doi:10.12097/j.issn.1671-2552.2022.08.006

# 云南宁蒗水草坝二长花岗斑岩岩石成因:锆石 U-Pb 年龄及地球化学约束

王宏<sup>1</sup>,李友余<sup>2\*</sup>,张锦让<sup>3</sup>,周清<sup>1</sup> WANG Hong<sup>1</sup>, LI Youyu<sup>2\*</sup>, ZHANG Jinrang<sup>3</sup>, ZHOU Qing<sup>1</sup>

1.中国地质调查局成都地质调查中心,四川成都 610081;

2.四川省冶金地质勘查局六〇六大队,四川成都 611730;

3.西南石油大学地球科学与技术学院,四川 成都 610050

1. Chengdu Center, China Geological Survey, Chengdu 610081, Sichuan, China;

2. Exploration Team 606 of Sichuan Metallurgical & Geological Exploration Bureau, Chengdu 611730, Sichuan, China;

3. College of Geoscience and Technology, Southwest Petroleum University, Chengdu 610050, Sichuan, China

摘要:云南水草坝岩体位于祥云-宁蒗铜金成矿带北段,是金沙江-红河新生代富碱斑岩成矿带的重要组成部分。对水草坝二 长斑岩进行了岩相学、锆石 U-Pb 年龄和岩石地球化学研究,为该区新生代构造岩浆演化提供新的约束。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 分析结果表明,水草坝二长花岗斑岩形成于古近纪渐新世早期(33.1±0.3 Ma)。岩石地球化学特征显示,岩体具有高 硅、富碱的特征,且 A/CNK 大于 1,属于过铝质富碱二长花岗斑岩。岩石稀土元素总量较高(∑REE = 114.68×10<sup>-6</sup>~384.79× 10<sup>-6</sup>),稀土元素配分模式呈右倾型,轻、重稀土分馏明显((La/Yb)<sub>N</sub> = 440.37~114.09),Eu 无明显异常(0.84~1.14),具有富 集轻稀土元素和大离子亲石元素(Rb、Sr、K等)、亏损重稀土元素和高场强元素(Nb、Ta、Ti等),以及高 Sr 低 Y、Yb 的特征, 属于典型的 C 型埃达克岩。综合分析认为,水草坝二长花岗斑岩岩浆源区主要为加厚下地壳的部分熔融,可能有少量幔源组 分的参与。结合区域构造演化,认为水草坝二长花岗斑岩形成于印度-欧亚板块晚碰撞走滑期构造应力由挤压向伸展转换的 动力学背景。

关键词:二长花岗斑岩;锆石 U-P 年龄;地球化学特征;宁蒗;云南
中图分类号:P597;P588.12<sup>+</sup>1 文献标志码:A 文章编号:1671-2552(2022)08-1382-12

## Wang H, Li Y Y, Zhang J R, Zhou Q. Petrogenesis of the Shuicaoba monzonitic granite porphyry in Ninglang, Yunnan: constraints from zircon U–Pb geochronology and geochemistry. *Geological Bulletin of China*, 2022, 41(8):1382–1393

**Abstract:** The Shuicaoba monzonitic granite porphyry is located north segment of the Xiangyun-ninglang Cu-Au metallogenic belt, and it is also an important part of the Jinshajiang-Red River enozoic alkali-rich porphyry belt. Based on petrography, zircon U-Pb geochronology and petrogeochemical analysis of the Shuicaoba Monzogranite porphyry, new constraints have be provided for the Cenozoic tectonic magmatic evolution in this area. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating indicates that Shuicaoba monzonitic granite porphyry is of Early Oligocene (33.1±0.3 Ma). The pluton is rich in SiO<sub>2</sub> and alkali, with the ratio of A/CNK>1, belonging to the peraluminaceous alkali rich monzonite porphyry. The rock has a total high amount of REE elements ( $\Sigma REE = 114.68 \times 10^{-6} \sim 384.79 \times 10^{-6}$ 

收稿日期:2021-12-06;修订日期:2022-04-13

资助项目:中国地质调查局项目《西南地区自然资源综合调查》(编号:DD20211386)、《西南地区自然资源动态监测与风险评估》(编号: DD20211392)、国家自然科学基金项目《兰坪盆地西缘脉状铜多金属矿床成矿流体特征及 Cu, Cl 同位素研究:对成矿差异性的 启示》(批准号:42173071)和南大国家重点实验室开放基金《攀枝花二叠纪碳酸岩的岩浆起源及深部碳循环指示意义》(编号: 2019-LAMD-K12)

作者简介:王宏(1985-),男,工程师,从事区域地质矿产研究。E-mail:wangh1213@sina.com

<sup>\*</sup>通信作者:李友余(1986-),男,高级工程师,从事区域地质矿产研究。E-mail:liyouyu@sina.cn

 $10^{-6}$ ), right –leaning REE distribution pattern, and obvious fractionation of LREE ((La/Yb)<sub>N</sub> = 440.37 ~ 114.09), showing no significant Eu anomaly(0.84~1.14). The adakite is enriching in LILE(such as Rb, Sr and Ba) and HFSE (such as Th, U, K and La), depleting in HREE, high field strength elements (Nb, Ta, Ti, etc.), with a high amount of Sr and low amount of Y and Yb, which is typical C-type Adakite. Comprehensive analysis shows that the magmatic source area of the Shuicaoba monzogranite porphyry is mainly partial melting of the thickened lower crust, and a small amount of mantle-derived components may be involved. Combined with the regional tectonic evolution, it is considered that the Shuicaoba monzogranite porphyry was formed under the dynamic background of the tectonic stress transition from compression to extension during the late Indian–Eurasian plate collision strike slip period. **Key words:** monzonitic granite porphyry; zircon U–Pb geochronology; geochemical characteristics; Ninglang; Yunnan

