:** A    **文章编号:** 1671-2552(2024)12-2237-19

**Wu L F, Zhai Q G, Hu P Y, Tang Y, Liu Y M, Li J Y, Yang N. Petrogenesis of the Dongfeng granite and its dioritic enclave: Implications for the Triassic magmatism in the Songpan–Ganzi Orogenic Belt. Geological Bulletin of China, 2024, 43(12): 2237–2255**

**Abstract:** The Songpan–Ganzi Orogenic Belt has emerged as a prominent Li–polymetallic metallogenic belt in China, characterized by polymetallic mineralization intricately associated with granitic magmatism during the Late Triassic to Early Jurassic period. The complicated magma evolution has resulted in the geochemical diversity of these granites. Enclaves play an important role in the formation of granite. However, it is still enigmatic about the role played by enclaves in the formation of granite within the Songpan–Ganzi Orogenic Belt, as well as their contribution to Li in the magmatic system. The Dongfeng pluton, located in the eastern part of the Songpan–Ganzi Orogenic Belt, is a typical granitoid that contains numerous enclaves. Zircon U–Pb dating yielded

收稿日期: 2024-08-12; 修订日期: 2024-10-02

资助项目: 国家重点研发计划课题《西部伟晶岩型粘土型锂等稀有金属区域成矿背景》(编号: 2021YFC2901901)、中国地质科学院基本科研业务费项目《班公湖-怒江特提斯洋俯冲消减过程: 以安多地区为例》(编号: JKQN202308)、中国地质调查局项目《羌塘盆地晚古生代地层沉积特征及石油地质条件调查评价》(编号: DD20242202)

作者简介: 巫凌放(1998- ), 男, 在读博士生, 从事花岗岩与稀有金属成矿地质背景研究。E-mail: [wu\\_ling\\_fang@163.com](mailto:wu_ling_fang@163.com)

\* 通信作者: 翟庆国(1980- ), 男, 博士, 研究员, 从事青藏高原区域地质与大地构造研究。E-mail: [zhaiqingguo@126.com](mailto:zhaiqingguo@126.com)

crystallization ages of  $211.8 \pm 1.0$  Ma for the biotite granite and  $210.5 \pm 1.1$  Ma for the dioritic enclave. The biotite granite is characterized by high-Si and prealuminous, alongside low Rb content, Rb/Sr and Rb/Ba ratios. Furthermore, it displays negative zircon  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  values ranging from  $-10.2$  to  $-5.9$ , notably high  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  ratios between  $0.7117$  and  $0.7118$ , and negative  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  values of  $-9.7$  to  $-9.3$ . These features suggest that the parental magma derived from the partial melting of meta-sediments within the upper to middle crust. These dioritic enclaves display high concentrations of Mg, Ca, Cr and Ni, and relatively slightly depleted zircon Hf isotopes ( $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) = -9.6$  to  $-1.3$ ) and whole-rock Nd isotopes ( $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = -9.5$  to  $-8.8$ ), as well as lower radiogenic Sr isotopes ( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7108 \sim 0.7113$ ). This indicates a lower crustal source that had undergone modifications by asthenospheric mantle materials. The pronounced variations in An values from core to rim of the plagioclase phenocrysts from the biotite granite and dioritic enclaves provides compelling evidence for mixing process involving felsic and mafic magmas. The dioritic enclaves exhibit a low Li content ( $26 \times 10^{-6} \sim 52 \times 10^{-6}$ ), reflecting that the lithium deposits in the Songpan-Ganzi Orogenic Belt are not contributed by the lower crust or deeper mantle materials.

**Key words:** Songpan-Ganzi Orogenic Belt; Late Triassic-Early Jurasic; strongly peraluminous granite; dioritic enclave; Li mineralization

松潘-甘孜造山带是中国重要的锂成矿带 (Li et al., 2023), 带内分布有甲基卡、可儿因等多个大型伟晶岩型锂矿床 (图 1-b)。已有资料显示, 伟晶岩型锂矿与晚三叠世—早侏罗世酸性岩浆岩具有相似的地球化学和同位素地球化学组成 (李贤芳等, 2020; Li et al., 2022), 指示伟晶岩的形成与它们具有密切的成因联系 (Zhu et al., 2023)。酸性岩浆的高度结晶分异可以促进 Li 元素的富集, 并可导致伟晶型锂矿的形成 (Gao et al., 2024)。最新的研究揭示了黑云母、石榴子石等矿物复杂的分离结晶作用 (Luo et al., 2024)。因此, 晚三叠世—早侏罗世花岗岩复杂岩浆作用的精细研究, 对深入理解松潘-甘孜造山带锂等稀有金属成矿作用具有重要意义。松潘-甘孜造山带中的花岗岩普遍含有大量暗色包体, 然而对于这些暗色包体在花岗岩形成过程中的作用, 以及岩浆系统中 Li 的贡献, 目前知之甚少。众所周知, 岩浆作用过程复杂多样, 从源区向上迁移的过程中可能经历了岩浆的结晶分异、围岩的同化混染等, 最终结晶形成岩石, 其化学组成相较于原始岩浆可能发生了不同程度的改变, 导致岩浆成分的不均一性, 且不能完全代表原始岩浆的化学组成 (Davidson et al., 1997)。斜长石作为岩浆岩的主要组成矿物, 其化学组成能够记录岩浆体系的化学成分及其演化。东风岩体是松潘-甘孜造山带东段典型的含暗色包体的花岗岩体。本文以东风岩体花岗岩及其暗色包体为研究对象, 通过系统的岩相学、年代学、地球化学及 Sr-Nd-Hf 同位素研究, 确定其形成时代、成因及构造环境, 并结合斜长石矿物成分及其变化规律揭示岩石成因和岩浆作用过程, 为松潘-甘孜造山带东部中生代岩

浆活动及相关伟晶岩型锂矿成矿作用提供约束。

## 1 地质背景和岩石学特征

松潘-甘孜造山带位于青藏高原东北缘, 是伴随着古特提斯洋闭合形成的巨型三角形增生型造山带, 东以龙门山断裂为界与扬子克拉通相连, 北以昆仑-阿尼玛卿缝合带为界与柴达木地块和秦岭造山带相连, 西南缘以金沙江缝合带为界与羌塘地块分隔, 南以甘孜-理塘断裂为界与义敦岛弧相连。近年来先后在造山带中发现了甲基卡、可尔因等多个大型—超大型伟晶岩型锂矿床, 该造山带已成为中国重要的硬岩型锂矿基地 (图 1-a)。松潘-甘孜造山带主要由一套以三叠纪西康群为主的巨厚复理石沉积组成, 主要包括杂谷脑组 ( $T_2z$ )、侏倭组 ( $T_3zh$ ) 和新都桥组 ( $T_3x$ )。杂谷脑组主要为一套浅海相碎屑岩夹少量碳酸盐岩, 侏倭组主要由海相碎屑岩及泥质岩组成, 新都桥组整体为一套浅海泥质细碎屑岩建造。此外, 还有少量二叠系沉积岩。三叠系受印支期造山作用的影响, 多表现出不同程度地褶皱变形 (Yin et al., 2000)。研究区晚三叠世—早侏罗世中酸性岩浆岩较发育, 根据现有资料, 花岗岩类型复杂多样, 主要包括 A 型、S 型、I 型、高 Ba-Sr 型等 (罗改等, 2009; Deschamps et al., 2017; 周雄等, 2018; 刘大明等, 2022), 它们可能是同一岩石圈“挠曲”背景下不同类型岩浆作用的产物 (Yuan et al., 2010)。

东风岩体位于松潘-甘孜造山带东部的丹巴地区, 花岗岩侵入于三叠系侏倭组 ( $T_3zh$ ) 和新都桥组 ( $T_3x$ ) 的砂岩和板岩中 (图 1-c), 野外未见明显的蚀变及变形变质。岩体以黑云母花岗岩为主, 且普遍发

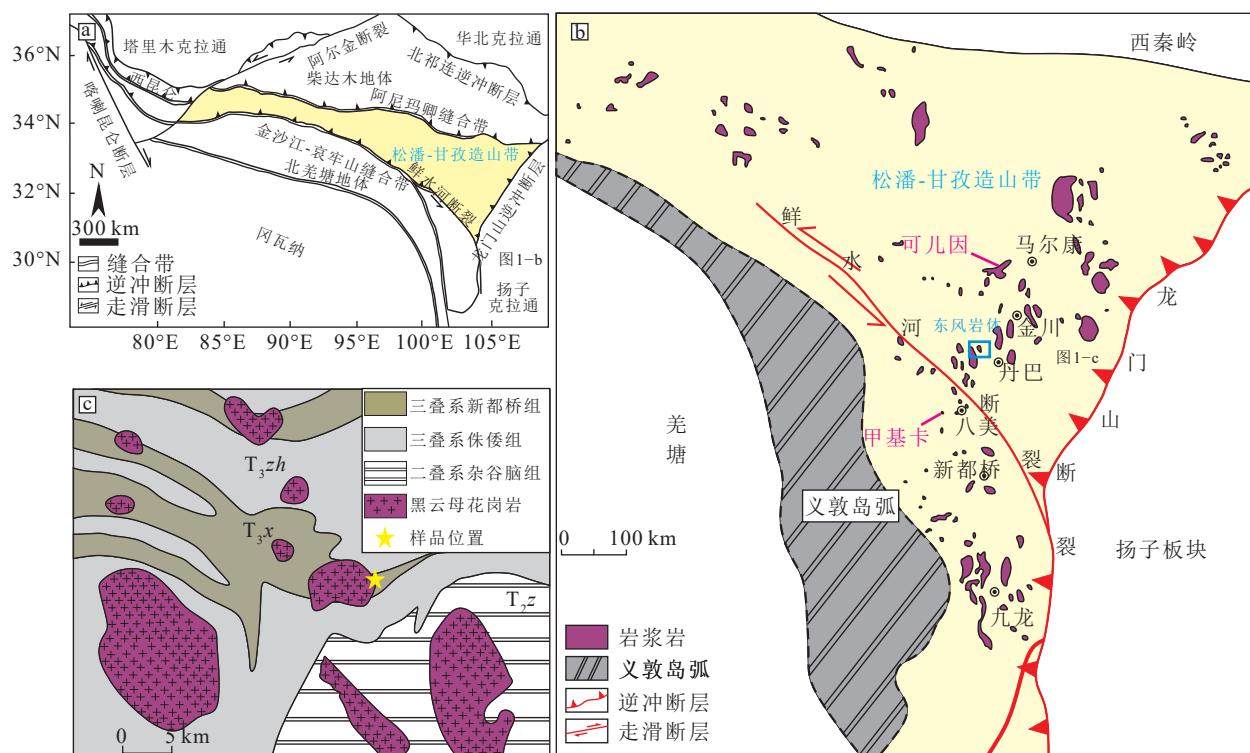


图1 松潘-甘孜造山带大地构造图(a, 底图据Xu et al., 2020)、松潘-甘孜造山带东部岩浆岩分布图(b, 底图据胡健民等, 2005; Zhang et al., 2014)和东风岩体地质简图(c)

Fig. 1 Simplified geologic map of the Songpan-Ganzi Orogenic Belt (a), distribution map of magmatic rocks in the eastern Songpan-Ganzi Orogenic Belt (b) and simplified geological map of the Dongfeng granitoid (c)

育闪长质暗色包体。包体多呈椭圆状或不规则状, 大小8~20 cm, 与寄主黑云母花岗岩之间的边界截然, 局部可见冷凝边(图版I-a)。黑云母花岗岩呈似斑状结构, 块状构造, 斑晶主要为自形柱状的斜长石和钾长石, 粒径为1.5~3 cm, 斜长石斑晶自形, 粒度为1~2 mm, 环带复杂, 核-边结构、溶蚀现象明显, 可见大量细小石英、黑云母包裹体; 基质主要为中细粒的钾长石(30%~35%)、斜长石(30%)、石英(20%~25%)和黑云母(10%~15%), 以及少量锆石、榍石、独居石等副矿物(图版I-b, d)。暗色包体岩性主要为闪长岩, 呈细粒结构, 块状构造, 主要矿物组成为角闪石(45%~50%)、斜长石(35%~40%)、黑云母(5%~10%)和石英(约3%), 以及锆石、榍石、磷灰石等副矿物(图版I-c, e), 可见大量针状磷灰石。闪长质包体中, 斜长石呈自形—半自形, 粒度一般小于250 μm, 环带简单。

