doi: 10.12029/gc20170110

鄢圣武, 白宪洲, 伍文湘, 朱兵, 詹琼窑, 文龙, 杨辉, 王玉婷. 2017. 扬子地块西缘新元古代泸沽A型花岗岩成因与变泥质岩熔融[J]. 中国地质, 44(1): 136−150.

Yan Shengwu, Bai Xianzhou, Wu Wenxiang, Zhu Bing, Zhan Qiongyao, Wen Long, Yang Hui, Wang Yuting. 2017. Genesis and geological implications of the Neoproterozoic A−type granite from the Lugu area, western Yangtze block[J]. Geology in China, 44(1): 136−150(in Chinese with English abstract).

扬子地块西缘新元古代泸沽A型花岗岩成因与变泥质岩熔融

鄢圣武[1] 白宪洲[1] 伍文湘[1] 朱兵[1] 詹琼窑[2] 文龙[1] 杨辉[1] 王玉婷[1]

(1.四川省地质调查院,四川 成都 610081;2.中国地质大学地球科学学院,湖北 武汉 430074)

提要:前人对扬子地块西缘新元古代I型和S型花岗岩开展了深入的研究工作,但有关A型花岗岩的研究则鲜有报道,其岩石成因及大地构造意义仍存较大争议。文章选择最新发现的泸沽A型花岗岩体为研究对象,开展系统的LA−ICP−MS锆石U−Pb年代学、岩石学和地球化学研究,探讨其成因机制和地质意义。泸沽花岗岩由钾长花岗岩和二长花岗岩组成,LA−ICP−MS锆石U−Pb年代学分析显示其结晶年龄分别为(806±5)Ma和(815±5)Ma,属新元古代岩浆活动产物。岩石具有高硅(SiO_2=71.2%~76.1%)、高碱(K_2O+Na_2O=6.73%~8.95%)、高K_2O/Na_2O比值(1.89~3.60)和强过铝质(A/CNK=1.07~1.49)的特征。$[FeO^T/(FeO^T+MgO)]-SiO_2$和$[(Na_2O+K_2O)-CaO]-SiO_2$图解均指示泸沽花岗岩为铁质碱钙性A型花岗岩。泸沽花岗岩具有较高的稀土元素含量($\sum REE=221\times10^{-6}\sim387\times10^{-6}$),具有轻稀土富集而重稀土亏损的特征($(La/Yb)_N$=3.42~9.69),具有明显Eu的负异常($\delta Eu$=0.10~0.34)。泸沽花岗岩具有较高的Zr、Nb、Ce和Y含量,具有较高的Ga/Al、Y/Nb、Yb/Ta和Ce/Nb比值,显示出典型的A_2型花岗岩特征。综合元素地球化学及区域地质资料,文章提出泸沽新元古代铝质A_2型花岗岩起源于新元古代早期俯冲造山过程中的变泥质岩熔融。

关 键 词:新元古代;扬子地块;A型花岗岩;岩浆起源;俯冲造山作用

中图分类号:P588.12+1;P597+.3 **文献标志码**:A **文章编号**:1000−3657(2017)01−0136−15

Genesis and geological implications of the Neoproterozoic A−type granite from the Lugu area, western Yangtze block

YAN Shengwu[1], BAI Xianzhou[1], WU Wenxiang[1], ZHU Bing[1], ZHAN Qiongyao[2], WEN Long[1], YANG Hui[1], WANG Yuting[1]

(1. *Sichuan Institute of Geological Survey, Chengdu* 610081*, Sichuan, China;* 2. *Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan* 430074*, Hubei, China*)

Abstract: Previous studies have deeply examined the Neoproterozoic I−type and S−type granites on the western margin of the