位于扬子西缘的金沙江-红河断裂带在印度-欧亚板块晚碰撞造山作用下形成了长大于 1000 km、宽 50~80 km 的 SN 向新生代富碱斑岩带<sup>[1-2]</sup>。 该带是西南三江地区最长的深大走滑断裂,也是区 域上重要的富碱岩浆-斑岩型铜金成矿带,大地构 造-岩浆作用-成矿效应的研究意义重大。前人对 该富碱斑岩带的时空分布、岩石地球化学、成岩动 力学背景、成矿规律等开展了大量的研究[3-11]。但 在该巨型富碱斑岩带的中段,这些研究主要集中在 NNW 向金沙江-红河深大断裂与 NNE 向程海-宾 川深大断裂夹持的祥云-宁蒗斑岩铜矿带中南段, 如南段的祥云马厂箐(铜钼金矿)[12]、老街子正长斑 岩[13],中段的鹤庆北衙石英正长斑岩(金矿)[14]、六 合正长斑岩[15]、丽江老君山正长岩[16]、永胜分水岭 花岗闪长斑岩(铜钼矿)<sup>[1]</sup>等;而远离金沙江-红河 断裂的祥云-宁蒗斑岩铜矿带北段(宁蒗、盐源地 区)则关注较少。随着1:5万区域地质调查等基 础工作的开展和一系列与富碱斑岩有关的铜金多 金属矿床的发现,该区域新生代富碱斑岩的成岩成 矿机制研究越来越引起重视,学者们先后对宁蒗光 马山二长斑岩[17]、盐源西范坪斑岩(铜矿)[18]等进 行了年代学、岩石地球化学研究。虽然前人一致认 为金沙江一红河富碱斑岩的形成受大型走滑断裂控 制,具C型埃达克岩地球化学特征[11,19-24],但在岩 浆起源和部分熔融方面尚存在不同的认识。王建 华等<sup>[11]</sup> 根据 Sr-Nd 同位素组成,认为二长花岗斑岩 与石英正长斑岩源区主要为下地壳物质:李勇<sup>[21]</sup>、 洪涛等<sup>[23]</sup>和Lu等<sup>[22]</sup>的研究表明,富碱斑岩主要为 加厚铁镁质富钾下地壳部分熔融的产物;而周洁[24] 通过对笔架山、小龙潭、分水岭岩体锆石 $\varepsilon_{H}(t)$ 值的 研究,指出岩浆起源于下地壳物质的部分熔融,并 有幔源物质的加入。本次研究针对上述问题,选取 盐源-丽江坳陷北段的水草坝二长花岗斑岩作为研 究对象,剖析其岩石学特征、形成时代及物质起源,约

### 束岩石成因,进而探讨其大地构造背景及指示意义。

### 1 地质背景及岩体特征

研究区位于滇西三江造山带与扬子板块弧形 结合部位的盐源-丽江陆缘坳陷带、金沙江-红河新 生代富碱斑岩带中段(图1-b)。受喜马拉雅期印 度-欧亚板块碰撞的远程影响及金沙江-红河大规 模走滑断裂作用的控制,区内新生代构造-岩浆活 动强烈,在永胜--宁蒗--盐源地区形成了长达上百 千米的富碱斑岩带。

水草坝斑岩体位于宁蒗县东北部,呈 NW—SE 向岩脉状产出(图 1-c),侵位于二叠系峨眉山组、黑 泥哨组玄武岩、玄武质凝灰岩、泥质凝灰岩中,出露 面积约 0.1 km<sup>2</sup>。岩性为二长花岗斑岩(图 2-a、b), 肉红色,具斑状结构、块状构造(图 2-c),斑晶主要 为钾长石(12%~18%),粒径(长轴)2~9 mm,分布 稀疏不均,半自形板状;斜长石(10%~15%),粒径 (长轴)1~5 mm,半自形—自形板状;少量石英和 黑云母斑晶。基质具微晶—隐晶质结构,由钾长石 (12%~20%)、斜长石(15%~25%)、石英(5%~ 15%)和少量黑云母(3%)组成;副矿物为锆石、榍 石、磷灰石。少数片状黑云母具弱绿泥石化,长石 具轻微高岭土化、绢云母化。

### 2 分析方法

本文对水草坝15件二长花岗斑岩样品(1号岩体10件、2号岩体5件)开展了主量和微量元素测试,对1件样品(SCB1-4,采自水草坝1号岩体)开展了LA-ICP-MS锆石U-Pb定年。

主量、微量元素测试在西北大学大陆动力学国 家重点实验室完成。主量元素采用日本 Rigaku RIX2100型X射线荧光光谱仪(XRF)玻璃熔饼法 完成,分析过程中选择 CBWO7105标样监控,分析 精度优于5%。微量元素采用美国 Agilen 7500a 等



图 1 印度-欧亚板块碰撞示意图(a)、三江造山带新生代富碱斑岩分布图(b)(据参考文献[13]修改)和水草坝地质简图(c) Fig. 1 Sketch map of the Indo-Eurasia continent collision (a), distribution map of the Cenozoic alkali-rich porphyry of the Sanjiang orogenic belt (b) and simplified geological map of the Shuicaoba region (c)

离子体质谱仪(ICP-MS)分析完成,经 BHVO-2、 AGV-2、BCR-2 国际标样监控,分析精度多优 于5%。

锆石 U-Pb 年龄测试在武汉上谱分析科技有限

责任公司完成。挑选颗粒较好的锆石用环氧树脂 固定,固化后打磨、抛光,然后进行阴极发光(CL)和 背散射(BSE)分析。锆石 U-Pb 测年采用安捷伦电 感耦合等离子体质谱仪(Agilent 7700)和与之配套



图 2 水草坝二长花岗斑岩露头(a,b)及薄片显微照片(c)(正交偏光) Fig. 2 The photographs (a,b) and microphoto (c) (orthogonal polarization) of the Shuicaoba monzonitic granite porphyry Kp—钾长石;PI—斜长石;Bi—黑云母

的相干 193 nm 准分子激光剥蚀系统(GeoLasPro), 激光束斑直径为 32 μm,能量 80 mJ,频率 5 Hz,微 量元素校正标准样品为 NIST 610,同位素比值校正 标准样品为 91500,同位素比值监控标准样品为 GJ-1,数据处理采用 ICPMSDataCal10 程序,年龄加权 平均值计算和谐和图绘制使用 Isoplot 3.75 完成。 具体分析条件及流程详见参考文献[26]。

3 分析结果

### 3.1 锆石 U-Pb 年龄

水草坝二长花岗斑岩锆石晶形较好,多呈自 形—半自形长柱状,少量呈短柱状,长 150~200 μm。阴极发光图像(图 3-a)显示,锆石具有宽缓的 生长环带,部分可见清晰的韵律振荡环带,属于典 型的岩浆锆石。

锆石 U-Pb 测试分析结果见表 1。对 29 颗锆 石进行了 U-Pb 测年, 锆石 Th 含量为  $215 \times 10^{-6} \sim$  $907 \times 10^{-6}$ , U 含量为  $188 \times 10^{-6} \sim 653 \times 10^{-6}$ , Th/U 值 为  $0.69 \sim 1.76$ , 属典型的岩浆成因锆石。获得的  $^{206}$  Pb/ $^{238}$ U 年龄变化于  $32.2 \sim 34.4$  Ma 之间, 去掉谐 和度小于 90% 的年龄值, 剩余 24 颗锆石的年龄加权 平均值为  $33.1\pm 0.3$  Ma(MSWD = 0.91)(图 3-b)。