## 2 分析测试方法

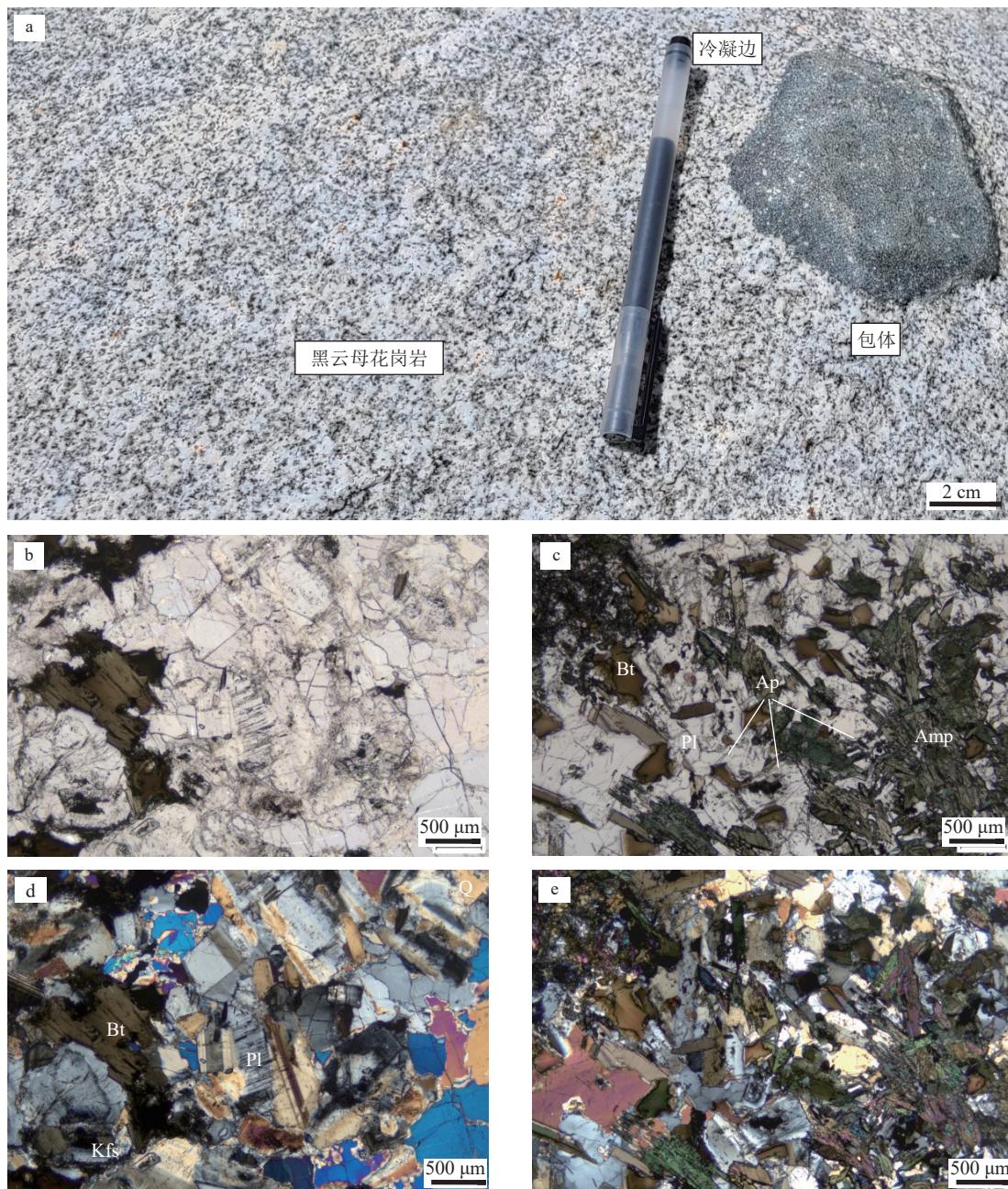
### 2.1 锆石U-Pb定年及Hf同位素分析

锆石U-Pb定年及Hf同位素分析均在北京科荟

测试技术有限公司完成。LA-ICP-MS锆石U-Pb定年所用仪器为AnalytikJenaPQMS型ICP-MS和与之配套的RESOlution 193 nm准分子激光剥蚀系统。激光剥蚀束斑直径为24 μm, 频率为6 Hz, 能量密度约为5 J/cm<sup>2</sup>, 以氦为载气。锆石U-Pb定年以标样GJ-1为外标, 锆石微量元素含量以NIST610为外标、Zr为内标的方法进行定量计算。详细的实验测试过程见侯可军等(2009)。数据处理采用LADR\_1.1.07(Norris et al., 2018)软件程序。Plesovice标样作为未知样品的分析结果为336.92 ± 0.54 Ma(n = 173, 2σ), 与对应的年龄推荐值337.13 ± 0.37 Ma(2σ)(Sláma et al., 2008)在误差范围内一致。锆石Lu-Hf同位素分析测试仪器为ThermoFisherNEPTUNEPlus多接受电感耦合等离子体质谱仪(MC-ICP-MS), 搭配RESOlution 193 nm激光剥蚀系统。激光剥蚀束斑直径为45 μm, 剥蚀能量为11 J/cm<sup>2</sup>, 脉冲频率为6 Hz, 详细实验测试过程见Wu et al. (2006)。

### 2.2 全岩主量、微量元素和Sr-Nd同位素分析

全岩主量、微量元素和Sr-Nd同位素分析均在武汉上谱分析科技有限责任公司完成。主量元素分析



a.东风岩体黑云母花岗岩及其暗色包体野外接触界线截然; b.黑云母花岗岩镜下照片(单偏光); c.暗色包体镜下照片(单偏光),可见针状磷灰石; d.黑云母花岗岩白云母港湾状反应边(正交偏光); e.暗色包体针状磷灰石(单偏光)。

Bt—黑云母; Ap—磷灰石; Pl—斜长石; Kfs—钾长石; Amp—角闪石; Q—石英

仪器为日本 ZXSPrimusII 型波长色散 X 射线荧光光谱仪 (XRF), 分析谱线为  $\text{K}\alpha$ , 标准曲线使用国家标准物质岩石系列 GBW07101-14, 数据校正采用理论  $\alpha$  系数法, 相对标准偏差 (RSD) 优于 2%。微量元素分析使用 Agilent7700eICP-MS 仪器完成。参考样为 BHVO-2、BCR-2、RGM-2、JA-2, 微量元素重复测试的相对标准偏差为 5%~10%, 稀土元素 (REE) 为 5%。

全岩 Sr-Nd 同位素分析测试仪器为德国

ThermoFisherScientific 公司 MC-ICP-MS(NeptunePlus)。为保证分析测试精度, 选取 Nd 含量大于  $3 \times 10^{-6}$  和 Sr 含量大于  $20 \times 10^{-6}$  的样品进行了全岩 Sr-Nd 同位素分析。Sr-Nd 同位素的仪器质量分馏均采用内标指数法则校正 (Russell et al., 1978)。Rb 和 Sr 的空白总量  $< 500 \text{ pg}$ , Sm 和 Nd 的空白量  $< 100 \text{ pg}$ 。Sr 同位素比值标准化为  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr} = 0.1194$ , Nd 同位素比值为  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ 。对标准样品 (NBS987 和 SP

Alfa) 的 5 次测量得出的平均值为  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710247 \pm 0.000007$  和  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512165 \pm 0.000006$ 。

### 2.3 斜长石电子探针分析

斜长石主量元素分析在中国地质科学院地质研究所电子探针实验室完成, 分析仪器为 JEOL-JXA8230 型电子探针(EPMA)。在光学显微镜观察的基础上, 选取自形程度高、蚀变程度低、包裹体含量少的斜长石矿物进行电子探针主量元素分析。用于斜长石主量分析的电子探针电子束直径为 1  $\mu\text{m}$ 、3  $\mu\text{m}$  或 5  $\mu\text{m}$ , 视样品具体情况而定, 探针电流为 20

nA, 使用 ZAF 算法校正原始 X 射线强度。

## 3 分析结果

### 3.1 镐石 U-Pb 年龄和 Lu-Hf 同位素组成

榍石 U-Pb 及 Lu-Hf 同位素测试结果分别见表 1 和表 2。黑云母花岗岩样品的绝大部分榍石呈半自形—自形柱状或长柱状, 长 80~350  $\mu\text{m}$ , 长宽比为 1.5 : 1~2 : 1, 楔石均具有明显的振荡环带(图 2-a), 指示它们为岩浆成因。在榍石 U-Pb 年龄谐和图(图 3-a)上, 18 个分析点均落在谐和线上或其附近,

表 1 东风岩体黑云母花岗岩及其暗色包体 LA-ICP-MS 楔石 U-Th-Pb 分析结果

Table 1 LA-ICP-MS results of U-Th-Pb isotopic compositions for biotite granite and its dioritic enclave from the Dongfeng granitoid

样品号及分析点号	含量/ $10^{-6}$						同位素比值						年龄/Ma					
	Pb	Th	U	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 $\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 $\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$		
<b>黑云母花岗岩</b>																		
22S033-1	57	117	1642	0.07	0.0501	0.0007	0.2291	0.0038	0.0331	0.0003	198	33	209	3	210	2		
22S033-3	65	124	1793	0.07	0.0510	0.0007	0.2367	0.0044	0.0335	0.0004	242	33	215	3	212	2		
22S033-4	54	341	1451	0.24	0.0504	0.0008	0.2319	0.0051	0.0334	0.0006	213	38	211	4	212	3		
22S033-6	83	263	2432	0.11	0.0496	0.0007	0.2294	0.0038	0.0335	0.0003	189	35	209	3	212	1		
22S033-7	68	235	1892	0.12	0.0493	0.0006	0.2297	0.0042	0.0337	0.0004	166	29	209	3	213	2		
22S033-8	53	105	1544	0.07	0.0501	0.0007	0.2314	0.0042	0.0333	0.0004	211	29	211	3	211	2		
22S033-9	196	459	5483	0.08	0.0499	0.0005	0.2308	0.0037	0.0334	0.0004	190	24	210	3	212	2		
22S033-10	82	213	2389	0.09	0.0494	0.0006	0.2267	0.0033	0.0332	0.0003	164	25	207	2	210	2		
22S033-11	88	327	2521	0.13	0.0492	0.0006	0.2268	0.0037	0.0333	0.0004	166	31	207	3	211	2		
22S033-12	78	186	2204	0.08	0.0497	0.0007	0.2322	0.0041	0.0337	0.0003	183	33	212	3	214	1		
22S033-13	63	158	1864	0.08	0.0490	0.0006	0.2245	0.0033	0.0332	0.0003	146	25	205	2	210	2		
22S033-14	175	501	4592	0.11	0.0502	0.0006	0.2321	0.0030	0.0335	0.0004	211	19	212	2	212	2		
22S033-15	80	223	2253	0.10	0.0501	0.0006	0.2304	0.0035	0.0333	0.0003	198	32	210	2	211	2		
22S033-16	55	129	1655	0.08	0.0486	0.0006	0.2225	0.0031	0.0331	0.0003	127	34	204	2	210	1		
22S033-17	92	249	2598	0.10	0.0492	0.0007	0.2294	0.0036	0.0338	0.0003	153	35	209	3	214	1		
22S033-18	53	111	1516	0.07	0.0493	0.0008	0.2261	0.0042	0.0331	0.0004	164	41	207	3	210	2		
22S033-19	88	213	2476	0.09	0.0504	0.0006	0.2353	0.0041	0.0337	0.0004	213	29	214	3	213	2		
22S033-20	74.6	317	2133	0.15	0.0500	0.0007	0.2298	0.0044	0.0332	0.0004	194	33	210	3	210	2		
<b>暗色包体</b>																		
22S038-1	28	88	765	0.12	0.0522	0.0010	0.2402	0.0047	0.0334	0.0004	300	44	218	3	212	2		
22S038-2	24	75	701	0.11	0.0511	0.0011	0.2331	0.0051	0.0331	0.0003	255	50	212	4	210	2		
22S038-3	31	413	768	0.54	0.0500	0.0010	0.2295	0.0054	0.0333	0.0005	194	46	209	4	211	3		
22S038-4	41	132	1218	0.11	0.0495	0.0007	0.2281	0.0042	0.0334	0.0004	168	5	208	3	211	2		
22S038-5	27	170	761	0.22	0.0510	0.0012	0.2313	0.0056	0.0330	0.0005	242	53	211	4	209	3		
22S038-7	62	172	1727	0.10	0.0499	0.0007	0.2291	0.0036	0.0332	0.0003	190	33	209	3	210	1		
22S038-8	35	252	831	0.30	0.0529	0.0010	0.2429	0.0050	0.0333	0.0004	324	40	220	4	211	2		
22S038-9	42	175	1183	0.15	0.0503	0.0008	0.2289	0.0041	0.0330	0.0003	209	43	209	3	209	2		
22S038-10	41	136	1116	0.12	0.0517	0.0009	0.2356	0.0041	0.0331	0.0003	333	38	214	3	210	2		
22S038-11	48	611	1281	0.48	0.0527	0.0010	0.2435	0.0068	0.0333	0.0006	316	45	221	5	211	3		
22S038-13	36	128	994	0.13	0.0499	0.0008	0.2314	0.0051	0.0336	0.0005	190	37	211	4	213	3		
22S038-14	78	1164	1969	0.59	0.0496	0.0006	0.2263	0.0035	0.0330	0.0003	176	31	207	2	209	1		
22S038-15	21	114	591	0.19	0.0508	0.0011	0.2321	0.0057	0.0332	0.0004	231	47	212	4	210	2		
22S038-16	104	673	2399	0.28	0.0531	0.0007	0.2461	0.0044	0.0336	0.0004	344	31	223	3	212	2		
22S038-18	23	122	626	0.20	0.0504	0.0010	0.2305	0.0052	0.0331	0.0003	213	48	210	4	210	2		
22S038-19	31	350	828	0.42	0.0494	0.0009	0.2254	0.0044	0.0331	0.0003	164	42	206	3	210	1		

表2 东风岩体黑云母花岗岩及其暗色包体锆石Hf同位素分析结果

Table 2 Zircon Hf isotopic compositions of biotite granites and its dioritic enclaves in the Dongfeng granitoid