收稿日期:2016−02−26;**改回日期**:2016−05−12

基金项目: 中国地质调查局项目"龙门山—滇中成矿带通安和宁蒗地区地质矿产调查"(121201010000150016)资助。

作者简介: 鄢圣武,男,1985年生,工程师,主要从事地质调查与矿产勘查;E−mail: ysw191052@163.com。

Yangtze Plate, whereas very insufficient attention has been paid to A−type granites, and hence their petrogenetic nature and tectonic implications are still controversial. In this paper, the authors report the results of a detailed study of the newly discovered Lugu A−type granites in the Yangtze Plate, using LA−ICP−MS zircon U−Pb geochronology, petrology, and whole−rock geochemistry, with emphasis placed on the petrogenesis and tectonic setting of the A−type granites. The Lugu granitoid consists of alkali feldspar granite and monzonitic granite that yielded zircon U−Pb ages of (806±5) Ma and (815±5) Ma by LA−ICP−MS, respectively. The Lugu granitoid is deduced as the Neoproterozoic magmatic product. The Lugu granitoid is characterized by high SiO_2 (71.2%−76.1%), high total alkali values (K_2O+Na_2O values from 6.73% to 8.95%), high K_2O/Na_2O ratios (1.89−3.60) and peraluminous features (A/CNK=1.07−1.49). Both [FeO^T/ (FeO^T+MgO)] versus SiO_2 and [(Na_2O+K_2O)−CaO] versus SiO_2 plots indicate ferroan and alkali−calcic signatures typical of A−type granitoids. The content of rare earth elements of alkali feldspar granite and monzonitic granite is high ($\sum$REE=$221\times10^{-6}-387\times10^{-6}$), and both rocks show enrichment of LREE rather than HREE with a right−inclined REE patterns for $(La/Yb)_N$ ratios from 3.42 to 9.69. Both type rocks have obvious negative Eu anomaly (δEu=0.10−0.34). Meanwhile, the Lugu granitoid has relative high content of Zr, Nb, Ce and Y with high ratios of Ga/Al, Y/Nb, Yb/Ta and Ce/Nb, showing that it is a typical A_2− type granite. Combined with the data on geochemistry and regional geology, the authors hold that the Lugu Neoproterozoic A_2−type granite was derived from the partial melting of pelitic rock in early Neoproterozoic subduction orogeny.

Key words: Neoproterozoic; Yangtze block; A−type granite; magma origin; subduction orogeny

About the first author: YAN Shengwu, male, born in 1985, engineer, engages in geological survey and mineral resources exploration; E−mail: ysw191052@163.com.

Fund support: Supported by China Geological Survey Project（No. 121201010000150016）.

1　引　言

扬子地块西缘分布有大量新元古代花岗质岩体（沈渭洲等, 2000; Zhou et al., 2002; Zhou et al., 2006），为研究扬子地块前寒武纪岩浆活动的动力学背景及重建新元古代Rodinia超大陆的演化过程提供了窗口。然而，目前对扬子地块西缘新元古代花岗岩类的岩石成因及大地构造意义还存在较大争议，主要存在以下观点：(1)板片俯冲背景下的洋壳熔融（Zhou et al., 2006;杜利林等, 2006; Zhao et al., 2007; Zhao et al., 2008）；(2)同碰撞背景下的壳源副片麻岩类熔融（杨崇辉等, 2009; 王生伟等, 2013）；(3)陆内伸展背景下加厚下地壳熔融（Huang et al., 2008; Huang et al., 2009）；(4)地幔柱裂谷背景下的陆壳熔融（Li et al., 2003; 郭春丽等, 2007）。可见扬子块体西缘新元古代花岗岩体的成因与产出大地构造背景仍有待讨论。

花岗岩的成因类型常常指示特殊的源区组成和深部动力学背景（王德滋和舒良树, 2007; Foden et al., 2015; 肖庆辉, 2002）。因此，准确厘定花岗岩的成因类型是探究其成因机制和构造背景的关键。依据花岗岩的成因类型，国际上提出了I−S−M−A型花岗岩分类方案（Chappell and White, 1992; Castro et al., 1999）。前人在扬子地块西缘厘定出大量新元古代I型和S型花岗岩类，但鲜有A型花岗岩的报道（杨崇辉等, 2009; 王生伟等, 2013; Huang et al., 2008; Huang et al., 2009; 郭春丽等, 2007）。本文选择最新发现的泸沽A型花岗岩体为研究对象，开展系统的LA−ICP−MS锆石U−Pb年代学、岩石学和地球化学研究，探讨其岩石成因以及大地构造意义。

2　地质背景

扬子西缘的新元古代侵入岩分布于安宁河两侧，总体受安宁河断裂带和磨盘山断裂带控制，呈断续带状自北而南产出，自康定—石棉—冕宁一带向南经四川西昌、攀枝花和云南元谋，一直延伸到云南中部（图1a）。侵入岩岩体内部均含大量深源捕虏体或包体，具沿活动断裂带强力侵位特征（杜利林等, 2006; Huang et al., 2008）。扬子西缘新元古代侵入岩的岩石以花岗岩类为主，其次为辉长岩等镁铁质岩石，且该区镁铁质岩石与花岗质岩石大多具有相同的结晶时代（Li et al., 2003）。

根据野外地质关系和年代学分析结果，可将扬子西缘新元古代花岗岩类分为两个阶段（Li et al., 2003）。第一阶段花岗岩多侵入中元古代变质基底，包括丹巴贡才花岗岩体、天全花岗岩体和石棉