### 3.2 岩石地球化学特征

### 3.2.1 主量元素

水草坝二长花岗斑岩主量元素分析结果见表 2。岩体具有较高的 SiO<sub>2</sub>含量(66.4%~70.9%,平均 为 68.7%),属酸性岩类;较低的 MgO 含量 (0.07%~0.23%)和 Mg<sup>#</sup>指数(6.54~27.32),全碱含 量较高( $Na_2O+K_2O,9.29\% \sim 10.13\%$ ), $K_2O/Na_2O$ 值普遍大于 1,均值 1.31,显示富碱斑岩的特征;在 火成岩 TAS(硅-碱)分类图中(图 4-a),样品点主 要落在石英二长岩范围内,在 SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O 图解 (图 4-b)中,样品点落在钾玄岩系列区域。铝饱和 指数 A/CNK 在1.04~1.31 之间,显示过铝质特征 (图 4-c)。岩体里特曼指数  $\sigma$  除个别样品小于 3.3 外,其他均大于 3.3(3.48~4.06),属碱性岩系列;岩 体碱度率  $AR(AR=(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O)/(Al_2O_3+CaO-Na_2O-K_2O))$ 介于 3.43~4.40 之间, 显示碱性岩特征。综上所述,水草坝二长花岗斑岩 体属于过铝质富碱斑岩。

3.2.2 微量元素

稀土元素和微量元素分析结果见表 2。岩体稀 土元素 丰度较高,总量为  $114 \times 10^{-6} \sim 384 \times 10^{-6}$ , LREE/HREE=18.94~26.99,(La/Yb)<sub>N</sub>介于40.37~ 114.09之间,轻、重稀土元素分馏明显,岩体富集轻 稀土元素,亏损重稀土元素,呈典型的陡右倾型稀 土元素配分模式,Eu 无明显异常( $\delta$ Eu,0.84~1.14, 平均值 1.01)(图 5-a)。

岩石具有富集大离子亲石元素(Rb、Sr、K等) 和亏损高场强元素(Nb、Ta、Ti等)特征,具有明显 的 Nb-Ta、Ti谷和高 Sr 低 Y、Yb 的特点,且相容元 素 Cr(4.65×10<sup>-6</sup>~7.06×10<sup>-6</sup>,平均值5.76×10<sup>-6</sup>)、Ni (1.51×10<sup>-6</sup>~14×10<sup>-6</sup>,平均值5.20×10<sup>-6</sup>)和 Co (1.09×10<sup>-6</sup>~12.7×10<sup>-6</sup>,平均值3.60×10<sup>-6</sup>)含量较 低(图5-b)。



of the Shuicaoba monzonitic granite porphyry



of the Shuicaoba monzonitic granite porphyry



Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns(a) and primitive mantle-normalized trace element(b) of the Shuicaoba monzonitic granite porphyry

## 表1 水草坝二长花岗斑岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Th-Pb 分析结果

Fable 1	LA-ICP-MS zircon	U–Th–Pb	results of the	e Shuicaoba	monzonitic	granite	porphyry
---------	------------------	---------	----------------	-------------	------------	---------	----------

测点			220				同位素	比值					年龄/M	la		
	Pb/ 10 <sup>-6</sup>	<sup>232</sup> Th⁄ 10 <sup>-6</sup>	<sup>238</sup> U/ 10 <sup>-6</sup>	Th/U	<sup>207</sup> Pb⁄ <sup>206</sup> Pb	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ
SCB1-4-01	2.51	480	341	1.41	0.0477	0.0046	0.0324	0.0027	0.0051	0.0001	87.1	215	32.4	2.7	33.1	0.7
SCB1-4-02	1.33	215	200	1.08	0.0578	0.0097	0.0331	0.0042	0.0051	0.0002	524	374	33.1	4.2	32.8	1.0
SCB1-4-03	2.69	532	368	1.45	0.0499	0.0054	0.0333	0.0029	0.0051	0.0001	187	246	33.3	2.8	32.9	0.6
SCB1-4-05	2.70	462	388	1.19	0.0466	0.0041	0.0315	0.0026	0.0050	0.0001	27.9	206	31.5	2.6	32.2	0.5
SCB1-4-06	2.65	494	368	1.34	0.0473	0.0050	0.0320	0.0032	0.0050	0.0001	61.2	237	32.0	3.1	32.3	0.7
SCB1-4-08	2.75	540	386	1.40	0.0491	0.0045	0.0329	0.0027	0.0051	0.0001	150	200	32.9	2.6	32.7	0.6
SCB1-4-09	2.11	357	308	1.16	0.0469	0.0043	0.0326	0.0026	0.0051	0.0001	55.7	194	32.6	2.6	32.9	0.6
SCB1-4-10	2.21	424	302	1.40	0.0474	0.0047	0.0340	0.0032	0.0052	0.0001	77.9	209	33.9	3.1	33.7	0.7
SCB1-4-12	1.84	318	264	1.20	0.0492	0.0054	0.0339	0.0034	0.0053	0.0001	167	231	33.8	3.3	33.8	0.8
SCB1-4-14	1.28	221	188	1.17	0.0519	0.0072	0.0326	0.0035	0.0050	0.0002	283	289	32.6	3.4	32.3	1.0
SCB1-4-15	2.02	296	298	0.99	0.0500	0.0043	0.0336	0.0023	0.0052	0.0001	198	185	33.5	2.3	33.3	0.8
SCB1-4-16	1.77	310	254	1.22	0.0491	0.0051	0.0331	0.0027	0.0053	0.0001	150	239	33.0	2.6	33.8	0.8
SCB1-4-17	2.50	396	369	1.07	0.0481	0.0042	0.0336	0.0026	0.0052	0.0001	102	193	33.6	2.6	33.3	0.5
SCB1-4-18	3.28	666	427	1.56	0.0494	0.0055	0.0344	0.0034	0.0053	0.0001	169	237	34.3	3.3	34.0	0.7
SCB1-4-19	2.94	559	407	1.37	0.0473	0.0035	0.0330	0.0023	0.0051	0.0001	64.9	167	33.0	2.3	33.0	0.7
SCB1-4-20	2.89	541	393	1.38	0.0467	0.0039	0.0340	0.0025	0.0054	0.0001	35.3	185	34.0	2.4	34.4	0.7
SCB1-4-21	3.02	703	399	1.76	0.0499	0.0053	0.0326	0.0025	0.0051	0.0001	187	230	32.6	2.4	32.5	0.6
SCB1-4-22	4.66	907	653	1.39	0.0476	0.0031	0.0335	0.0021	0.0051	0.0001	79.7	148	33.5	2.1	32.9	0.4
SCB1-4-23	2.23	256	369	0.69	0.0480	0.0044	0.0328	0.0026	0.0050	0.0001	98.2	204	32.7	2.5	32.2	0.7
SCB1-4-24	3.06	697	406	1.72	0.0481	0.0041	0.0335	0.0025	0.0052	0.0001	102	198	33.5	2.5	33.6	0.7
SCB1-4-26	2.44	427	350	1.22	0.0486	0.0046	0.0342	0.0030	0.0053	0.0001	132	207	34.1	3.0	34.0	0.7
SCB1-4-27	2.00	353	300	1.18	0.0484	0.0047	0.0336	0.0027	0.0051	0.0001	117	215	33.5	2.6	33.0	0.7
SCB1-4-28	2.63	529	385	1.37	0.0497	0.0040	0.0330	0.0023	0.0050	0.0001	189	172	33.0	2.3	32.3	0.6
SCB1-4-29	2.83	520	425	1.22	0.0476	0.0044	0.0326	0.0026	0.0052	0.0001	79.7	204	32.6	2.6	33.3	0.6