样品号及分析点号	年龄/Ma	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$2\sigma$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$2\sigma$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$2\sigma$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	$2\sigma$	$T_{\text{DM}}/\text{Ma}$	$T_{\text{DM}}^{\text{C}}/\text{Ma}$	$f_{\text{Lu/Hf}}$
<b>黑云母花岗岩</b>												
22S033-1	210.0	0.026803	0.000451	0.000798	0.000010	0.282450	0.000018	-6.9	0.6	1129	1683	-0.98
22S033-2		0.164645	0.011052	0.004615	0.000309	0.282457	0.000026	-7.2	0.9	1244	1699	-0.86
22S033-3	212.7	0.033570	0.000414	0.000968	0.000010	0.282422	0.000016	-7.9	0.6	1174	1746	-0.97
22S033-4	212.1	0.082495	0.005727	0.002297	0.000157	0.282361	0.000023	-10.2	0.8	1305	1893	-0.93
22S033-5		0.043814	0.000451	0.001270	0.000017	0.282423	0.000021	-7.9	0.7	1181	1746	-0.96
22S033-6	212.1	0.041495	0.000394	0.001218	0.000015	0.282456	0.000019	-6.7	0.7	1133	1672	-0.96
22S033-7	213.8	0.052840	0.000516	0.001558	0.000010	0.282479	0.000019	-5.9	0.7	1111	1623	-0.95
22S033-8	211.4	0.070153	0.000466	0.002201	0.000023	0.282429	0.000026	-7.8	0.9	1203	1740	-0.93
22S033-9	212.0	0.024751	0.001798	0.000665	0.000047	0.282432	0.000022	-7.5	0.8	1150	1721	-0.98
22S033-10	210.8	0.061779	0.001157	0.001768	0.000034	0.282476	0.000021	-6.1	0.7	1121	1632	-0.95
22S033-11	211.4	0.044777	0.001466	0.001320	0.000038	0.282462	0.000018	-6.5	0.6	1127	1658	-0.96
22S033-12	214.0	0.049732	0.001237	0.001490	0.000050	0.282469	0.000019	-6.2	0.7	1123	1644	-0.96
22S033-13	210.5	0.036251	0.000550	0.001045	0.000019	0.282462	0.000020	-6.5	0.7	1120	1658	-0.97
22S033-14	212.6	0.038359	0.000269	0.001100	0.000006	0.282417	0.000017	-8.0	0.6	1184	1756	-0.97
22S033-15	211.0	0.037671	0.000640	0.001085	0.000018	0.282470	0.000017	-6.2	0.6	1110	1640	-0.97
22S033-16	210.1	0.043610	0.000589	0.001287	0.000015	0.282469	0.000017	-6.3	0.6	1117	1644	-0.96
22S033-17	214.1	0.042781	0.000906	0.001218	0.000023	0.282413	0.000018	-8.2	0.6	1193	1766	-0.96
22S033-18	210.2	0.022825	0.000248	0.000644	0.000006	0.282444	0.000017	-7.1	0.6	1133	1695	-0.98
22S033-19	213.8	0.043918	0.001425	0.001264	0.000040	0.282423	0.000019	-7.8	0.7	1180	1744	-0.96
22S033-20	210.5	0.036489	0.000637	0.001059	0.000021	0.282463	0.000018	-6.4	0.6	1118	1654	-0.97
<b>暗色包体</b>												
22S038-1	212.0	0.035882	0.001068	0.001163	0.000032	0.282497	0.000018	-5.2	0.6	1073	1579	-0.96
22S038-2	210.0	0.088699	0.002151	0.002835	0.000073	0.282606	0.000026	-1.7	0.9	1073	1579	-0.96
22S038-3	211.0	0.038860	0.001231	0.001201	0.000034	0.282460	0.000018	-6.6	0.6	963	1351	-0.91
22S038-4	211.6	0.043432	0.000989	0.001281	0.000028	0.282436	0.000019	-7.4	0.7	1127	1662	-0.96
22S038-5	209.1	0.026593	0.001009	0.000827	0.000030	0.282451	0.000021	-6.9	0.8	1163	1717	-0.96
22S038-6		0.037644	0.001346	0.001249	0.000041	0.282609	0.000023	-1.3	0.8	1128	1680	-0.98
22S038-7	210.7	0.078966	0.004340	0.002531	0.000127	0.282486	0.000025	-5.8	0.9	918	1329	-0.96
22S038-8	211.3	0.029208	0.001187	0.000919	0.000037	0.282440	0.000018	-7.3	0.7	1129	1615	-0.92
22S038-9	209.3	0.047083	0.002830	0.001591	0.000078	0.282545	0.000024	-3.7	0.8	1147	1706	-0.97
22S038-10	210.1	0.042937	0.001318	0.001254	0.000038	0.282422	0.000019	-7.9	0.7	1017	1476	-0.95
22S038-11	211.1	0.064165	0.004125	0.002109	0.000133	0.282603	0.000023	-1.6	0.8	1181	1748	-0.96
22S038-12		0.033059	0.000382	0.000960	0.000011	0.282377	0.000018	-9.5	0.6	948	1350	-0.94
22S038-13	213.1	0.031860	0.000693	0.000963	0.000022	0.282400	0.000019	-8.6	0.7	1237	1847	-0.97
22S038-14	209.5	0.114579	0.001743	0.003688	0.000048	0.282593	0.000024	-2.2	0.9	1204	1794	-0.97
22S038-15	210.3	0.043738	0.000837	0.001412	0.000022	0.282511	0.000020	-4.8	0.7	1005	1386	-0.89
22S038-16	212.8	0.081100	0.002690	0.002615	0.000074	0.282577	0.000025	-2.6	0.9	1061	1551	-0.96
22S038-17		0.031416	0.000724	0.000978	0.000020	0.282416	0.000019	-8.1	0.7	1000	1413	-0.92
22S038-18	210.1	0.076582	0.001730	0.002414	0.000054	0.282548	0.000026	-3.6	0.9	1182	1759	-0.97
22S038-19	210.2	0.052456	0.003388	0.001724	0.000107	0.282584	0.000024	-2.3	0.8	1035	1476	-0.93
22S038-20		0.092916	0.001452	0.002991	0.000061	0.282466	0.000025	-6.6	0.9	965	1389	-0.95

谐和年龄为  $211.6 \pm 0.52$  Ma,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄加权平均值为  $211.8 \pm 1.0$  Ma。黑云母花岗岩的锆石  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  值为  $0.282361\sim0.282479$ , 据年龄计算的  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  值为  $-10.2\sim-5.9$ 。

闪长岩包体中的锆石呈半自形—自形粒状或长柱状, 粒径多在  $120\sim400\ \mu\text{m}$  之间, 长宽比为  $1:1\sim2:1$ 。所有锆石均具有清晰的岩浆振荡环带(图 2-b)及相对较高的 Th/U 值( $0.11\sim0.59$ ), 指示为岩浆锆石。在锆石 U-Pb 年龄谐和图上(图 3-b), 16 个分析点落在谐和线上或其附近, 谐和年龄为  $210.6 \pm 1.5$  Ma,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄加权平均值为  $210.5 \pm 1.1$  Ma。闪长质包体中的锆石  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  为  $0.282377\sim0.282609$ , 据年龄计算的  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  为  $-9.5\sim-1.3$ 。

### 3.2 主量和微量元素组成

全岩主量和微量元素测试结果见表 3。主量元素组成上, 黑云母花岗岩具有较高的  $\text{SiO}_2$ ( $66.64\%\sim71.18\%$ ) 和  $\text{K}_2\text{O}$ ( $3.70\%\sim4.03\%$ ) 含量, 且表现为强过

铝质的特征( $\text{A/CNK}=1.29\sim1.3$ )(图 4-a)。相较于寄主花岗岩, 闪长岩包体(22S039 除外)多具有较低的  $\text{SiO}_2$ ( $53.43\%\sim58.46\%$ ) 和  $\text{K}_2\text{O}$ ( $2.05\%\sim3.35\%$ ) 含量(图 4-b), 较高的  $\text{CaO}$ ( $7.45\%\sim8.65\%$ )、 $\text{MgO}$ ( $1.38\%\sim3.85\%$ )、 $\text{TFeO}$ ( $6.86\%\sim9.21\%$ )、 $\text{TiO}_2$ ( $0.64\%\sim0.85\%$ ) 和  $\text{P}_2\text{O}_5$ ( $0.115\%\sim0.139\%$ ) 含量(图 5)。此外, 包体样品 22S039 的成分与寄主花岗岩的接近, 但  $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{TFeO}$  和  $\text{TiO}_2$  的含量仍略高于寄主花岗岩。

微量元素组成上, 黑云母花岗岩样品均具有较亏损的  $\text{Nb}$ 、 $\text{Ta}$ 、 $\text{Ti}$ 、 $\text{Ba}$  和  $\text{Sr}$ , 富集  $\text{Pb}$ (图 6-a)。稀土元素配分图表现出明显的右倾趋势, 强烈亏损重稀土元素(图 6-b),  $(\text{La/Yb})_N=22.6\sim29.16$ 。暗色包体微量元素表现出 2 组截然不同的特征, 一组亏损  $\text{Ba}$ 、 $\text{Th}$ 、 $\text{Ti}$  和轻稀土元素, 另一组在微量元素组成上与寄主黑云母花岗岩相似, 所有暗色包体均富集重稀土元素,  $(\text{La/Yb})_N$  值为  $0.54\sim15.64$ 。

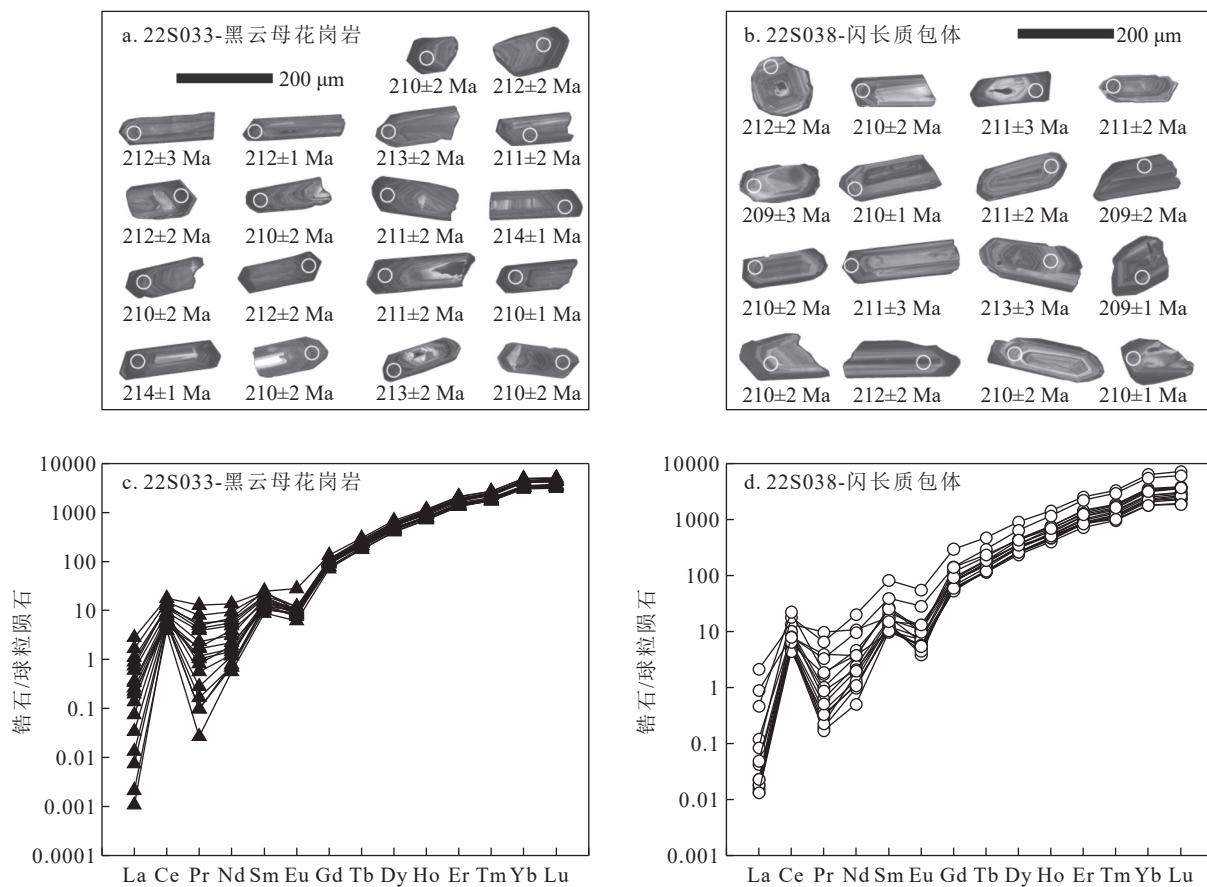


图 2 东风岩体黑云母花岗岩(a, c)及其闪长岩包体(b, d)锆石阴极发光图像及球粒陨石标准化稀土元素配分图

Fig. 2 Cathodoluminescence images and chondrite-normalized REE patterns of zircons from the biotite granite (a, c) and its dioritic enclaves (b, d) of the Dongfeng granitoid