扁路岗花岗岩体等(Zhou et al., 2002),时代集中在865~825 Ma(徐士进等, 1996; 李献华等, 2002; Li et al., 2003)。第一阶段花岗岩类以I型花岗岩为主,其次为S型花岗岩,多具有岛弧地球化学特征(郭春丽等, 2007; 赖绍聪等, 2015)。第二阶段花岗岩类主要侵入新元古代地层,时代集中在815~750 Ma,包括康定花岗杂岩、米易—渡口花岗杂岩和元谋花岗岩体等(徐士进等, 1996; 沈渭洲等, 2000; Zhou et al., 2002; Li et al., 2003),岩性多以花岗闪长岩、奥长花岗岩和英云闪长岩为主,被认为是新元古代TTG岩石组合,具有典型I型花岗岩特征,部分岩体具有高Sr和低Y等埃达克质地球化学特征(杜利林等, 2006; Zhao et al., 2007; Zhao et al., 2008; Huang et al., 2009)。

泸沽花岗岩分布于冕宁泸沽—喜德冕山一带,空间上受安宁河断裂带限制,为一略呈北北东向展布的椭圆状岩体,出露面积约384.5 km^2(图1b)。泸沽花岗岩侵入中元古界登相营群地层,岩体主要由二长花岗岩和钾长花岗岩组成。二长花岗岩沿岩体边缘呈环带状分布,钾长花岗岩沿岩体中心分布,构成岩体内核。两类岩石在空间上整体表现为脉动接触关系,接触界面不清晰,但两侧岩石不发