### 表 2 水草坝二长花岗斑岩主量、微量和稀土元素分析结果

Table 2 Major, trace and rare earth elements analyses of the Shuicaoba monzonitic granite porphyry

样品号	SCB-1	SCB-2	SCB-3	SCB-4	SCB-5	SCB-6	SCB-7	SCB-8	SCB-9	SCB-10	D0073-1	D0073-2	D0073-3	D0073-4	D0073-5
SiO <sub>2</sub>	68.13	66.44	69.16	68.44	68.37	68.29	68.10	68.69	68.47	68.43	69.99	68.30	70.88	69.31	69.20
$TiO_2$	0.31	0.33	0.35	0.35	0.36	0.33	0.32	0.31	0.30	0.33	0.24	0.28	0.35	0.25	0.26
$Al_2O_3$	16.52	15.55	16.37	16.42	16.54	15.98	15.89	16.16	16.33	16.06	15.49	16.15	15.14	15.44	16.15
$TFe_2O_3$	2.26	4.62	1.24	1.66	2.21	2.90	2.99	2.34	2.17	2.06	1.13	2.33	1.52	1.83	1.38
MnO	0.08	0.22	0.02	0.22	0.07	0.04	0.02	0.07	0.10	0.08	< 0.01	0.05	< 0.01	0.03	0.01
MgO	0.18	0.19	0.20	0.23	0.22	0.20	0.18	0.18	0.16	0.19	0.19	0.07	0.10	0.20	0.20
CaO	0.99	0.96	1.09	1.18	0.94	0.99	0.94	0.99	1.01	1.02	0.60	0.36	0.37	0.68	0.62
$Na_2O$	4.89	4.78	4.85	5.16	4.53	4.82	4.80	4.96	4.90	4.88	4.06	2.75	2.85	3.58	4.15
$K_2O$	5.13	4.97	5.12	4.78	5.05	4.91	5.10	5.10	5.08	5.09	6.07	6.63	6.44	6.02	5.90
$P_2O_5$	0.20	0.20	0.22	0.23	0.20	0.19	0.21	0.19	0.19	0.21	0.11	0.13	0.11	0.12	0.11
烧失量	0.82	1.46	0.90	0.88	1.24	0.96	1.05	0.78	0.83	0.74	1.34	2.18	1.53	1.95	1.36
总计	99.51	99.72	99.52	99.55	99.73	99.61	99.60	99.77	99.54	99.09	99.22	99.23	99.29	99.41	99.34
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	10.02	9.75	9.97	9.94	9.58	9.73	9.90	10.06	9.98	9.97	10.13	9.38	9.29	9.60	10.05
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1.05	1.04	1.06	0.93	1.11	1.02	1.06	1.03	1.04	1.04	1.50	2.41	2.26	1.68	1.42
σ	4.00	4.06	3.80	3.88	3.62	3.74	3.90	3.94	3.91	3.91	3.80	3.48	3.10	3.50	3.86
A/NK	1.22	1.17	1.21	1.20	1.28	1.21	1.18	1.18	1.20	1.19	1.17	1.38	1.30	1.24	1.22
A/CNK	1.07	1.04	1.06	1.04	1.13	1.06	1.05	1.05	1.06	1.05	1.08	1.31	1.23	1.13	1.13
$Mg^{\#}$	15.66	8.75	27.32	24.41	18.83	13.85	12.30	15.20	14.66	17.69	28.15	6.54	13.29	20.30	25.25
Li	35.3	35.0	38.7	36.9	40.4	38.1	38.0	38.4	36.5	36.2	11.5	32.0	20.3	17.3	11.4
Be	7.39	8.62	6.82	6.51	6.97	7.93	8.61	7.55	7.17	7.18	5.14	5.18	4.56	5.24	5.63
Sc	1.84	1.72	2.01	2.00	2.54	1.99	2.20	1.94	1.62	1.82	1.44	2.40	2.38	1.57	1.70
V	31.3	33.1	31.6	33.5	35.9	32.7	34.3	31.4	30.0	32.8	22.4	27.9	31.6	23.0	22.9
Cr	6.18	4.67	7.02	5.88	6.21	5.68	5.42	6.68	6.12	5.25	4.72	6.13	7.06	4.65	4.66
Co	4.17	12.7	1.45	3.65	3.30	4.51	2.22	4.17	4.66	3.47	1.18	3.08	1.09	2.54	1.80
Ni	4.49	8.84	4.26	14.0	4.60	8.07	3.67	7.27	7.07	4.01	1.51	3.60	1.70	2.78	2.15
Cu	3.96	5.75	3.10	4.13	3.98	4.37	5.21	4.86	3.58	4.73	5.11	13.1	10.8	7.99	5.57
Zn	38.3	75.8	19.8	66.2	30.0	53.6	43.7	43.7	43.1	26.8	12.9	30.6	12.5	20.8	23.1
Ga	21.0	20.5	21.7	21.9	22.0	21.2	20.9	21.1	20.7	20.8	20.0	21.6	19.5	20.5	21.1
Ge	1.06	1.07	1.14	1.23	1.24	1.14	1.10	1.08	1.07	1.02	0.91	1.00	0.92	0.99	0.91
Rb	193	197	216	190	208	214	222	209	208	203	348	536	509	372	359
Sr	1241	1112	1191	1244	1133	1241	1218	1256	1268	1200	573	482	425	534	653
Y	10.1	14.0	12.9	18.3	15.0	18.0	12.8	10.8	10.3	8.12	5.85	10.9	7.45	8.47	7.36
Zr	154	155	157	164	176	156	153	160	158	204	172	182	192	177	189
Nb	22.2	23.1	25.0	24.9	25.9	23.7	23.5	22.7	22.1	22.9	18.5	19.8	19.7	18.8	19.0
Cs	4.48	5.10	4.73	4.66	4.71	4.74	4.69	4.71	4.78	5.05	4.50	5.20	4.95	4.83	4.02
Ba	2174	2044	1949	1864	1978	1932	2014	2040	2095	2056	1523	1509	1439	1516	1568
Hf	4.46	4.66	4.68	4.76	5.13	4.57	4.52	4.62	4.53	5.56	5.44	5.90	5.92	5.62	5.83
Та	1.22	1.31	1.38	1.32	1.41	1.29	1.30	1.24	1.21	1.25	0.89	0.99	0.96	0.93	0.92