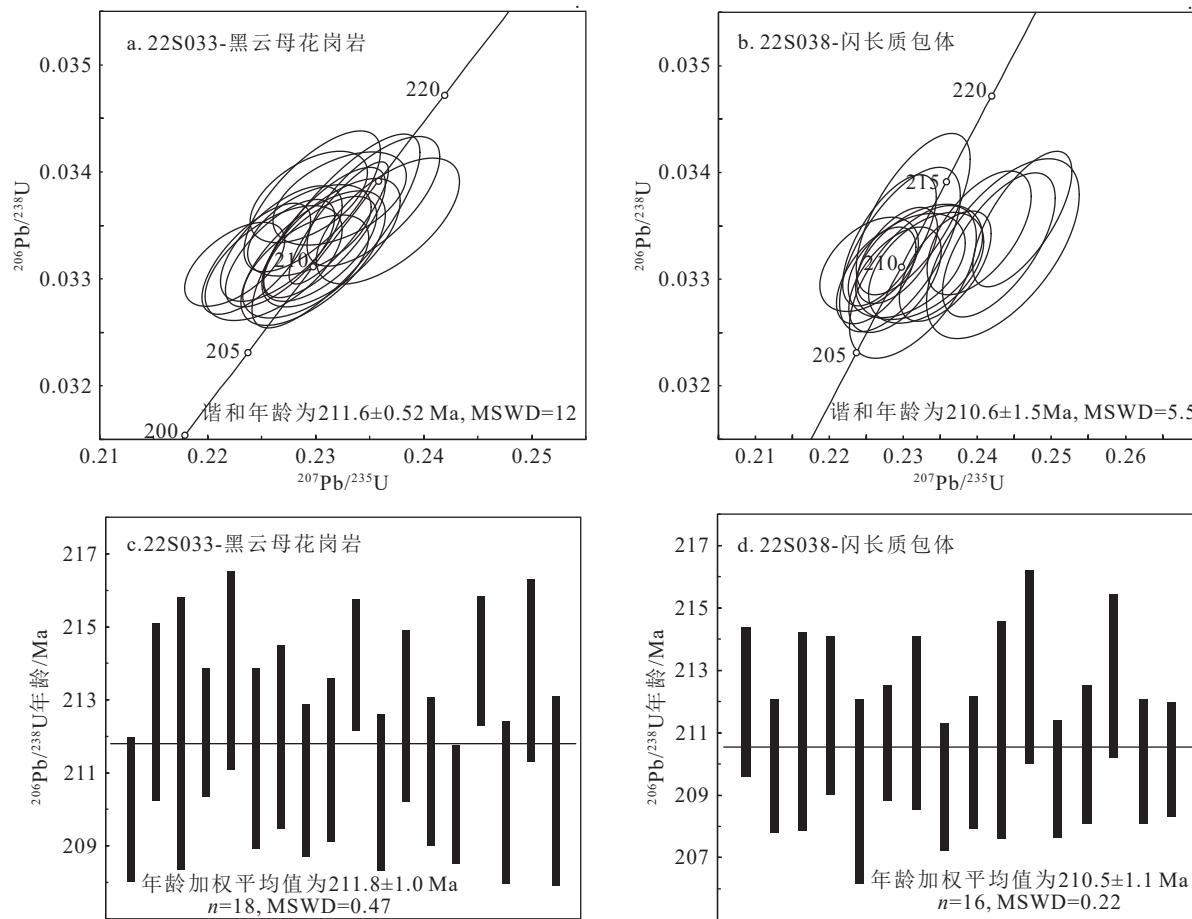


图 3 东风岩体黑云母花岗岩 (a, c) 及其暗色包体 (b, d) 锆石 U-Pb 年龄谐和图

Fig. 3 Zircon U-Pb concordia diagrams for the biotite granite (a, c) and dioritic enclave (b, d) for the Dongfeng granitoid

### 3.3 全岩 Sr-Nd 同位素组成

全岩 Sr-Nd 同位素测试结果见表 4。黑云母花岗岩具有高的初始 Sr 同位素组成 ( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7117 \sim 0.7118$ ) 和富集的  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  ( $-9.7 \sim -9.3$ ), Nd 的二阶段模式年龄 ( $T_{\text{DM2}}$ ) 为  $1.77 \sim 1.74$  Ga, 这与相邻地区已报道的印支期花岗岩的特征类似 (Zhang et al., 2007; 时章亮等, 2009)。相较于黑云母花岗岩, 闪长岩包体具有更低的初始 Sr 同位素组成 ( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7108 \sim 0.7113$ , 以及相近的 Nd 同位素组成 ( $-9.5 \sim -8.8$ ) 和二阶段模式年龄 ( $T_{\text{DM2}}$ ) 为  $1.75 \sim 1.70$  Ga。

### 3.4 斜长石地球化学成分

斜长石地球化学组成测试结果见表 5, 共 47 个电子探针分析点。所有斜长石均具有极低的  $\text{K}_2\text{O}$  ( $0.04\% \sim 0.38\%$ ) 含量, 主要由钠长石端元和钙长石端元组成。整体上, 黑云母花岗岩中的斜长石具有更高的  $\text{SiO}_2$  ( $57\% \sim 58\%$ )、 $\text{NaO}$  ( $6.03\% \sim 7.03\%$ ) 含量, 以及更低的  $\text{CaO}$  ( $6.57\% \sim 9.87\%$ ) 和  $\text{Al}_2\text{O}_3$

( $24.26\% \sim 28.30\%$ ) 含量。二者具有相近的  $\text{FeO}$  ( $0.02\% \sim 0.20\%$ ) 和  $\text{TiO}_2$  ( $< 0.06$ ) 含量。黑云母花岗岩中的斜长石斑晶核-边结构明显, 成分环带发育,  $\text{An}$  值由核部 (35~45) 向边部 (高达 60) 表现出显著升高的趋势 (图 7-d~f); 而暗色包体中的斜长石整体较均匀, 成分环带单一且宽度较窄, 核部成分均一且变化小 (大于 45, 高达 80), 但向边部 (20~30) 具有急剧降低的趋势 (图 7-j~l)。

## 4 讨 论

### 4.1 黑云母花岗岩及其暗色包体的形成时代

黑云母花岗岩及其闪长质包体中的锆石均为自形或半自形晶体, 且具有发育完好的振荡环带, 指示它们均是岩浆结晶的产物。大部分锆石的分析点落在谐和线上或其附近 (图 3-a, b), 因此, 这些锆石的 U-Pb 年龄代表了岩浆结晶年龄。黑云母花岗岩和闪长质包体的锆石  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄加权平均值分别为

表3 东风岩体黑云母花岗岩及其闪长质包体主量、微量元素和稀土元素含量及有关参数

Table 3 Major, trace and rare earth elements compositions of biotite granites and its dioritic enclaves from the Dongfeng granitoid

元素	黑云母花岗岩					暗色包体			
	22S036	22S037	22S033	22S034	22S035	22S047	22S048	22S038	22S039
SiO <sub>2</sub>	66.16	66.64	68.68	69.39	71.18	53.43	54.19	58.46	66.65
TiO <sub>2</sub>	0.465	0.472	0.429	0.425	0.377	0.912	0.849	0.647	0.589
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.78	16.44	15.67	15.61	14.72	17.63	17.21	15.87	15.82
TFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.65	3.75	3.24	3.31	3.01	9.11	9.21	6.86	4.21
MnO	0.073	0.074	0.058	0.068	0.063	0.223	0.244	0.171	0.081
MgO	1.028	1.040	0.962	0.930	0.833	4.172	3.852	3.660	1.386
CaO	3.83	3.84	3.53	3.41	3.08	8.57	8.65	7.45	4.14
Na <sub>2</sub> O	3.15	3.09	2.93	2.93	2.75	3.19	3.18	2.64	2.85
K <sub>2</sub> O	4.03	3.73	3.70	3.79	3.80	2.05	2.04	2.87	3.35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.110	0.113	0.102	0.104	0.091	0.139	0.132	0.115	0.129
烧失量	0.49	0.44	0.51	0.21	0.24	0.39	0.36	0.63	0.32
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	7.18	6.82	6.63	6.72	6.55	5.24	5.22	5.51	6.20
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0.78	0.83	0.79	0.77	0.72	1.55	1.56	0.92	0.85
σ	2.2	2.0	1.7	1.7	1.5	2.6	2.4	2.0	1.6
A/NK	1.76	1.80	1.78	1.75	1.70	2.36	2.32	2.13	1.90
A/CNK	1.29	1.30	1.30	1.30	1.29	1.16	1.13	1.12	1.31
Li	62.6	63.1	57.5	54.0	50.4	35.6	27.7	26.3	52.7
Be	3.70	3.53	3.54	3.38	3.30	4.50	4.94	3.14	3.25
Sc	6.46	6.44	6.40	5.45	5.26	48.1	57.4	22.1	9.88
Ti	2854	2767	2659	2476	2253	5480	5102	3903	3478
V	32.8	31.9	31.1	28.0	25.9	93.3	88.6	103	43.7
Cr	8.32	8.18	7.14	7.55	6.78	48.7	25.1	92.7	13.4
Co	6.33	6.20	6.17	5.55	5.06	17.5	16.5	15.3	7.95
Ni	2.22	2.17	2.67	2.02	1.77	5.13	4.38	5.73	3.09
Cu	3.23	2.46	1.40	2.71	1.75	49.0	32.6	27.6	4.52
Zn	62.9	61.0	57.9	55.8	50.4	116	131	92.9	63.9
Ga	21.6	20.3	19.6	19.0	18.0	23.5	23.8	20.0	19.7
Rb	163	157	154	152	147	117	106	135	149
Sr	296	281	275	262	245	275	265	274	280
Y	13.3	11.6	12.7	11.2	11.7	32.6	36.9	21.0	22.2
Zr	206	154	185	190	128	192	131	128	171
Nb	11.4	11.0	10.3	9.82	9.65	17.8	19.1	11.2	11.8
Sn	3.26	3.23	2.85	2.78	2.72	5.58	7.17	3.02	3.21
Cs	6.79	6.69	7.32	7.82	7.81	7.20	5.65	5.03	7.05
Ba	786	672	710	673	572	380	404	654	709
La	36.1	26.0	32.5	31.8	30.9	3.40	3.13	21.8	42.7
Ce	69.8	51.0	62.5	62.1	60.7	7.94	6.93	52.0	83.9
Pr	7.51	5.57	6.72	6.69	6.39	1.39	1.31	6.75	9.83
Nd	26.5	20.0	24.1	23.8	22.7	7.54	7.16	27.6	32.9
Sm	4.78	3.81	4.40	4.29	4.16	3.25	3.51	5.93	6.23

续表 3

元素	黑云母花岗岩					暗色包体			
	22S036	22S037	22S033	22S034	22S035	22S047	22S048	22S038	22S039
Eu	1.18	1.03	1.10	1.03	1.00	1.08	1.10	1.12	1.21
Gd	3.64	3.10	3.44	3.23	3.21	4.25	4.69	5.00	5.08
Tb	0.51	0.46	0.50	0.45	0.46	0.78	0.88	0.75	0.76
Dy	2.65	2.38	2.51	2.30	2.34	5.05	5.79	4.16	4.25
Ho	0.48	0.44	0.46	0.41	0.42	1.11	1.27	0.80	0.81
Er	1.28	1.18	1.26	1.10	1.12	3.21	3.72	2.14	2.18
Tm	0.18	0.17	0.17	0.15	0.16	0.51	0.60	0.31	0.32
Yb	1.10	1.02	1.04	0.98	0.96	3.57	4.13	2.06	1.96
Lu	0.17	0.16	0.15	0.15	0.15	0.59	0.68	0.33	0.29
Hf	5.84	4.48	5.14	5.30	3.69	6.08	3.99	3.42	5.00
Ta	0.94	0.89	0.87	0.78	0.90	1.27	1.45	0.58	1.14
Tl	0.83	0.81	0.80	0.79	0.74	0.62	0.51	0.73	0.76
Pb	40.4	35.2	35.9	37.7	38.1	25.7	27.1	30.8	33.3
Th	16.0	12.7	15.1	14.7	15.2	1.26	1.30	7.74	19.7
U	2.21	1.89	1.77	1.93	1.69	3.61	3.88	2.35	2.75
ΣREE	4772	4441	4409	4168	3741	7031	6572	5719	5309
(La/Yb) <sub>N</sub>	29.16	22.60	27.14	25.39	25.24	0.68	0.54	7.58	15.64
Zr/Hf	35.23	34.41	35.93	35.77	34.75	31.63	32.92	37.30	34.15
Nb/Ta	12.13	12.36	11.80	12.53	10.78	14.00	13.16	19.27	10.33
Rb/Sr	0.55	0.56	0.56	0.58	0.60	0.43	0.40	0.49	0.53
Rb/Ba	0.21	0.23	0.22	0.23	0.26	0.31	0.26	0.21	0.21

注: 主量元素含量单位为%, 微量、稀土元素含量单位为 $10^{-6}$ ; 里特曼指数 $\sigma=(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})^2/(\text{SiO}_2-43)$

$211.8 \pm 1.0$  Ma 和  $210.5 \pm 1.1$  Ma, 在误差范围内基本一致, 揭示黑云母花岗岩和闪长质包体为同期岩浆的产物, 均形成于晚三叠世。

松潘—甘孜造山带发育巨量的晚三叠世—早侏

罗世岩浆岩, 这些岩浆岩自东向西展布达数千千米, 向西一直延伸至西昆仑。根据前人资料 (Zhu et al., 2023), 该时期的岩浆岩以中酸性为主, 具有长期、多期次的特点 (230~190 Ma), 与伟晶岩的形成时代