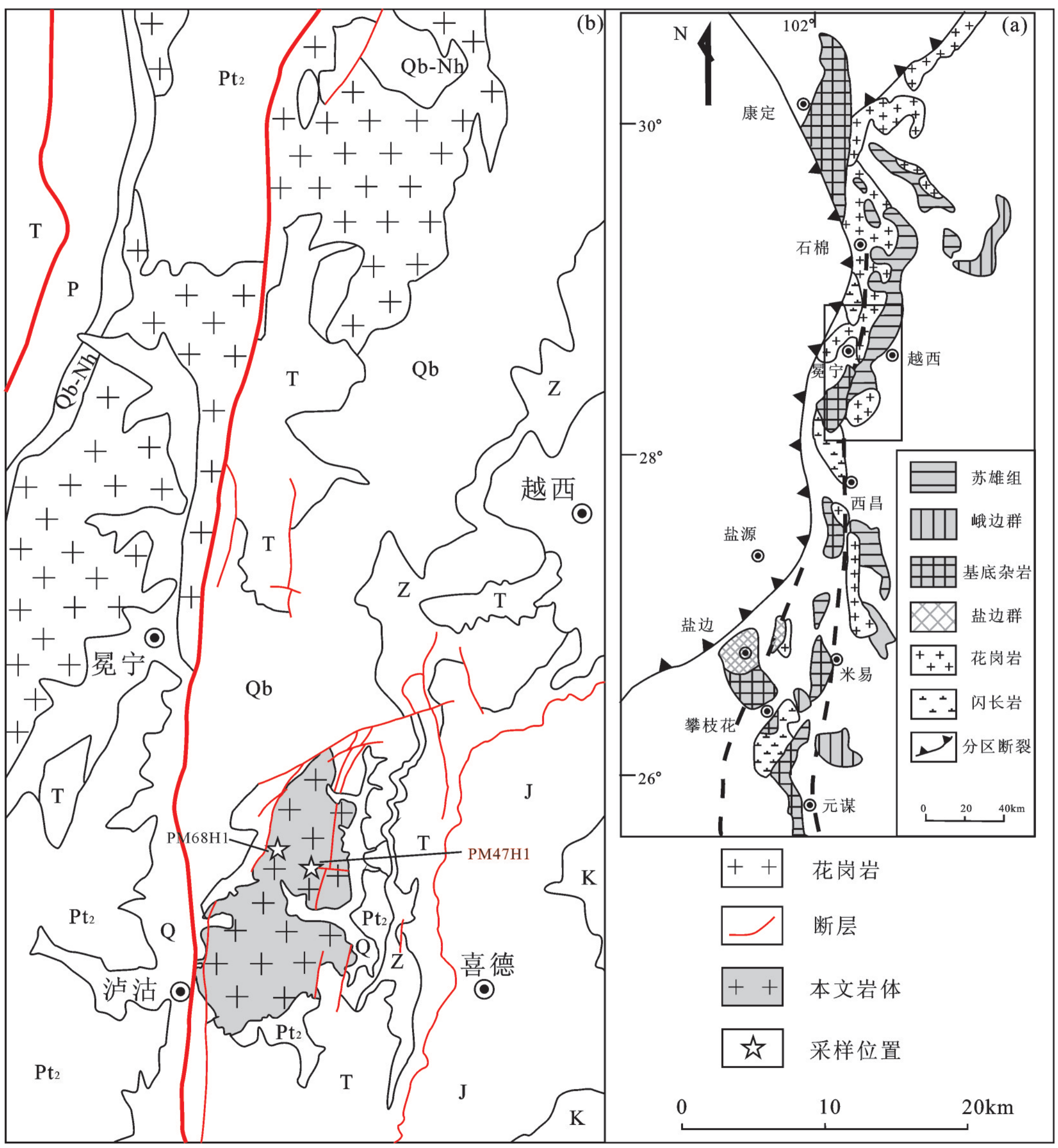

图1 扬子地块西缘地质简图(a, 据 Huang et al.,2008)修改)和研究区地质简图(b)

Fig.1 Simplified geological map of the western Yangtze Block (a, modified from Huang et al. 2008) and the study area (b)

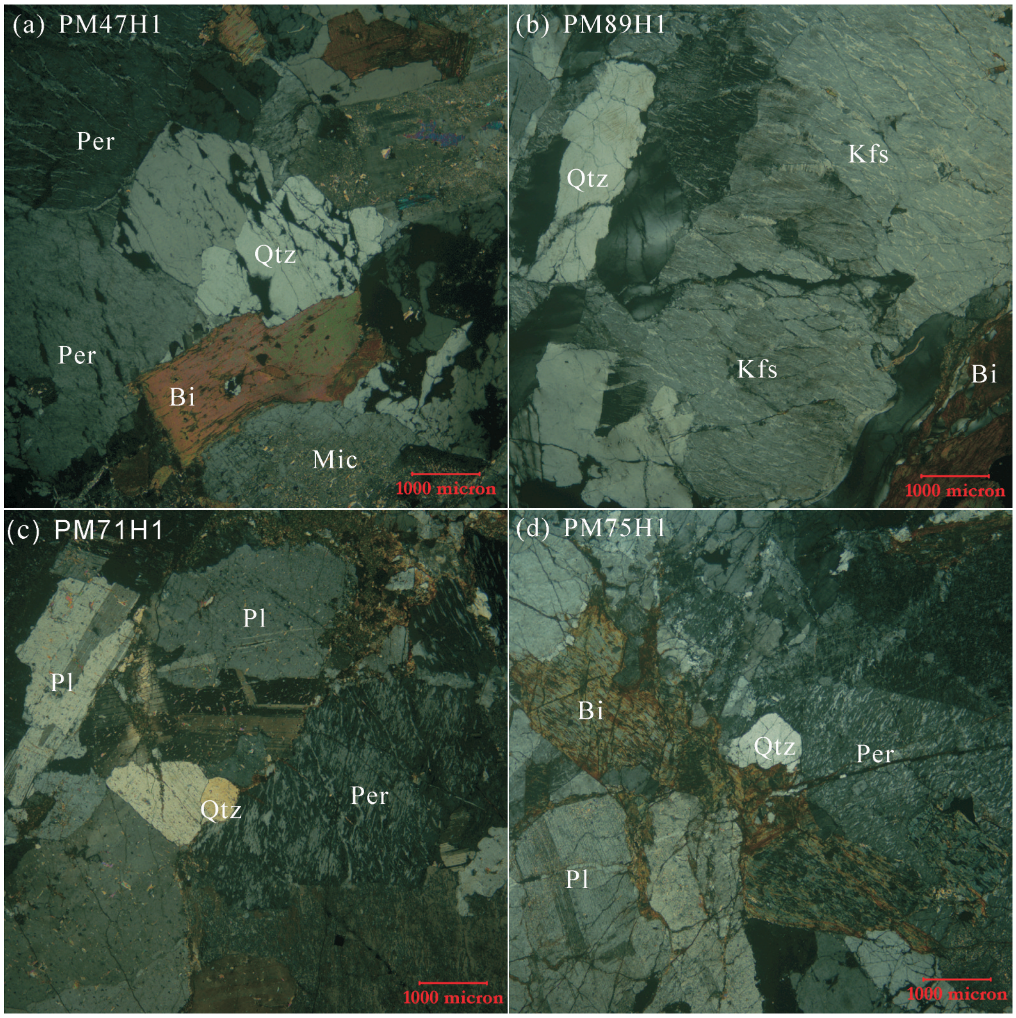

图2 泸沽钾长花岗岩(a, b)及二长花岗岩(c, d)镜下照片
Per—条纹长石;Qtz—石英;Bi—黑云母;Mic—白云母;Kfs—碱性长石;Pl—斜长石
Fig.2 Petrographical photos of alkali feldspar granite (a, b) and monzonitic granite (c, d) in Lugu area
Per−Perthite; Qtz−Quartz; Bi−Biotite; Mic−Microcline; Kfs−K−feldspar; Pl−Plagioclase