														经	表 2
样品号	SCB-1	SCB-2	SCB-3	SCB-4	SCB-5	SCB-6	SCB-7	SCB-8	SCB-9	SCB-10	D0073-1	D0073-2	D0073-3	D0073-4	D0073-5
Pb	44.3	46.6	46.1	45.4	48.7	44.0	66.3	563	46.0	43.5	40.5	46.1	45.3	45.8	48.3
Th	37.5	38.4	44.7	43.3	44.3	41.5	42.5	39.5	38.7	39.4	34.6	34.3	30.7	35.9	39.1
U	13.1	16.4	11.5	11.6	12.8	9.96	14.3	11.3	10.8	11.1	11.6	9.09	11.1	17.1	18.7
La	50.5	47.1	68.4	125	94.3	74.6	54.8	48.4	51.4	46.5	37.9	56.0	31.9	52.3	47.2
Ce	125	106	97.4	138	133	112	88.1	116	109	135	55.8	71.4	49.5	77.4	74.7
Pr	8.82	8.03	11.6	22.4	19.0	13.3	9.03	7.74	8.19	7.26	6.10	9.38	5.65	9.52	7.95
Nd	29.4	27.9	39.7	72.8	63.5	44.9	30.8	25.9	27.4	23.7	19.9	29.7	18.3	30.0	24.9
Sm	4.40	4.38	5.74	9.91	9.31	6.61	4.70	3.91	4.18	3.54	2.78	4.38	2.78	4.32	3.54
Eu	1.31	1.33	1.58	2.25	2.13	1.75	1.43	1.26	1.31	1.17	0.83	1.19	0.83	1.14	1.01
Gd	3.32	3.74	4.15	6.79	6.29	5.10	3.65	3.15	3.19	2.79	1.97	3.32	2.04	3.14	2.58
Tb	0.37	0.45	0.46	0.71	0.66	0.57	0.43	0.36	0.37	0.30	0.22	0.40	0.26	0.36	0.30
Dy	1.89	2.32	2.20	3.24	3.09	2.80	2.19	1.86	1.88	1.57	1.13	2.02	1.40	1.75	1.47
Но	0.34	0.44	0.39	0.52	0.51	0.49	0.41	0.34	0.34	0.29	0.20	0.35	0.26	0.30	0.26
Er	0.97	1.25	1.10	1.38	1.38	1.35	1.17	0.99	0.98	0.85	0.59	0.99	0.76	0.84	0.75
Tm	0.15	0.18	0.16	0.18	0.19	0.19	0.17	0.15	0.15	0.13	0.094	0.15	0.12	0.12	0.11
Yb	0.93	1.16	0.99	1.10	1.20	1.18	1.13	0.96	0.95	0.89	0.62	0.95	0.79	0.78	0.76
Lu	0.15	0.18	0.16	0.16	0.18	0.18	0.18	0.15	0.14	0.14	0.098	0.14	0.12	0.12	0.12
$(La/Yb)_N$	54.04	40.72	69.23	114.09	78.78	63.37	48.64	50.65	54.28	52.55	60.85	58.78	40.37	67.08	61.89
δEu	1.05	1.00	0.99	0.84	0.85	0.92	1.06	1.10	1.10	1.14	1.08	0.96	1.07	0.95	1.02
$\sum$ ree	227.28	204.21	234.06	384.79	334.69	265.00	198.14	211.46	209.14	223.81	128.23	180.42	114.68	182.01	165.67
LREE/HREE	E 26.99	20.02	23.40	26.32	23.82	21.36	20.23	25.57	25.16	31.17	24.97	20.69	18.94	23.54	25.08

注:主量元素含量单位为%,微量和稀土元素含量单位为10-6

### 4 讨 论

#### 4.1 成岩时代

LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年结果显示,水草 坝二长花岗斑岩年龄为33.1±0.3 Ma,表明岩体形成 于渐新世早期,与盐源-丽江陆缘坳陷带内的光马 山二长斑岩(33.37 Ma)<sup>[17]</sup>、西范坪斑岩体(31.68 Ma)<sup>[18]</sup>的侵位年龄一致,为同期岩浆事件的产物。 前人通过总结金沙江-红河富碱斑岩带的时空分布 特征,发现喜马拉雅期岩浆活动主要集中在古新 世—渐新世(44~34.4 Ma).且该斑岩带具有多阶段 多期次叠加的特点14,总体侵位年龄具有由北向南 逐渐变新的趋势(图1-b)。在金沙江-红河走滑断 裂次级断裂(小金河断裂和宾川-程海断裂)构造系 统中,如盐源-丽江成矿带内的富碱斑岩体,地域上 自南西向北东远离金沙江主断裂岩体年龄从 36.48 Ma→31.68 Ma,呈现逐渐变新的特点。从金沙江-红河富碱斑岩成矿带内矿床类型、成矿时代、规模 分析,自西向东成矿时代变新、规模变小,成矿元素 具有 Cu(Mo)Au→Au-Pb-Zn 的分带特征<sup>[2]</sup>。已 取得的年龄数据表明,自光马山→水草坝→西范坪 斑岩体年龄逐渐变新,进一步验证金沙江-红河富 碱斑岩带自西向东富碱斑岩侵位时代具有逐渐变 新的特征。