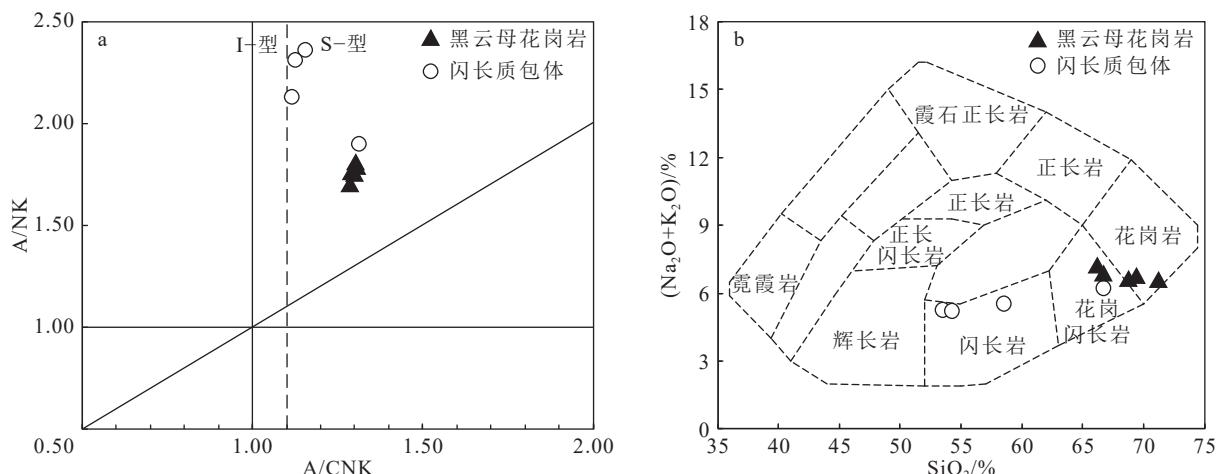


图 4 东风岩体 A/CNK-A/NK 图解(a, 底图据 Maniar et al., 1989) 和 SiO<sub>2</sub>-(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) 图解(b, 底图据 Wilson, 1997)

Fig. 4 A/CNK-A/NK (a) and SiO<sub>2</sub>-(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) (b) diagrams for the Dongfeng granitoid

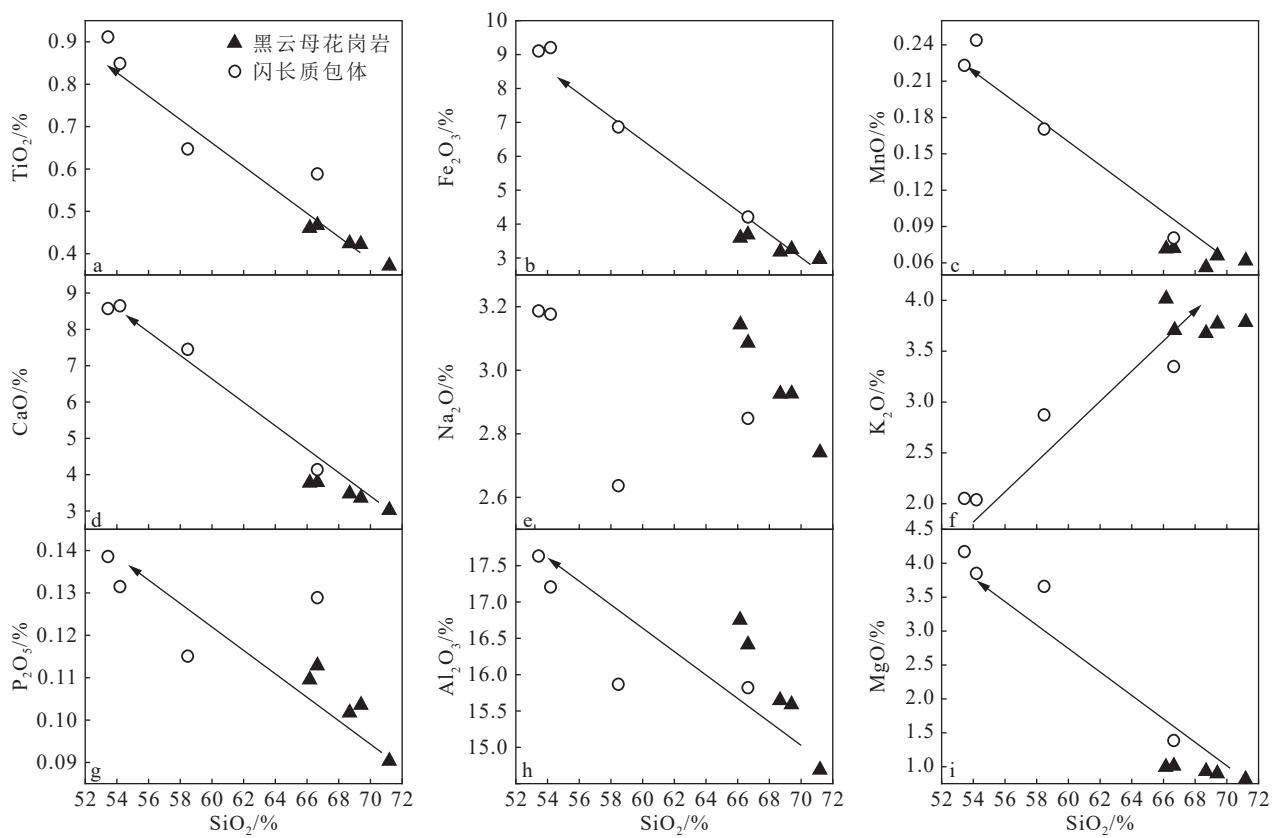


图5 东风岩体哈克图解

Fig. 5 Harker variation diagrams for the Dongfeng granitoid

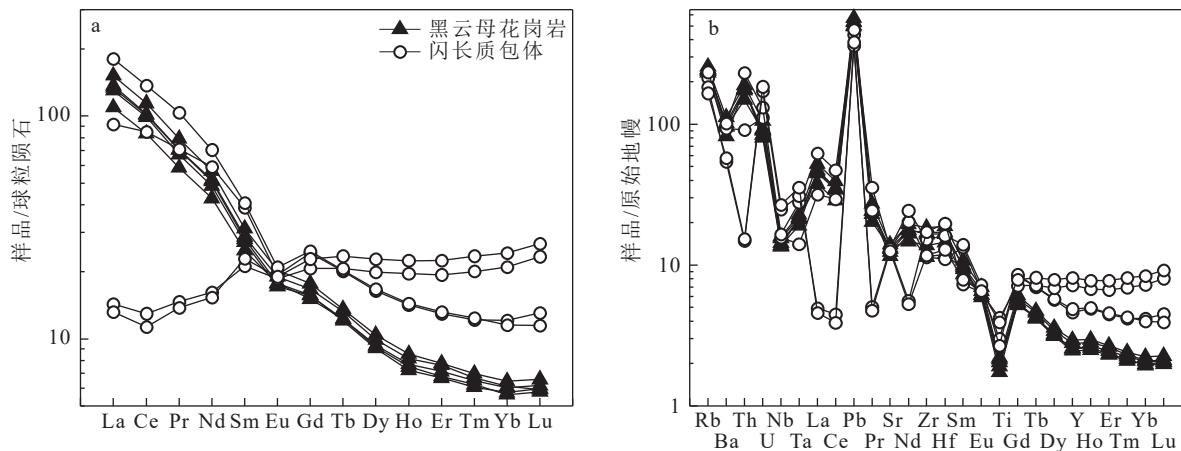


图6 东风岩体球粒陨石标准化稀土元素配分图(a)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b)

(球粒陨石和原始地幔标准化数据 Sun et al., 1989)

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace element spider diagrams (b) for the Dongfeng granitoid

(220~200 Ma) 基本一致,且在空间上联系紧密。东风岩体黑云母花岗岩及其闪长质包体位于松潘-甘孜造山带的东部,形成时代为 210 Ma,与东段花岗岩及其伟晶岩型锂矿是同时期、同地域岩浆活动的产物。

#### 4.2 岩浆源区特征

黑云母花岗岩具有较富集的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值 (-9.7~-9.3) 和锆石  $\epsilon_{Hf}(t)$  值 (-10.2~-5.9) 及较高的  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  值 (0.7117~0.7118), 显示出壳源的特征。

表4 松潘-甘孜造山带东风岩体黑云母花岗岩及其暗色包体全岩Sr-Nd同位素分析结果

Table 4 Sr-Nd isotopic compositions of biotite granites and its dioritic enclaves from the Dongfeng granitoid

样品号	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$2\sigma$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$	$T_{\text{DM2}}/\text{Ga}$	$f_{\text{Sm/Nd}}$
黑云母花岗岩											
22S033	1.62	0.716601	0.000005	0.7118	0.1101	0.512044	0.000005	0.5124	-9.3	1.74	-0.44
22S034	1.68	0.716834	0.000005	0.7118	0.1089	0.512040	0.000006	0.5124	-9.4	1.75	-0.45
22S035	1.74	0.717061	0.000012	0.7118	0.1109	0.512035	0.000005	0.5124	-9.5	1.76	-0.44
22S036	1.59	0.716501	0.000006	0.7117	0.1090	0.512031	0.000007	0.5124	-9.5	1.76	-0.45
22S037	1.62	0.716561	0.000011	0.7117	0.1154	0.512032	0.000006	0.5124	-9.7	1.77	-0.41
暗色包体											
22S038	1.43	0.715132	0.000007	0.7108	0.1300	0.512096	0.000006	0.5124	-8.8	1.70	-0.34
22S039	1.54	0.715685	0.000008	0.7111	0.1142	0.512060	0.000007	0.5124	-9.1	1.73	-0.42
22S047	1.23	0.714759	0.000007	0.7111	0.2602	0.512263	0.000005	0.5124	-9.1	1.72	0.32
22S048	1.15	0.714782	0.000008	0.7113	0.2959	0.512296	0.000005	0.5124	-9.5	1.75	0.50

表5 东风岩体黑云母花岗岩及其闪长质包体斜长石电子探针分析结果

Table 5 Major element compositions of plagioclases in biotite granites and its dioritic enclaves from the Dongfeng granitoid

点号	$\text{SiO}_2$	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{Cr}_2\text{O}_3$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{MgO}$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{MnO}$	$\text{CaO}$	$\text{FeO}$	$\text{TiO}_2$	$\text{NiO}$	总计	Na	Ca	An	Ab
22S034-1																
1	58.25	6.95	-	0.19	-	25.52	-	8.04	0.04	0.01	0.03	99.02	0.22	0.14	38.99	61.01
2	59.56	6.88	0.01	0.19	0.03	24.98	0.03	8.03	0.20	0.02	-	99.93	0.22	0.14	39.22	60.78
3	58.46	6.72	-	0.15	0.01	26.00	0.02	8.42	0.04	-	-	99.81	0.22	0.15	40.90	59.10
4	57.25	6.05	0.01	0.17	0.03	26.82	-	9.46	0.10	0.01	0.01	99.91	0.20	0.17	46.35	53.65
5	58.19	6.41	-	0.17	0.01	26.21	0.02	8.77	0.02	0.01	0.03	99.84	0.21	0.16	43.06	56.94
6	58.69	6.45	-	0.19	-	26.11	0.00	8.46	0.06	-	-	99.94	0.21	0.15	42.02	57.98
7	57.26	6.30	-	0.13	-	26.83	0.01	9.33	0.07	-	-	99.93	0.20	0.17	45.01	54.99
22S035-1																
1	54.32	4.72	-	0.06	0.02	28.30	-	11.93	0.00	0.02	0.02	99.38	0.15	0.21	58.30	41.70
2	57.20	6.05	0.03	0.09	0.01	26.45	-	9.47	0.01	-	0.00	99.31	0.20	0.17	46.39	53.61
3	57.68	6.34	0.03	0.12	0.03	25.81	-	9.13	0.02	0.00	0.04	99.20	0.20	0.16	44.33	55.67
4	59.74	7.11	-	0.15	-	25.04	-	7.56	0.08	0.05	0.02	99.74	0.23	0.13	37.00	63.00
5	57.91	6.18	0.02	0.10	0.01	26.16	0.01	9.08	0.02	0.05	-	99.53	0.20	0.16	44.80	55.20
6	58.76	6.82	-	0.11	-	25.46	0.00	8.57	0.02	0.04	0.07	99.84	0.22	0.15	40.98	59.02
7	57.32	6.12	-	0.09	-	26.33	-	9.11	0.06	-	0.03	99.07	0.20	0.16	45.13	54.87
8	59.62	6.91	0.00	0.09	-	25.00	-	7.74	0.03	0.03	-	99.42	0.22	0.14	38.21	61.79
9	59.71	7.20	-	0.07	0.01	24.96	0.02	7.65	0.05	-	0.02	99.70	0.23	0.14	37.02	62.98
22S037-1																
1	57.61	6.07	-	0.13	0.01	26.31	-	9.05	0.06	0.05	0.02	99.30	0.20	0.16	45.17	54.83
2	57.15	6.09	0.01	0.15	-	26.42	-	9.18	0.05	0.03	0.01	99.08	0.20	0.16	45.46	54.54
3	57.55	6.28	-	0.15	0.01	26.30	0.04	9.14	0.02	0.02	-	99.51	0.20	0.16	44.56	55.44
4	58.09	6.70	0.05	0.17	-	26.31	-	8.51	0.05	-	0.01	99.89	0.22	0.15	41.25	58.75
5	56.96	5.97	-	0.14	-	26.59	0.03	9.59	0.07	-	0.01	99.36	0.19	0.17	47.02	52.98
6	57.85	6.35	-	0.13	0.01	25.77	-	8.95	0.02	0.01	-	99.09	0.20	0.16	43.76	56.24
7	58.31	6.44	0.02	0.17	0.01	25.52	0.01	8.68	0.00	0.02	-	99.19	0.21	0.15	42.66	57.34
8	57.67	5.92	-	0.11	0.00	26.23	0.02	9.09	0.07	0.00	0.04	99.16	0.19	0.16	45.91	54.09
9	58.16	6.27	-	0.07	0.01	26.12	0.03	9.05	0.05	0.03	-	99.79	0.20	0.16	44.39	55.61