育冷凝边和烘烤边。

3 岩相学特征

钾长花岗岩的新鲜面为肉红色,中粒—中粗粒半自形粒状结构(图2a, b),局部可见似斑状结构,块状构造。主要矿物为条纹长石(35%~40%)、微斜长石(10%~15%)、石英(25%~30%)、斜长石(5%~10%)以及少量黑云母(约5%)。长石类矿物多为半自形板状,粒径2~3 mm,其中,条纹长石发育正条纹结构,而微斜长石则具有格子双晶特征,微斜长石内部多发生了轻微的绢云母化蚀变。石英多为它形粒状,具有显著的波状消光特征。黑云母为自形—半自形片状,具有一定的扭折现象。副矿物可见磷灰石、锆石、榍石等。

二长花岗岩新鲜面为浅肉红色,中粒半自形粒状结构(图2c, d),块状构造,局部为片麻状构造。岩石主要由石英(25%~30%)、条纹长石(25%~30%)、斜长石(30%~35%)和黑云母(约5%)组成。石英为他形粒状,粒径0.5~1 mm。条纹长石为半自形板状,发育不规则条纹结构,粒径多为2~3 mm。斜长石为半自形板状,发育聚片双晶和卡钠复合双晶结构,粒径多为1~2 mm。黑云母多为自形片状,发生了明显的绿泥石化蚀变,粒径1~2 mm。副矿物可见磷灰石、榍石、钛铁矿和锆石。

4 测试分析方法

用于锆石年代学分析的样品均采自新鲜露头，去除表面风化层，经粗碎、淘洗、磁选等分离方法分选锆石，在双目镜下仔细选择不同晶形、不同颜色的锆石颗粒，粘在双面胶上并用环氧树脂固定，待环氧树脂充分固化后，将锆石靶表面抛光，然后进行锆石颗粒内部结构分析。锆石阴极发光实验在武汉上谱分析科技有限责任公司的实验室拍摄，根据阴极发光照射结果选择典型的岩浆锆石进行锆石U-Pb年代学分析。LA-ICP-MS锆石U-Pb年代学分析在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室完成，采用Agilent 7500a型ICP-MS仪器，激光剥蚀系统为GeoLas Pro 193 nm，激光束斑32 μm。利用锆石标样GJ-1作为外标对同位素分馏进行校正，采用国际标准锆石Mud Tank进行锆石分析。实验原理和详细的测试方法见文献(Jackson et al., 2004)。数据处理采用Glitter分析软件，年龄计算和谐和图绘制采用Isoplot 3.2程序完成。

用于全岩主量和微量元素分析的样品均为200目以下的新鲜粉末样，全岩主量元素的测试采用湖北地质矿产开发局的Regaku 3080E1型光谱仪进行XRF分析，样品分析精度好于5%。微量元素分析在中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室完成，微量元素使用Agilent 7500 a型ICP-MS进行测试分析，元素含量由国际岩石标样G-2、AGV-1和国家岩石标样GSR-3等双变量拟合的工作曲线确定，稀土元素样品精度好于5%，其他微量元素精度好于5%~12%。详细流程见文献(Liu et al., 2008)。

5 分析结果

5.1 锆石U-Pb年代学

本次工作对泸沽花岗岩体的代表性样品开展了系统的年代学分析工作。CL图像显示所分析的锆石均为无色或浅黄色，透明，且不含包裹体。锆石均为较自形长柱状晶型，粒径80~300 μm，长宽比介于2∶1~4∶1，晶面平直，棱角清晰，在阴极发光图像上可见典型的岩浆韵律环带(图3)，未受后期流体的影响。所有分析的锆石均具有较高的Th和U含量，较大的Th/U比值(钾长花岗岩：0.21~1.39；二长花岗岩：0.23~1.27)。CL图像和锆石化学特征一致表明所选锆石均为岩浆锆石(Hoskin and Schaltegger, 2003; 吴元保和郑永飞, 2004)，其同位素年龄能够代表该期岩浆事件的时间。对钾长花岗岩(PM47H1)和二长花岗岩(PM68H1)2个样品进行了斑径为32 μm的激光剥蚀分析，LA-ICP-MS锆石U-Pb同位素分析结果见表1。