### 4.2 岩石成因

水草坝二长花岗斑岩具有高硅(SiO<sub>2</sub>>66.4%)、 高铝(15.1%~16.5%,平均值16%)、高Sr(425×10<sup>-6</sup>~ 1268×10<sup>-6</sup>,平均值985×10<sup>-6</sup>),低MgO(0.07%~ 0.23%,平均值0.18%)、低Y(7.36×10<sup>-6</sup>~18.3× 10<sup>-6</sup>,平均值11.4×10<sup>-6</sup>)和低Yb(0.62×10<sup>-6</sup>~1.3× 10<sup>-6</sup>,平均值0.96×10<sup>-6</sup>)的特征,属于典型的埃达克 岩(图6,SiO<sub>2</sub>>56%、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>>15%、Sr≥400×10<sup>-6</sup>、 Y≤18×10<sup>-6</sup>和Yb≤1.9×10<sup>-6</sup>)<sup>[32]</sup>。大量研究表明, 埃达克岩具有独特的地球化学特征并产出于特定 的构造环境,关于其形成机制主要有以下几种认 识:①来源于汇聚板块边缘年轻的俯冲大洋板片的 部分熔融<sup>[32]</sup>;②正常弧玄武质岩浆的高压或低压分 离结晶<sup>[33]</sup>;③玄武岩岩浆的低压分离结晶<sup>[34]</sup>;④拆



图 6 水草坝二长花岗斑岩 Y-Sr/Y(a)和 Yb<sub>N</sub>-(La/Yb)<sub>N</sub>(b)图解(底图据参考文献[32]修改) Fig. 6 Y-Sr/Y(a) and Yb<sub>N</sub>-(La/Yb)<sub>N</sub>(b) diagrams of the Shuicaoba monzonitic granite porphyry

沉下大陆地壳的部分熔融<sup>[35]</sup>;⑤加厚下地壳的部分熔融<sup>[36-37]</sup>。

研究者们根据中国产出的埃达克岩的特征,将 其进行了细分,提出其岩石成因及源区具有多样性 的特点[38-42]。张旗等[38] 根据埃达克岩产出环境特 征、K<sub>2</sub>O含量、Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O 值等将埃达克岩细分为 产于洋内及其周缘地区的富钠 O 型埃达克岩和产 于陆内的富钾 C 型埃达克岩 2 类,并认为 C 型埃达 克岩主要来源于加厚下地壳的部分熔融。对于中 国东部的 C 型埃达克岩, 源区具有壳幔混合特征, 由软流圈地幔的玄武质岩浆底侵到加厚下地壳底 部发生部分熔融形成[38]。汪洋[43]认为,中国东部 "C型埃达克岩"的高 Sr/Y 和(La /Yb) n值的地球 化学特征是壳-幔相互作用的结果,通过幔源岩浆 的同化混染-分离结晶(AFC)过程及幔源岩浆与地 壳熔体发生熔融反应实现。结合水草坝二长花岗 斑岩产出环境、Na2O+K2O含量(9.29%~10.13%)、 K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O值(大于1)和Eu无明显亏损等特征, 表明水草坝斑岩体属于 C 型埃达克岩。

从图 7 可以看出,水草坝二长花岗斑岩与区域 内的光马山、滇西钾质埃达克质花岗岩<sup>[12,21-23]</sup> 特征 一致,具有比拆沉下地壳部分熔融形成的埃达克岩 更高的 SiO<sub>2</sub>含量,更低的 MgO、Ni、Cr 含量和更低 的 Mg<sup>#</sup>指数,表明这些岩石不可能由拆沉下地壳部 分熔融形成,可能主要为加厚铁镁质富钾下地壳部 分熔融的产物<sup>[39,44-45]</sup>。这一解释主要有以下证据支 持:①岩体的 Mg<sup>#</sup>,以及 MgO、Ni 和 Cr 含量与加厚 下地壳熔融形成的埃达克岩质岩石和变质玄武岩 和榴辉岩实验熔体的范围相同<sup>[37]</sup>(图7);②岩体的 稀土元素和微量元素模式与源自加厚镁铁质下地 壳的藏南埃达克岩质花岗岩类似<sup>[31,36]</sup>(图5)。

Nb/U 值在部分熔融过程中通常是不分馏的, Rb/Sr 值一般受到地壳成分的约束,因此 Rb/Sr-Nb/U 图解可以用来约束埃达克岩的来源<sup>[36]</sup>。如 图 8 所示,水草坝二长花岗斑岩与中国东部埃达克 岩和藏南中新世埃达克岩具有类似的特征,均显示 较低的 Nb/U 值(<2.5),其中 Rb/Sr 值分为 2 组, 一组具有较低的 Rb/Sr 比值(<0.5),落入藏南中新 世埃达克岩区域:另一组具有较高的 Rb/Sr 值(>0. 5),与超钾质岩浆范围一致,表明地壳和地幔成分 参与了水草坝二长花岗斑岩埃达克岩侵入体的形 成。该解释也得到金沙江-红河断裂带中段大理-鹤庆-丽江、南段金平等地区新生代富碱岩体的 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素组成的印证<sup>[21]</sup>,同位素特征显 示,这些岩体的岩浆源区具有壳幔混合的特征,铁 镁质暗色包体的存在亦证实岩浆源区有幔源组分 的参与<sup>[1,15]</sup>。位于宁蒗南部的羊坪子斑岩体的 Sr-Nd-Pb ( ( ${}^{87}$  Sr/ ${}^{86}$  Sr); = 0.70609 ~ 0.70751,  $\varepsilon_{\rm Nd}(t)$  = -12.2~-3.10,另文发表)数据表明,物质来源与富 集地幔有关。综上,水草坝二长花岗斑岩母岩浆中 亦有幔源物质的参与。

### 4.3 构造背景

始于约 65 Ma 的印度-欧亚大陆碰撞造山作用 对青藏高原与扬子板块西南缘进行了强烈改造,由



图 7 水草坝二长花岗斑岩 SiO<sub>2</sub>-Mg<sup>#</sup>(a)、SiO<sub>2</sub>-MgO(b)、SiO<sub>2</sub>-Ni(c)和 SiO<sub>2</sub>-Cr(d)图解(底图据参考文献[22]修改) (滇西钾质埃达克岩范围据参考文献[22];光马山二长斑岩数据据参考文献[17])

Fig. 7 SiO<sub>2</sub>-Mg<sup>#</sup>(a), SiO<sub>2</sub>-MgO (b), SiO<sub>2</sub>-Ni (c) and SiO<sub>2</sub>-Cr (d) diagrams of the Shuicaoba monzonitic granite porphyry