续表5

点号	SiO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	CaO	FeO	TiO <sub>2</sub>	NiO	总计	Na	Ca	An	Ab
22S048-1																
1	60.22	7.88	0.01	0.11	0.02	24.92	—	6.76	0.12	—	0.02	100.05	0.25	0.12	32.14	67.86
2	58.69	6.64	0.01	0.14	0.02	25.72	0.01	8.55	0.11	—	—	99.90	0.21	0.15	41.57	58.43
3	58.43	6.64	—	0.14	—	25.83	0.02	8.22	0.07	0.02	—	99.36	0.21	0.15	40.62	59.38
4	57.07	6.01	—	0.12	0.02	26.60	0.01	9.65	0.09	—	0.00	99.58	0.19	0.17	47.01	52.99
5	57.57	6.20	0.00	0.11	—	26.59	0.02	9.28	0.06	0.02	0.02	99.87	0.20	0.17	45.25	54.75
6	56.67	5.69	—	0.15	—	27.14	0.00	9.70	0.04	0.01	0.02	99.42	0.18	0.17	48.53	51.47
7	57.35	6.45	0.01	0.15	—	26.96	0.01	9.02	0.09	0.04	0.00	100.06	0.21	0.16	43.57	56.43
8	54.91	5.05	0.01	0.10	0.01	27.98	—	10.98	0.10	—	—	99.13	0.16	0.20	54.59	45.41
9	57.63	6.06	—	0.09	0.02	26.37	0.01	9.46	0.04	0.04	0.02	99.73	0.20	0.17	46.32	53.68
22S048-2																
1	59.67	7.59	—	0.16	0.01	24.64	—	6.98	0.17	—	—	99.21	0.24	0.12	33.68	66.32
2	57.65	6.30	—	0.10	—	26.32	—	9.02	0.08	—	0.05	99.52	0.20	0.16	44.18	55.82
3	57.07	5.95	—	0.11	—	26.72	0.01	9.62	0.03	—	0.05	99.55	0.19	0.17	47.19	52.81
4	57.72	6.12	—	0.11	—	26.53	0.02	9.21	0.04	0.02	0.03	99.79	0.20	0.16	45.41	54.59
5	56.64	5.68	0.03	0.09	—	26.98	—	10.19	0.04	—	0.02	99.67	0.18	0.18	49.81	50.19
6	56.78	6.15	—	0.13	0.01	26.65	—	9.78	0.03	—	—	99.53	0.20	0.17	46.78	53.22
7	55.76	5.23	0.02	0.07	—	27.78	—	10.75	0.02	0.01	—	99.63	0.17	0.19	53.17	46.83
8	57.02	6.21	—	0.10	0.01	26.58	0.02	9.46	0.03	0.00	—	99.43	0.20	0.17	45.73	54.27
9	63.34	8.62	0.00	0.06	0.00	22.77	—	4.66	0.02	0.01	0.01	99.49	0.28	0.08	22.98	77.02
22S048-3																
1	60.02	7.22	0.02	0.06	—	24.87	0.00	7.27	0.04	—	0.01	99.51	0.23	0.13	35.74	64.26
2	57.45	6.11	—	0.07	—	26.38	—	9.18	0.05	0.00	—	99.25	0.20	0.16	45.35	54.65
3	57.58	6.16	0.02	0.06	—	26.51	—	9.22	0.04	0.03	—	99.62	0.20	0.16	45.26	54.74
4	50.84	3.02	—	0.06	—	30.85	—	14.70	0.04	0.06	0.01	99.58	0.10	0.26	72.87	27.13
5	49.74	2.68	0.01	0.04	—	31.46	—	15.35	0.06	0.00	0.04	99.39	0.09	0.27	76.00	24.00

这些黑云母花岗岩具有较高的 A/CNK 值 (1.29~1.3), 表现出强过铝质花岗岩的特征, 指示其形成可能与中上地壳沉积物的部分熔融有关 (Sylvester, 1998)。沉积物在发生部分熔融时, 主要熔融的矿物为石英、长石和云母类矿物, 岩浆源区中的 Sr 和 Ba 主要赋存在长石中, 而 Rb 主要赋存于云母中, 因此, 岩石的 Sr、Ba 和 Rb 含量是岩浆岩源区沉积物组成的记录。杂砂岩主要造岩矿物为石英和斜长石, 其产生的熔体多具有较低的 Rb/Sr 值和 Rb/Ba 值, 而泥质岩中云母类矿物相对较多, 发生熔融时云母分解会释放出大量的 Rb, 产生相对高的 Rb/Sr 和 Rb/Ba 值的熔体。黑云母花岗岩具有较低的 Rb/Sr (0.56~0.60) 和 Rb/Ba(0.21~0.26) 值, 显示出杂砂岩源区的特征 (图 8-a)。实验岩石学研究表明, 在不同温度和水含量条件下, 沉积物发生熔融时以不同比例消耗长石和云母, 高温和无水条件下会消耗更高比例的云母:

22Ms + 7Pl + 8Qtz → 25Melt + 5Kfs + 5Sil + 2Bi (白云母脱水熔融),  
9Ms + 15Pl + 7Qtz + xH<sub>2</sub>O → 31Melt (白云母含水熔融),  
2Bi + 4Pl + 6Qtz + xH<sub>2</sub>O → 8Melt + 2Gt + 3Ms (白云母含水熔融)。

此外, Rb/Sr-Ba 的变化趋势可以指示沉积物源区的熔融条件 (Harris et al., 1992, 1993; Gao et al., 2017)。在 Ba-Rb/Sr 图解 (图 8-b) 中, 黑云母花岗岩样品显示出白云母脱水熔融的趋势。因此, 笔者认为黑云母花岗岩的形成可能与中地壳杂砂岩源区白云母脱水熔融有关。

与黑云母花岗岩相比, 闪长岩包体具有轻微亏损的锆石 Hf 同位素 ( $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = -9.6 \sim -1.3$ ;  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -9.5 \sim -8.8$ ) 及更低的初始锶同位素组成 ( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7108 \sim 0.7113$ ), 反映闪长质包体代表了更为基性的岩浆端元。晚三叠世—早侏罗世, 松潘-甘孜造山带东段的基性岩浆活动记录较少, 岩浆岩以阿坝安山

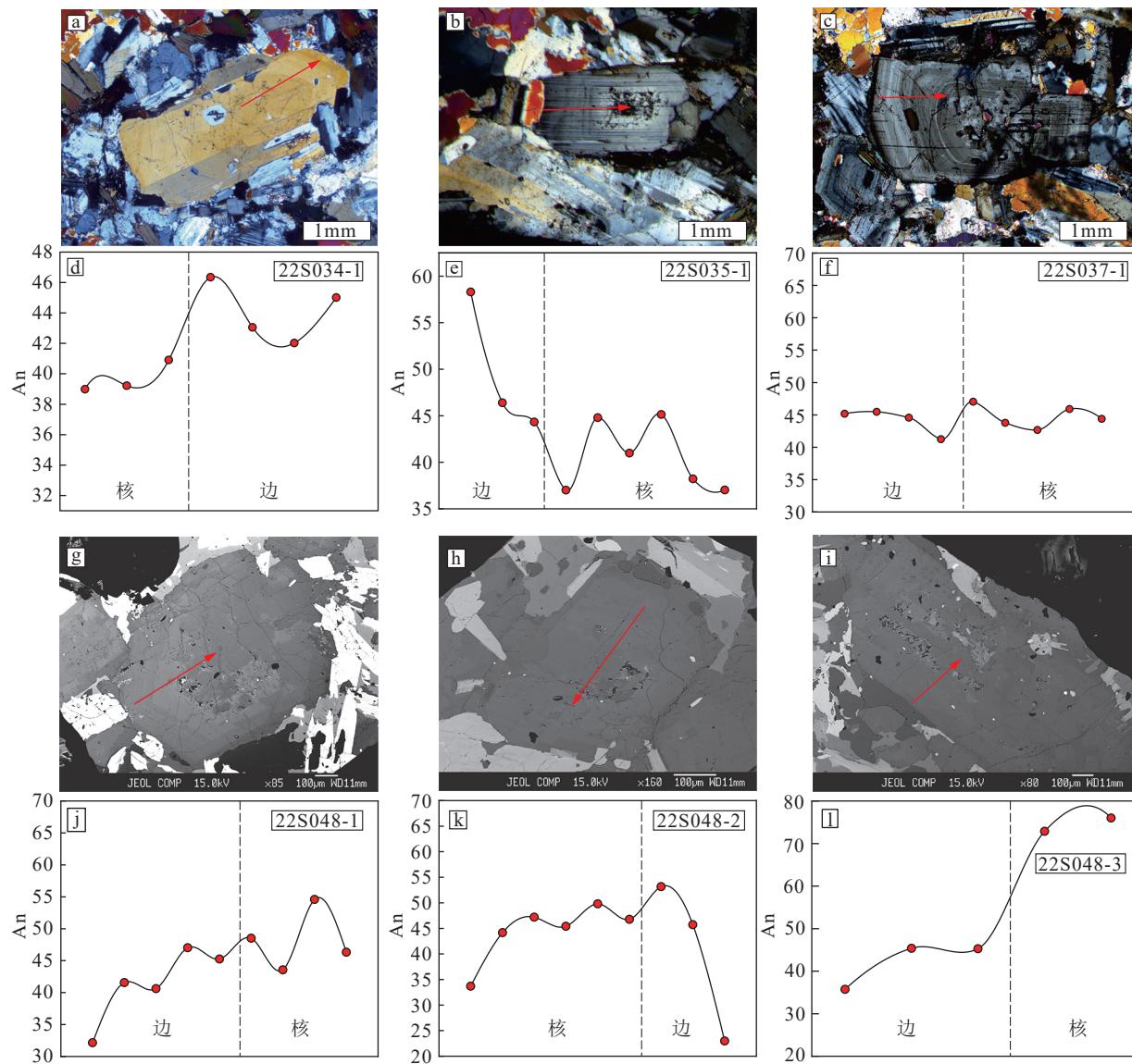


图 7 东风岩体黑云母花岗岩 (a~f) 及其暗色包体 (g~l) 斜长石结构和 An 值变化图

Fig. 7 Texture and An variations of plagioclases in the biotite granite (a~f) and its dioritic enclaves (g~l) of the Dongfeng granitoid 岩 (210 Ma, Cai et al., 2010)、瓦塞安山岩 (205 Ma, Cai et al., 2010)、炉霍—道孚花岗闪长岩—二长岩 (217~223 Ma, 卢雨潇, 2022) 及下仓玄武岩和辉绿岩 (208 Ma; 陈敏等, 2023) 等为代表。已有研究表明, 瓦塞和炉霍—道孚地区的基性岩浆岩具有正的 Nd 同位素组成, 指示其岩浆主要来自于亏损的地幔源区 ( $\epsilon_{Nd}(t) = +2.29 \sim +5.39$ ; Cai et al., 2010; 卢雨潇, 2022)。而阿坝安山岩具有相对亏损的 Hf 同位素组成, 其源区可能为混入少量地幔端元的地壳 ( $\epsilon_{Hf}(t) = -3.7 \sim -0.3$ )。闪长质包体 Nd—Hf 同位素组成相比于该区域地幔源区显著富集, 但其 Hf 同位素组成与受地幔端元轻微改造的地幔源区一致, Nd 同位素组成接 近加厚下地壳源区 ( $-3.11 \sim -6.71$ ; Zhang et al., 2007)。同时, 包体比寄主黑云母花岗岩具有更低的  $\text{SiO}_2$  和更高的  $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$  含量, 且富集  $\text{Cr}$  ( $13.4 \times 10^{-6} \sim 92.7 \times 10^{-6}$ )、 $\text{Co}$  ( $7.95 \times 10^{-6} \sim 17.5 \times 10^{-6}$ )、 $\text{Ni}$  ( $3.09 \times 10^{-6} \sim 5.73 \times 10^{-6}$ ) 和  $\text{Cu}$  ( $4.52 \times 10^{-6} \sim 49 \times 10^{-6}$ ) 等亲地幔元素, 也指示其岩浆源区可能加入了部分深部基性物质成分。松潘—甘孜造山带东段晚三叠世—早侏罗世期间, 处于后碰撞环境, 此时可能发生的软流圈上涌, 是该地区岩浆活动的重要动力 (Zhang et al., 2006, 2007; Yuan et al., 2010)。软流圈上涌不仅可以为深部地壳熔融提供热量, 也可能导致少量软流圈地幔物质加入。因此, 笔者认为闪长岩包体的母岩浆来