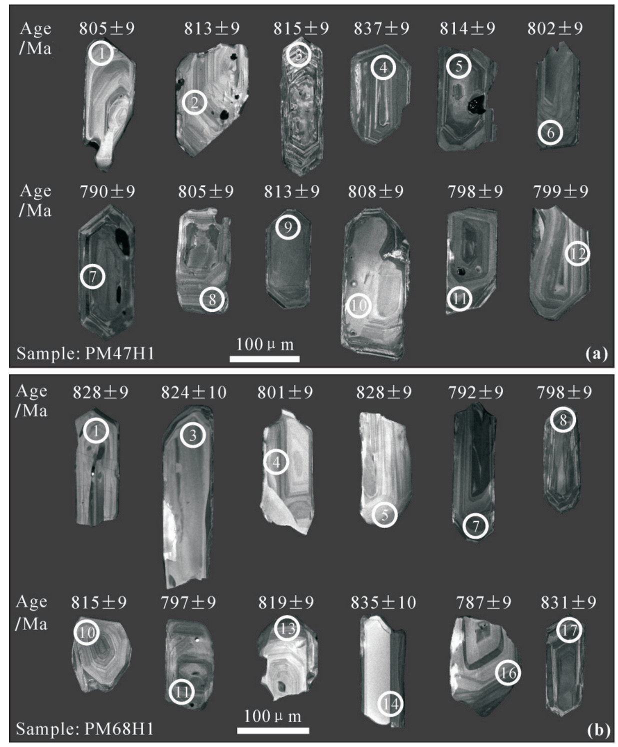

图3 泸沽钾长花岗岩(a)和二长花岗岩(b)典型锆石CL图像和$^{206}Pb/^{238}U$年龄

Fig. 3 CL images and $^{206}Pb/^{238}U$ ages of typical zircons from the studied Lugu granitoids

钾长花岗岩样品中除了一颗锆石具有明显较老的$^{206}Pb/^{238}U$年龄((837±9) Ma)外，其余11个分析点的$^{206}Pb/^{238}U$年龄值变化于(790±9)Ma~(815±9) Ma。排除可能为继承锆石的较老年龄，剩下11个点的$^{206}Pb/^{238}U$加权平均年龄为(806±5)Ma(MSWD=0.78)，与其(806±2) Ma的谐和年龄(图4)在误差范围内一致。

二长花岗岩样品锆石18个分析点的$^{206}Pb/^{238}U$年龄值较分散，变化于795~825 Ma。18个分析点的加权平均年龄为(815±5)Ma (MSWD=1.4)，与其谐和年龄(图4)相近，代表其岩浆结晶年龄。泸沽二

表1 泸沽钾长花岗岩及二长花岗岩LA−ICP−MS锆石U−Pb同位素测定结果

Table 1 LA−ICP−MS zircon U−Pb isotopic analyses of alkali feldspar granite and monzonitic granite in Lugu area