于岩石圈挤压收缩,在晚碰撞走滑期(44~32 Ma)<sup>[19]</sup>,金沙江-红河断裂带表现为大规模的走滑-剪切作用和富碱岩浆活动[11,19]。水草坝二长花岗斑 岩侵位年龄为 33.1 Ma,岩体形成于印度-欧亚大陆 晚碰撞走滑期,但目前对于金沙江-红河富碱斑岩 带斑岩体形成的动力学背景尚未达成共识,主要存 在以下2种观点:①富碱斑岩构造背景总体处于挤 压剪切状态,从金沙江-红河断裂剪切走滑特点可 以印证[12];②富碱岩浆活动是在构造应力处于压应 力减小、张应力占主导的晚碰撞期挤压向伸展转换 的背景下形成的印。走滑构造变质、热年代学等方 面的证据显示,喜马拉雅期由于相向俯冲的印度-欧亚板块在金沙江-哀牢山洋俯冲带发生大规模走 滑,起始时间为 40~34 Ma<sup>[2,46-48]</sup>,在晚碰撞阶段,金 沙江-红河断裂带区域应力场由压扭向张扭转 换[19,49],减压背景诱发地幔软流圈物质上涌,使增

厚下地壳底部发生部分熔融,形成具有壳幔混合特 征的岩浆源区,富碱岩浆沿着深切下地壳的走滑断 裂上侵,自西而东就位于派生构造<sup>[2]</sup>,最终形成大规 模的新生代金沙江-红河富碱斑岩带。从水草坝岩 体 *R*<sub>1</sub>-*R*<sub>2</sub>花岗岩构造环境判别图(图 9)可以看出, 岩体主要落入造山晚期花岗岩区域,说明水草坝二 长花岗斑岩形成于印度-欧亚大陆晚碰撞造山挤压 向伸展转换的的动力学背景。

### 5 结 论

(1)云南宁蒗水草坝二长花岗斑岩锆石 U-Pb 年龄为 33.1±0.3 Ma(MSWD = 0.91),表明岩体侵 位时代为古近纪渐新世早期。

(2)水草坝二长花岗斑岩具有高硅、富碱、高 Sr、低 Y 和 Yb 特征,同时富集轻稀土元素、亏损重 稀土元素,Eu 异常不明显,属于典型的埃达克质岩













石;较低的 MgO、Ni、Cr 含量和 Mg<sup>#</sup>表明,岩体主要 为加厚下地壳部分熔融的产物;范围较大的 Rb/Sr 值表明,源区可能受到一定幔源成分的混染。

(3)水草坝二长花岗斑岩形成于印度-欧亚板 块晚碰撞期构造应力由挤压向伸展转换的动力学

背景。

**致谢:**成文过程中得到中国地质大学(北京)杨 富成博士和中国地质调查局成都地质调查中心张 海博士、张斌辉高级工程师的指导和帮助,在此一 并表示感谢。

### 参考文献

- [1] 徐恒.云南程海-宾川断裂带斑岩地球化学特征及成因[D].昆明 理工大学博士学位论文,2016.
- [2]李文昌,江小均.扬子西缘陆内构造转换系统与构造-岩浆-成矿 效应[J].地学前缘,2020,27(2):151-164.
- [3] 葛良胜,邹依林,李振华,等.云南马厂箐(铜、钼)金矿床地质特征 及成因研究[J].地质与勘探,2002,38(5):11-17.
- [4] 曾普胜,莫宣学,喻学惠.滇西富碱斑岩带的 Nd、Sr、Pb 同位素特 征及其挤压走滑背景[J].岩石矿物学杂志,2002,21(3):231-241.
- [5]梁华英,孙卫东,喻享祥,等.西藏东缘玉龙斑岩铜矿带含矿岩体时 代及斑岩铜金矿床形成研究[J].矿床地质,2006,25(S1):415-418.
- [6] 李光斗.宁蒗-祥云斑岩型矿床成矿条件及找矿方向研究[J].昆明 理工大学学报(理工版),2009,34(1):1-6.
- [7] 张道红,张学书,杨艳,等.扬子地台西缘富碱斑岩的岩石地球化学特征及找矿前景[J].地球学报,2003,34(1):168-176.
- [8]张超,戚学祥,唐贯宗,等.滇西哀牢山构造带长安铜钼金矿集区碱 性斑岩岩石地球化学、锆石 U-Pb 定年及其对成矿作用的约 束[J].岩石学报,2014,30(8):2204-2216.
- [9] Deng J, Wang Q F, Li G J, et al. Cenozoic tectono magmatic and metallogenic processes in the Sanjiang region, southwestern China[J]. Earth–Science Reviews, 2014, 138: 268–299.
- [10] Deng J, Wang Q F, Li G J, et al. Geology and genesis of the giant Beiya porphyry – skarn gold deposit, northwestern Yangtze Block, China[J]. Ore Geology Reviews, 2015, 70: 457–485.
- [11] 王建华,李文昌,和文言,等.金沙江-红河走滑构造与富碱斑岩铜 金多金属成矿作用的关系[J].中国地质.https://kns.cnki.net/ kcms/detail/11.1167.P.20201019.1804.014.html
- [12] 郭晓东.云南省马厂箐斑岩型铜钼金矿床岩浆作用及矿床成因[D]. 中国地质大学(北京)博士学位论文,2009.
- [13] Yan Q G, Jiang X J, Li C, et al. Geodynamic Background of Intracontinental Cenozoic Alkaline Volcanic Rocks in Laojiezi, Western Yangtze Craton: Constraints from Sr–Nd–Hf–O Isotopes[J]. Acta Geologica Sinica, 2018, 92(6): 2098–2119.
- [14] 辛未.云南省哀牢山-红河成矿带新生代金铜钼成矿作用研究[D].吉 林大学博士学位论文,2019.
- [15]赵甫峰,刘显凡,卢秋霞,等.云南六合正长斑岩中花岗岩包体锆石U-Pb定年及其地质意义[J].地质学报,2011,85(10):1574-1584.
- [16] 黄永高,罗改,张彤,等.滇西丽江地区新生代富碱斑岩年代学、地 球化学特征及其地质意义[J].现代地质,2018,32(1):28-44.
- [17] 王宏,张锦让,周清,等.云南宁蒗光马山二长斑岩岩石地球化学 及锆石 U-Pb 年龄[J].地质通报,2019,38(11):1858-1866.
- [18] 黄景厚,周清,张锦让,等.四川盐源西范坪渐新世含矿二长斑岩成因浅析[J].地质学报,2019,93(3):622-632.