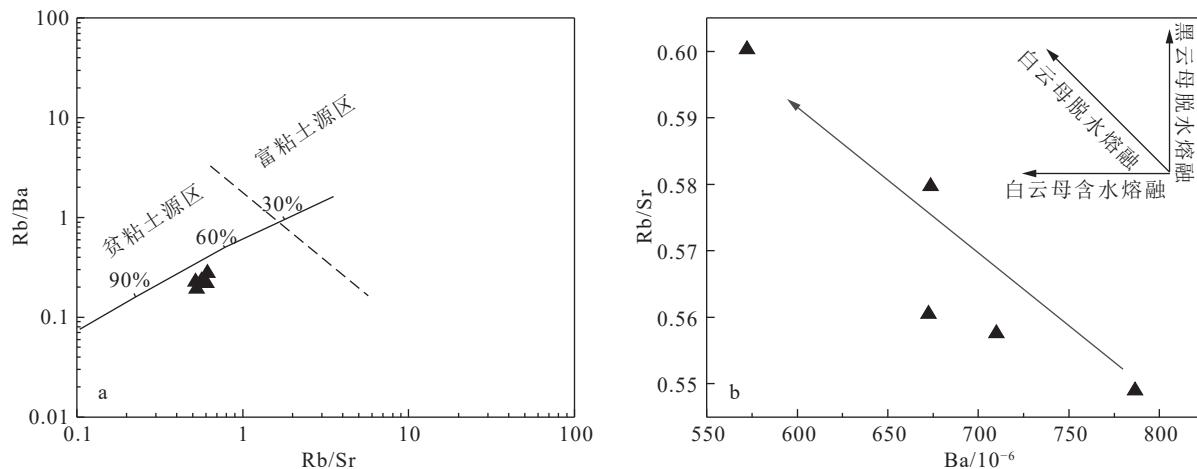


图8 东风岩体黑云母花岗岩 Rb/Sr-Rb/Ba 图解 (a, 底图据 Sylvester, 1998) 和 Ba-Rb/Sr 图解 (b, 底图据 Zheng et al., 2016)

Fig. 8 Rb/Sr-Rb/Ba (a) and Ba-Rb/Sr (b) diagrams for biotite granites in the Dongfeng granitoid

自受软流圈地幔改造的下地壳源区。

#### 4.3 暗色包体成因

对于花岗岩中的暗色包体, 前人已经开展了大量研究工作, 对其成因代表性观点包括: ①岩浆源区岩石部分熔融的残留体或围岩捕虏体 (Chappell et al., 1992, 2012), ②岩浆早期分离结晶的产物 (Cheng et al., 2012; Flood et al., 2014), ③同时代的花岗质和镁铁质岩浆的混合产物 (Holden et al., 1987)。东风岩体黑云母花岗岩中的暗色包体在镜下可观察到保存完好的岩浆结晶结构, 指示其为岩浆结晶的产物, 而非早期熔融的残余或围岩捕虏体。黑云母花岗岩和包体岩浆结晶年龄在误差范围内一致 (211 Ma 左右), 表明它们是同时代岩浆结晶的产物。在主量元素哈克图解 (图 5) 中, 黑云母花岗岩和包体的  $\text{SiO}_2$  与主要氧化物含量之间呈线性关系, 指示它们在岩浆作用过程中具有成因联系。基性岩浆在向上迁移过程中, 由于压力的降低, 镁铁质矿物不断分离结晶, 可能形成暗色包体 (Cheng et al., 2012; Flood et al., 2014)。东风岩体中闪长岩包体主要矿物包括角闪石、斜长石、黑云母等多种矿物, 且矿物粒度相对较细, 与堆晶成因的岩石矿物组成单一、矿物粒度粗等不一致。此外, 该地区及其邻区也没有同时代基性岩浆岩的报道。因此, 闪长岩包体可能与早期镁铁质矿物堆晶无关。稀土元素作为不相容元素, 在岩浆结晶过程中更容易残留在晚期结晶的花岗岩中, 而非早期堆晶产物 (暗色包体)。东风岩体闪长岩包体稀土元素总量 ( $\Sigma\text{REE} = 5309 \times 10^{-6} \sim 7031 \times 10^{-6}$ ) 比黑云母花岗岩 ( $\Sigma\text{REE} = 3741 \times 10^{-6} \sim 4772 \times 10^{-6}$ ) 更

高, 这与暗色包体是早期堆晶产物的假设不一致。综上所述, 东风岩体中的暗色包体可能是基性岩浆和黑云母花岗岩代表的长英质岩浆混合的产物。

#### 4.4 岩浆混合过程

斜长石作为火成岩的主要造岩矿物, 其结构和化学成分变化记录了岩浆体系的演化过程 (Davidson et al., 1997)。因为斜长石晶格的 CaNa-SiAl 体系具有极低的扩散速率 (Morse, 1984), 所以它的原位化学成分记录了其结晶时的岩浆化学成分。在显微镜下黑云母花岗岩斜长石斑晶和闪长岩包体的斜长石均可见到明显的溶蚀结构, 且 An 值在核部通常小于 40, 向边部显著升高, 最高可达 58,  $\Delta\text{An} \approx 6 \sim 22$ 。闪长岩包体中的斜长石核部平均 An 值大于 40(最高 78), 边部急剧降低至 22~30,  $\Delta\text{An} \approx 17 \sim 38$ 。黑云母花岗岩斜长石斑晶核部低 An 值, 指示早期为酸性长英质岩浆环境。闪长质包体斜长石核部 An 值高达 78, 指示早期为基性岩浆环境, 但 An 值降低到 20~30, 代表了后期岩浆体系向酸性的变化 (图 7)。

斜长石的成分通常受熔体成分、温度、压力、水含量和开放岩浆体系的影响。在岩浆房受到烘烤或减压的情况下, 环境温度的升高或压力的降低均会导致结晶的斜长石更富 Ca。然而, 黑云母花岗岩斜长石斑晶和闪长岩包体中的斜长石 An 值呈现出相反的变化趋势, 这与岩浆房整体升温或减压不符。此外, 实验岩石学研究表明, 减压释放结晶潜热可使岩浆温度升高 (Blundy et al., 2006), 导致液相斜长石组分相对富 Ca, 并在随后的结晶中形成反环带 (Nelson

et al., 1992)。根据模拟计算, 压力每降低 10 kbar, An 值增加 14~20 (Ustunisik et al., 2014)。如前所述, 黑云母花岗岩源区为中上地壳, 在岩浆上升的过程中无法获得高达 20 kbar 的压力释放。水的加入可以降低斜长石的液相线和固相线温度, 水压升高 150 kbar, 可使液相线降低 100°C, 并导致斜长石的 An 值升高 16 左右 (Ustunisik et al., 2014; Bennett et al., 2019), 但是东风岩体在矿物尺度上未见有明显的流体活动记录, 故此项假设不成立。岩浆混合模型可以解释黑云母花岗岩斜长石斑晶和闪长岩包体中斜长石相反的 An 值变化趋势。基性岩浆与酸性岩浆不均匀混合可导致酸性岩浆局部温度升高且化学组成变得更基性, 黑云母花岗岩中结晶出的斜长石向边部 An 值呈增加的趋势; 与此同时, 基性岩浆温度降低且化学成分向酸性方向变化, 闪长岩包体中结晶出的斜长石向边部 An 值急剧降低。

#### 4.5 对锂成矿的启示

松潘-甘孜造山带是三叠纪伴随着古特提斯洋的闭合, 羌塘、华北、扬子的持续汇聚、碰撞造山的结果 (许志琴, 1992; Yin et al., 2000; Pullen et al., 2008)。三叠纪中后期, 松潘-甘孜造山带处于碰撞—后碰撞阶段, 地壳加厚之后可能发生了岩石圈“拆沉”作用, 诱发深部热的软流圈物质上涌, 产生大规模岩浆作用, 形成松潘-甘孜造山带东部巨量的晚三叠世花岗岩 (强过铝质、A型、I型), 且这些花岗岩记录了不同深度岩石圈的信息 (Xiao et al., 2007; Zhang et al., 2007; 时章亮等, 2009; Yuan et al., 2010; 鄭圣武

等, 2015; Deschamps et al., 2017)。东风岩体强过铝质花岗岩为中—上地壳沉积物熔融的产物, 此时软流圈的上涌可能提供了主要热源。如前所述, 东风岩体中黑云母花岗岩的闪长岩包体中的斜长石记录了来自下地壳的基性岩浆信息, 并与花岗质岩浆发生了岩浆混合作用。因此, 松潘-甘孜造山带东段这些晚三叠世强过铝质花岗岩的形成除中上地壳沉积物外, 也有来自深部下地壳物质的重要贡献。

松潘-甘孜造山带东部伟晶岩型锂矿成矿作用与晚三叠世—早侏罗世强过铝质花岗岩岩浆作用密切相关, 已发现的大型硬岩型锂矿床, 如可儿因 (223~200 Ma)、甲基卡 (223~206 Ma) 等, 均产于强过铝质花岗岩中 (王登红等, 2005; 郝雪峰等, 2015; Dai et al., 2019; Zheng et al., 2020; 李贤芳等, 2020)。东风黑云母花岗岩作为松潘-甘孜造山带的代表性岩体之一, 与上述成矿岩体时代、源区性质均一致, 且具有相同的地球化学特征。但是, 东风黑云母花岗岩比甲基卡、可儿因等岩体的岩浆分异程度低 (图 9), Li 含量为  $50 \times 10^{-6}$ ~ $63 \times 10^{-6}$ , 明显低于这些含矿的过铝质花岗岩 ( $60 \times 10^{-6}$ ~ $400 \times 10^{-6}$ )。因此, 松潘-甘孜造山带晚三叠世—早侏罗世强过铝质花岗岩的分异程度, 极大程度地影响了岩体的成矿潜力, 从而揭示岩浆结晶分异是该地区锂富集的重要机制。同时, 闪长质包体代表的下地壳基性岩浆, 具有较低的 Li 含量 ( $26 \times 10^{-6}$ ~ $52 \times 10^{-6}$ ), 表明松潘-甘孜造山带锂矿成矿物质主要来源于中—上地壳沉积物, 与下地壳或更深部的地幔物质无关。

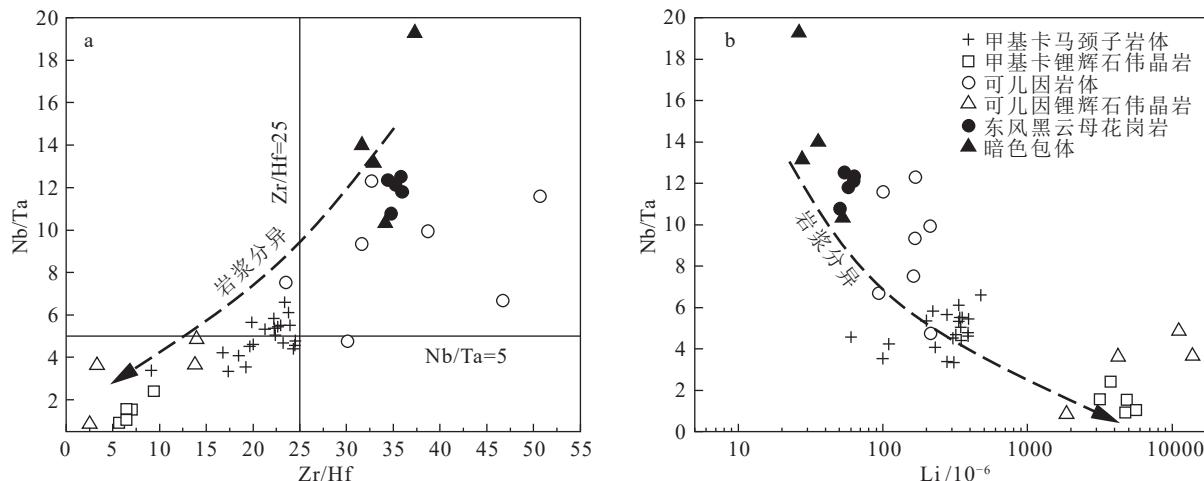


图 9 东风岩体 Zr/Hf-Nb/Ta 图解 (a, 底图据 Ballouard et al., 2016) 和 Li-Nb/Ta 图解 (b) (马颈子岩体和可儿因岩体等数据据 Fei et al., 2020; Zhang et al., 2022; Zhao et al., 2022)

Fig. 9 Zr/Hf-Nb/Ta (a) and Li-Nb/Ta (b) diagrams for the Dongfeng granitoid

## 5 结 论

(1) 川西东风岩体黑云母花岗岩及其闪长岩包体中的锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均值分别为 $211.8 \pm 1.0\text{ Ma}$ 和 $210.5 \pm 1.1\text{ Ma}$ , 代表岩体的结晶年龄。

(2) 东风黑云母花岗岩起源于中—上地壳杂砂岩源区, 闪长质包体起源于下地壳基性源区, 包体的形成与岩浆混合作用有关。

(3) 东风岩体闪长质包体具有较低的Li含量( $26 \times 10^{-6} \sim 52 \times 10^{-6}$ ), 松潘—甘孜造山带锂矿成矿物质主要来自于中—上地壳沉积物, 与下地壳或更深部的地幔物质无关。