点号	元素含量/10^{-6}		Th/U	同位素比值						同位素年龄/Ma					
	Th	U		$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ
钾长花岗岩															
1	119	112	1.06	0.0661	0.0010	1.211	0.020	0.1330	0.0017	808	33	805	9	805	9
2	95	84	1.13	0.0661	0.0010	1.225	0.020	0.1344	0.0017	811	33	812	9	813	9
3	155	112	1.39	0.0665	0.0010	1.235	0.020	0.1347	0.0017	822	32	817	9	815	9
4	178	397	0.45	0.0706	0.0009	1.349	0.019	0.1386	0.0017	946	27	867	8	837	9
5	174	816	0.21	0.0663	0.0009	1.229	0.017	0.1345	0.0016	816	28	814	8	814	9
6	167	215	0.78	0.0659	0.0009	1.203	0.018	0.1325	0.0016	802	30	802	8	802	9
7	148	220	0.67	0.0656	0.0011	1.179	0.020	0.1305	0.0016	793	35	791	9	790	9
8	177	331	0.54	0.0662	0.0009	1.213	0.018	0.1329	0.0016	812	30	806	8	805	9
9	220	287	0.77	0.0663	0.0010	1.229	0.019	0.1344	0.0016	817	32	814	9	813	9
10	125	143	0.87	0.0662	0.0010	1.218	0.018	0.1335	0.0016	813	31	809	8	808	9
11	183	376	0.49	0.0659	0.0009	1.198	0.017	0.1318	0.0016	803	28	799	8	798	9
12	212	235	0.90	0.0662	0.0010	1.203	0.018	0.1319	0.0016	811	31	802	8	799	9
二长花岗岩															
1	110	185	0.59	0.0664	0.0009	1.238	0.018	0.1352	0.0016	820	29	818	8	817	9
2	60	427	0.14	0.0667	0.0008	1.251	0.017	0.1361	0.0016	827	27	824	8	823	9
3	58	89	0.65	0.0666	0.0015	1.245	0.028	0.1356	0.0018	826	49	821	13	820	10
4	89	80	1.11	0.0658	0.0011	1.200	0.020	0.1324	0.0016	799	35	801	9	801	9
5	62	155	0.40	0.0672	0.0011	1.265	0.020	0.1365	0.0017	845	33	830	9	825	9
6	170	507	0.33	0.0665	0.0008	1.249	0.017	0.1362	0.0016	822	27	823	8	823	9
7	143	480	0.30	0.0667	0.0009	1.255	0.018	0.1365	0.0016	827	30	826	8	825	9
8	145	560	0.26	0.0659	0.0010	1.198	0.018	0.1318	0.0016	804	31	800	8	798	9
9	59	436	0.13	0.0667	0.0009	1.254	0.017	0.1364	0.0016	829	27	825	8	824	9
10	114	190	0.60	0.0663	0.0009	1.233	0.018	0.1348	0.0016	817	29	816	8	815	9
11	134	220	0.61	0.0662	0.0010	1.200	0.018	0.1316	0.0016	812	31	801	8	797	9
12	168	216	0.78	0.0672	0.0009	1.263	0.018	0.1363	0.0016	843	29	829	8	824	9
13	84	366	0.23	0.0665	0.0009	1.243	0.017	0.1355	0.0016	822	28	820	8	819	9
14	103	82	1.26	0.0665	0.0015	1.246	0.027	0.1359	0.0018	822	48	822	12	821	10
15	102	555	0.18	0.0669	0.0009	1.252	0.017	0.1357	0.0016	835	28	824	8	820	9
16	129	930	0.14	0.0669	0.0009	1.255	0.018	0.1360	0.0016	836	29	825	8	822	9
17	124	201	0.62	0.0665	0.0011	1.204	0.019	0.1313	0.0016	823	34	803	9	795	9
18	104	507	0.21	0.0683	0.0009	1.249	0.017	0.1327	0.0015	876	28	823	8	803	9

长花岗岩与钾长花岗岩的结晶时限在误差范围内一致，应属同期岩浆作用。

5.2 岩石地球化学

泸沽花岗岩具有高硅和高碱质特征，其SiO_2含量变化于71.2%~76.1%，(K_2O+Na_2O)含量变化于6.73%~8.95%（表2），样品落入硅碱图中的亚碱性花岗岩区（图5a）。泸沽花岗岩具有富铁贫镁特征，其FeO^T含量为1.69%~4.20%，MgO含量为0.11%~0.61%，FeO^T/(FeO^T+MgO)比值为0.77~0.94，属于铁质系列岩石（图5b），与全球典型A型花岗岩的镁铁质含量相似（Liu et al., 2008）。(Na_2O+K_2O-CaO)−SiO_2图解显示（Frost and Frost, 2011），泸沽花岗岩样