- [19] 侯增谦,莫宣学,杨志明,等.青藏高原碰撞造山带成矿作用:构造 背景、时空分布和主要类型[J].中国地质,2006,33(2):340-351.
- [20] 薛传动, 骆少勇, 宋玉财, 等. 滇西北中甸陆家村石英二长斑岩的 锆石 SHRIMP 定年及其意义[J]. 岩石学报, 2010, 26(6): 1845-1855.
- [21] 李勇.滇西"三江"地区新生代钾质岩浆岩年代学特征、岩石成因 及其地质意义[D].中国地质大学(北京)博士学位论文,2012.
- [22] Lu Y J, Kerrich R, Mccuaig T C, et al. Geochemical, Sr-Nd-Pb, and zircon Hf-O isotopic compositions of Eocene-Oligocene shoshonitic and potassic adakite-like felsic intrusions in western Yunnan, SW China: petrogenesis and tectonic implications [J]. Journal of Petrology, 2013, 54 (7): 1309–1348.
- [23] 洪涛,游军,吴楚,等.滇西桃花花岗斑岩中新太古代—古元古代 锆石年龄信息:对扬子板块西缘基底时代的约束[J].岩石学报, 2015,31(9):2583-2596.
- [24] 周洁.云南省永胜分水岭-大理笔架山铜多金属矿床成矿成岩特 征及构造背景研究[D].中国地质大学(北京)博士学位论文,2017.
- [25] 蒋小芳,王生伟,孙晓明,等.云南永仁直苴铜多金属矿床含矿斑 岩体锆石 U-Pb 年龄[J].矿床地质,2014,33(S1):281-282.
- [26] Liu Y S, Hu Z C , Gao S, et al. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internalstandard[J]. Chemical Geology, 2008, 257: 34-43.
- [27] Middlmost E. Naming materials in the magma/igneous rock system earth[J].Science Reviews, 1994, 37(3/4): 215–224.
- [28] Peccerillo A, Taylor S R.Geochemistry of Eocene calc–alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey [J]. Contributions to Mineralogy & Petrology, 1976,58(1): 63–81.
- [29] Maniar P D, Piccoli P M. Tectonic discrimination of granitoids [J]. Geological Society of America Bulletin, 1989, 101(5): 635–643.
- [30] Sun S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes [C]// Magmatism in the ocean basins. Geological Society of London Special Publication, 1989, 42(1): 313–345.
- [31] Chen J L, Xu J F, Zhao W X. Geochemical variations in Miocene adakitic rocks from the western and eastern Lhasa terrane: Implications for lower crustal flow beneath the Southern Tibetan Plateau[J].Lithos, 2011, 125: 928–939.
- [32] Defant M J, Drummond M S.Derivation of some modem arc magmas by melting of young subducted lithosphere [J]. Nature, 1990, 347: 662–665.
- [33] Chiaradia M.Adakite-like magmas from fractional crystallization and meltingassimilation of mafic lower crust (Eocene Macuchi arc, Western Cordillera, Ecuador) [J]. Chemical Geology, 2009, 265: 468–487.
- [34] Li J W, Zhao X F, Zhou M F, et al. Late Mesozoic magmatism from the Daye region, eastern China: U – Pb ages, petrogenesis, and geodynamic implications [ J ]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2009, 157: 383–409.
- [35] Huang F, Li S G, Dong F, et al. High-Mg adakitic rocks in the Dabie

orogen, central China: implications for foundering mechanism of lower continental crust[J].Chemical Geology,2008,255: 1–13.

- [36] Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, et al. Origin of adakitic intrusives generated during mid – Miocene east – west extension in southern Tibet[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2004, 220 (1/2): 139–155.
- [37] Wang Q, Xu J F, Jian P , et al. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, dexing, South China: Implications for the genesis of porphyry copper mineralization [J]. Journal of Petrology, 2006,47: 119–144.
- [38] 张旗, 王焰, 钱青, 等. 中国东部燕山期埃达克岩的特征及其构造成矿意义[J]. 岩石学报, 2001, 17(7): 236-244.
- [39] 张旗,许继峰,王焰,等.埃达克岩的多样性[J].地质通报,2004,23 (9/10):959-965.
- [40] Xu J F, Shinjo R, Defant M J, et al. Origin of Mesozoic adaktic intrusive rocks in theNingzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust?[J].Geology,2002,30:1111–1114.
- [41] Wang Q, Xu J F, Zhao Z H, et al. Cretaceous high potassium intrusive rocks in theYueshan–Hongzhen area of east China: Adakites in an extensional tectonic regime withina continent[J].Geochem.J., 2004,38: 417–434.
- [42]张宏飞,王靖,徐旺春,等.俯冲陆壳部分熔融形成埃达克质岩 浆[J].高校地质学报,2007,13(2):224-234.
- [43] 汪洋.中国东部中生代钾质火成岩研究中的几个问题[J].地质论 评,2007,53(2):198-206.
- [44] 王强,许继锋,赵振华.一种新的火成岩——埃达克岩的研究综述[J]. 地球科学进展,2001,16(2):201-208.
- [45] Petford N, Atherton M. Na rich partial melts from newly under plated basaltic crust: the Cordillera blanca batholith, Peru[J].Journal of Petrology, 1996, 37(6): 1491–1521.
- [46] 曹淑云,刘俊来,Leiss B,等.哀牢山-红河剪切带左行走滑作用起始时间约束:点苍山高温糜棱岩的显微构造与热年代学证据[J]. 地质学报,2009,83(10):1388-1400.
- [47] Cao S, Liu J, Leiss B, et al. Oligo-Miocene shearing a long the Ailao Shan-Red River shear zone: constraints from structural analysis and zircon U/ Pb geochronology of mag-matic rocks in the Diancang Shan massif, SE Tibet, China [J]. Gondwana Research, 2011, 19 (4): 975-993.
- [48] Chen X Y, Li J L, Tang Y, et al. Contrasting exhumation histories along a crustal-scale strike-slip fault zone: the Eo-cene to Miocene Ailao Shan-Red River shear zone in south-eastern Tibet[J].Journal of Asian Earth Sciences, 2015, 114: 174–187.
- [49] 莫宣学,潘桂棠.从特提斯到青藏高原形成:构造一岩浆事件的约束[J].地学前缘,2006,13(6):43-51.
- [50] Batchelor R A, Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multi – cationic parameters [J]. Chem. Geol., 1985, 48: 43–55.