**致谢:**感谢贵州大学王伟博士对本文的建设性意见, 研究生常晟协助完成部分分析测试工作, 审稿专家对本文提出大量建设性意见, 在此一并致以诚挚的感谢。

## References

- Ballouard C, Poujol M, Boulvais P, et al. 2016. Nb-Ta fractionation in peraluminous granites: A marker of the magmatic-hydrothermal transition[J]. *Geology*, 44(3): 231–234.
- Bennett E N, Lissenberg C J, Cashman K V. 2019. The significance of plagioclase textures in mid-ocean ridge basalt (Gakkel Ridge, Arctic Ocean)[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 174: 1–22.
- Blundy J, Cashman K, Humphreys M. 2006. Magma heating by decompression-driven crystallization beneath andesite volcanoes[J]. *Nature*, 443(7107): 76–80.
- Cai H M, Zhang H F, Xu W C, et al. 2010. Petrogenesis of Indosinian volcanic rocks in Songpan–Garzê fold belt of the northeastern Tibetan Plateau: New evidence for lithospheric delamination[J]. *Science China Earth Sciences*, 53: 1316–1328.
- Chappell B W, 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(1/2): 1–26.
- Chappell B W, Wyborn D. 2012. Origin of enclaves in S-type granites of the Lachlan Fold Belt[J]. *Lithos*, 154: 235–247.
- Chen M, Wang Y H, G Q, et al. 2023. Discovery of Late Triassic basic rocks in the Xiacangjie area of Songpan-Ganzi terrane and its geological significance[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 42(1): 1–12 (in Chinese).
- Cheng Y B, Spandler C, Mao J, et al. 2012. Granite, gabbro and mafic microgranular enclaves in the Gejiu area, Yunnan Province, China: A case of two-stage mixing of crust-and mantle-derived magmas[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 164: 659–676.
- Dai H Z, Wang D H, Liu L J, et al. 2019. Geochronology and geochemistry of Li (Be)-bearing granitic pegmatites from the Jiajika superlarge Li-polymetallic deposit in Western Sichuan, China[J]. *Journal of Earth Science*, 30: 707–727.
- Davidson J P, Tepley III F J. 1997. Recharge in volcanic systems: Evidence from isotope profiles of phenocrysts[J]. *Science*, 275(5301): 826–829.
- De Sigoyer J, Vanderhaeghe O, Duchêne S, et al. 2014. Generation and emplacement of Triassic granitoids within the Songpan Ganze accretionary-orogenic wedge in a context of slab retreat accommodated by tear faulting, Eastern Tibetan plateau, China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 88: 192–216.
- Deschamps F, Duchêne S, De Sigoyer J, et al. 2017. Coeval mantle-derived and crust-derived magmas forming two neighbouring plutons in the Songpan Ganze accretionary orogenic wedge (SW China)[J]. *Journal of Petrology*, 58(11): 2221–2256.
- Fei G C, Menuge J F, Li Y Q, et al. 2020. Petrogenesis of the Lijiaogou spodumene pegmatites in Songpan-Garze Fold Belt, West Sichuan, China: Evidence from geochemistry, zircon, cassiterite and coltan U-Pb geochronology and Hf isotopic compositions[J]. *Lithos*, 364/365: 105555.
- Flood R H, Shaw S E. 2014. Microgranitoid enclaves in the felsic Looanga monzogranite, New England Batholith, Australia: Pressure quench cumulates[J]. *Lithos*, 198: 92–102.
- Gao J G, Wei G Y, Li G W, et al. 2024. Geochemical constraints on the origin of the rare metal mineralization in granite-pegmatite, evidence from three-kilometer scientific drilling core in the Jiajika Li deposit, eastern Tibetan Plateau[J]. *Ore Geology Reviews*, 165: 105852.
- Gao L E, Zeng L S, Asimow P D. 2017. Contrasting geochemical signatures of fluid-absent versus fluid-fluxed melting of muscovite in metasedimentary sources: The Himalayan leucogranites[J]. *Geology*, 45(1): 39–42.
- Hao X F, Fu X Fang, Liang B, et al. 2015. Formation ages of granite and X03 pegmatite vein in Jiajika, western Sichuan, and their geological significance[J]. *Mineral Deposits*, 34(6): 1199–1208 (in Chinese).
- Harris N, Inger S. 1992. Trace element modelling of pelite-derived granites[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110(1): 46–56.
- Harris N, Massey J, Inger S. 1993. The role of fluids in the formation of high Himalayan leucogranites[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 74(1): 391–400.
- Holden P, Halliday A N, Stephens W E. 1987. Neodymium and strontium isotope content of microdiorite enclaves points to mantle input to granitoid production[J]. *Nature*, 330(6143): 53–56.
- Hou K J, Li Y H, Tian Y R. 2009. In situ U-Pb zircon dating using laser ablation-multi ion counting-ICP-MS[J]. *Mineral Deposits*, 28: 481–492 (in Chinese).
- Hu J M, Meng Q R, Shi Y R, et al. 2005. SHRIMP U-Pb dating of zircons from granitoid bodies in the Songpan–Ganzi terrane and its implications[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 21(3): 867–880 (in Chinese with English abstract).
- Li J K, Li P, Yan Q G, et al. 2023. Geology and mineralization of the Songpan-Ganze-West Kunlun pegmatite-type rare-metal metallogenic

- belt in China: An overview and synthesis[J]. *Science China Earth Sciences*, 66(8): 1702–1724.
- Li X F, Tian S H, Wang D H, et al. 2020. Genetic relationship between pegmatite and granite in Jiajika lithium deposit in western Sichuan: Evidence from zircon U-Pb dating, Hf-O isotope and geochemistry[J]. *Mineral Deposits*, 39(2): 273–304 (in Chinese with English abstract).
- Liu D M, Xiao Y F, Li N, et al. 2022. Geochemistry, chronology and tectonic significances of the Darizelong granite intrusion in the northern Songpan–Garzê orogenic belt[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 42(3): 270–84 (in Chinese with English abstract).
- Lu Y X, Yang J S, Xu Z Q, et al. 2022. Possible northward subduction in the Ganzi–Litang ocean: evidence from Dawu–Luhuo magmatic rocks in the Songpan–Ganzi orogen[J]. *Acta Geologica Sinica*, 96(7): 2380–2402 (in Chinese with English abstract).
- Luo G, Yang X J, Bai X Z, et al. 2009. Trace Element Geochemical Characteristics of the granite bodies in Yanggonghai and its neighboring area in northwestern Sichuan[J]. *Geological Survey and Research*, 32(1): 15–21 (in Chinese with English abstract).
- Luo X L, Li W Q, Du D H, et al. 2024. Iron isotope systematics of the Jiajika granite-pegmatite lithium deposit, Sichuan, China[J]. *Ore Geology Reviews*, 165: 105903.
- Maniar P D, Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5): 635–643.
- Morse S A. 1984. Cation diffusion in plagioclase feldspar[J]. *Science*, 225(4661): 504–505.
- Nelson, Stephen T, Montana A. 1992. Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression[J]. *American Mineralogist*, 77: 1242–49.
- Norris P C, Skulas-Ray A C, Riley I, et al. 2018. Identification of specialized pro-resolving mediator clusters from healthy adults after intravenous low-dose endotoxin and omega-3 supplementation: A methodological validation[J]. *Scientific Reports*, 8(1): 18050.
- Pullen A, Kapp P, Gehrels G E, et al. 2008. Triassic continental subduction in central Tibet and Mediterranean-style closure of the Paleo-Tethys Ocean[J]. *Geology*, 36(5): 351–354.
- Russell W A, Papanastassiou D A, Tombrello T A. 1978. Ca isotope fractionation on the Earth and other solar system materials[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42(8): 1075–1090.
- Shi Z L, Zhang H F, Cai H M. 2009. Petrogenesis of strongly peraluminous granites in Markan area Songpan fold belt and its tectonic implication[J]. *Earth Science–Journal of China University of Geosciences*, 34(4): 569–584 (in Chinese with English abstract).
- Sláma J, Kosler J, Condon D J, et al. 2008. Plešovice zircon—a new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis[J]. *Chemical geology*, 249(1/2): 1–35.
- Sun S S, 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(1/4): 29–44.
- Ustunisik G, Kilinc A, Nielsen R L. 2014. New insights into the processes controlling compositional zoning in plagioclase[J]. *Lithos*, 200: 80–93.
- Wang D H, Li J K, Fu X F. 2005.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating for the Jiajika pegmatite-type rare metal deposit in western Sichuan and its significance[J]. *Geochimica*, 34(6): 3–9 (in Chinese with English abstract).
- Wilson M. 1997. Igneous petrogenesis[M]. Unwin Hyman Ltd.
- Wu F Y, Yue H, Xie L W, et al. 2006. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U-Pb geochronology[J]. *Chemical Geology*, 234: 105–126.
- Xiao L, Zhang H F, Clemens J D, et al. 2007. Late Triassic granitoids of the eastern margin of the Tibetan Plateau: Geochronology, petrogenesis and implications for tectonic evolution[J]. *Lithos*, 96(3/4): 436–452.
- Xu Z Q, Fu X F, Wang R C, et al. 2020. Generation of lithium-bearing pegmatite deposits within the Songpan–Ganze orogenic belt, East Tibet[J]. *Lithos*, 354: 105281.
- Yan S W, Zhu B, Wu W X, et al. 2015. Petrogenesis and geodynamic implications of the Wanlicheng granites and hosted magmatic enclaves in Songpan–Garzê orogen: Evidence from petrography and geochemistry[J]. *Geological Bulletin of China*, 34(2/3): 292–305 (in Chinese with English abstract).
- Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan–Tibetan orogen[J]. *Annual review of Earth and Planetary Sciences*, 28(1): 211–280.
- Yuan C, Zhou M F, Sun M, et al. 2010. Triassic granitoids in the eastern Songpan–Ganzi Fold Belt, SW China: Magmatic response to geodynamics of the deep lithosphere[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 290(3/4): 481–492.
- Zhang H F, Parrish R, Zhang L, et al. 2007. A-type granite and adakitic magmatism association in Songpan–Garzê fold belt, eastern Tibetan Plateau: Implication for lithospheric delamination[J]. *Lithos*, 97(3/4): 323–335.
- Zhang H F, Zhang L, Harris N, et al. 2006. U-Pb zircon ages, geochemical and isotopic compositions of granitoids in Songpan–Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau: Constraints on petrogenesis and tectonic evolution of the basement[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152: 75–88.
- Zhang H J, Tian S H, Wang D H, et al. 2022. Lithium isotopic constraints on the petrogenesis of the Jiajika two-mica granites and associated Li mineralization[J]. *Ore Geology Reviews*, 150: 105174.
- Zhang L Y, Ding L, Pullen A, et al. 2014. Age and geochemistry of western Hoh–Xil–Songpan–Ganzi granitoids, northern Tibet: Implications for the Mesozoic closure of the Paleo-Tethys ocean[J]. *Lithos*, 190: 328–348.
- Zhao H, Chen, B Huang C, et al. 2022. Geochemical and Sr-Nd-Li isotopic constraints on the genesis of the Jiajika Li-rich pegmatites, eastern Tibetan Plateau: implications for Li mineralization[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 177(1): 3–16.
- Zheng Y C, Hou Z Q, Fu Q, et al. 2016. Mantle inputs to Himalayan anatexis: Insights from petrogenesis of the Miocene Langkazi

- leucogranite and its dioritic enclaves[J]. *Lithos*, 264: 125–140.
- Zheng Y L, Xu Z Q, Li G W, et al. 2020. Genesis of the Markam gneiss dome within the Songpan-Ganzi orogenic belt, eastern Tibetan Plateau[J]. *Lithos*, 362: 105475.
- Zhou M F, Yan D P, Kennedy A K, et al. 2002. SHRIMP U-Pb zircon geochronological and geochemical evidence for Neoproterozoic arc-magmatism along the western margin of the Yangtze Block, South China[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 196(1/2): 51–67.
- Zhou X, Zhou Y, Luo L P, et al. 2018. Zircon LA-ICP-MS U-Pb dating of quartz diorite of Rongxuka lithium deposit in western Sichuan and its tectonic implication[J]. *Mineralogy and Petrology*, 38(4): 88–97 (in Chinese with English abstract).
- Zhu J Y, Zhu W B, Xu Z Q, et al. 2023. The geochronology of pegmatites in the Jiajika lithium deposit, western Sichuan, China: Implications for multi-stage magmatic-hydrothermal events in the Songpan-Ganze rare metal metallogenic belt[J]. *Ore Geology Reviews*, 159: 105582.
- 侯可军, 李延河, 田有荣. 2009. LA-MC-ICP-MS 锆石微区原位 U-Pb 定年技术[J]. *矿床地质*, 28(4): 481–492.
- 胡健民, 孟庆任, 石玉若, 等. 2005. 松潘-甘孜地体内花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其构造意义[J]. *岩石学报*, 21(3): 867–880.
- 李贤芳, 田世洪, 王登红, 等. 2020. 川西甲基卡锂矿床花岗岩与伟晶岩成因关系: U-Pb 定年、Hf-O 同位素和地球化学证据[J]. *矿床地质*, 39(2): 273–304.
- 刘大明, 肖渊甫, 李宁, 等. 2022. 松潘-甘孜造山带北部达日泽龙花岗岩体地球化学、年代学及构造意义[J]. *矿物学报*, 42(3): 270–84.
- 卢雨潇, 杨经绥, 许志琴, 等. 2022. 甘孜-理塘洋可能存在北向俯冲: 来自松潘-甘孜道孚-炉霍岩浆岩的证据[J]. *地质学报*, 96(7): 2380–2402.
- 罗改, 杨学俊, 白宪洲, 等. 2009. 川西北羊拱海及邻区花岗岩体微量元素地球化学特征[J]. *地质调查与研究*, 32(1): 15–21.
- 时章亮, 张宏飞, 蔡宏明. 2009. 松潘造山带马尔康强过铝质花岗岩的成因及其构造意义[J]. *地球科学*, 34(4): 569–584.
- 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): 3–9.
- 许志琴. 1992. 中国松潘-甘孜造山带的造山过程[M]. 北京: 地质出版社.
- 鄢圣武, 朱兵, 伍文湘, 等. 2015. 松潘-甘孜造山带万里城花岗岩及其岩浆包体的成因与地球动力学意义[J]. *地质通报*, 34(2/3): 292–305.
- 周雄, 周玉, 罗丽萍, 等. 2018. 川西容须卡锂辉石矿床石英闪长岩锆石 LA-ICP MS 测年及构造意义[J]. *矿物岩石*, 38(4): 88–97.

## 附中文参考文献

- 陈敏, 王雁鹤, 谷强, 等. 2023. 松潘-甘孜地体下仓界地区晚三叠世基性岩的发现及其地质意义[J]. *岩石矿物学杂志*, 42(1): 1–12.
- 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): 1199–1208.