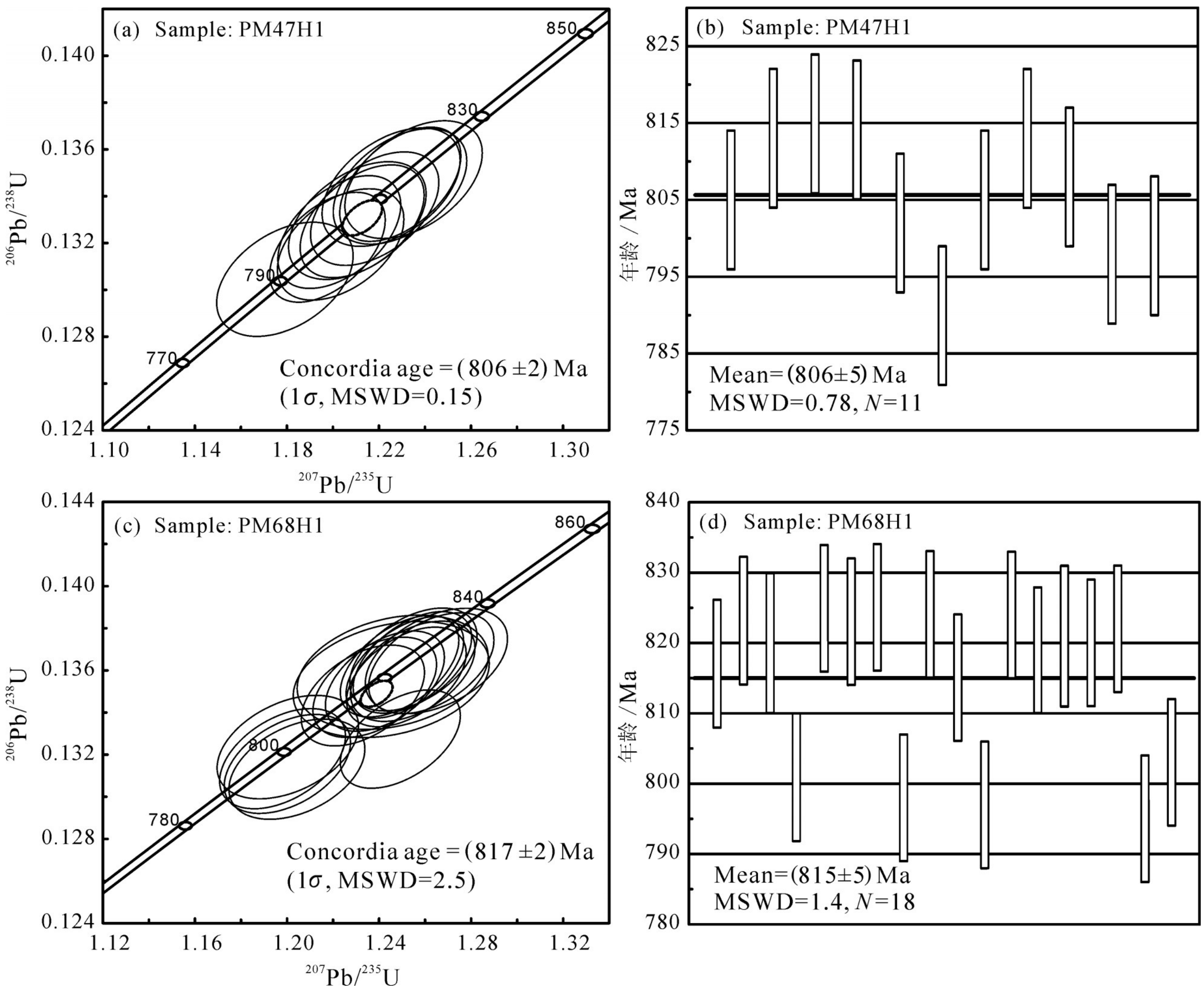

图4 泸沽钾长花岗岩(a, b)和二长花岗岩(c, d)锆石U−Pb谐和图

Fig.4 Zircon U−Pb concordia diagram of alkali feldspar granite (a, b) and monzonitic granite (c, d) in Lugu area

品具有与碱钙质A型花岗岩相似的特征(图5c)。样品的Al_2O_3含量为12.5%~14.2%，铝饱和指数A/CNK值变化于1.07~1.49，属于典型的过铝质岩石(图5d)。

泸沽花岗岩具有较高的稀土含量，其稀土总量为221×10^{-6}~387×10^{-6}。球粒陨石标准化图解显示(图6a)，二长花岗岩和钾长花岗岩具有相似的稀土配分曲线，均表现为右倾型式，具有轻稀土(LREEs)富集、重稀土亏损的特征，其$(La/Yb)_N$比值为3.42~9.69。泸沽花岗岩具有较强的负铕异常特征，其δEu=0.10~0.34。微量元素蛛网图显示(图6b)，泸沽花岗岩含有较高的Zr、Nb、Ce和Y含量，显著富集Rb、Th、U、Zr和Hf，明显亏损Ba、Sr、P和Ti。

6 讨　论

6.1 岩石类型

自从Chappel & White(1974)提出I型和S型花岗岩分类方案之后，越来越多的花岗岩分类方案被提出，并主要划分出I、S、M和A型4种花岗岩(Pitcher, 1983)。由于花岗岩类具有特征的地球化学和矿物组成，因此，依据其地球化学特征可有效甄别岩石类型。其中，利用高场强元素的特征可以有效厘定A型花岗岩(Whalen et al., 1987)。在以10000×Ga/Al为横坐标的图解中(图7)，泸沽花岗岩具有A型花岗岩的地球化学特征。

A型花岗岩最初被定义为碱性、贫水和非造山

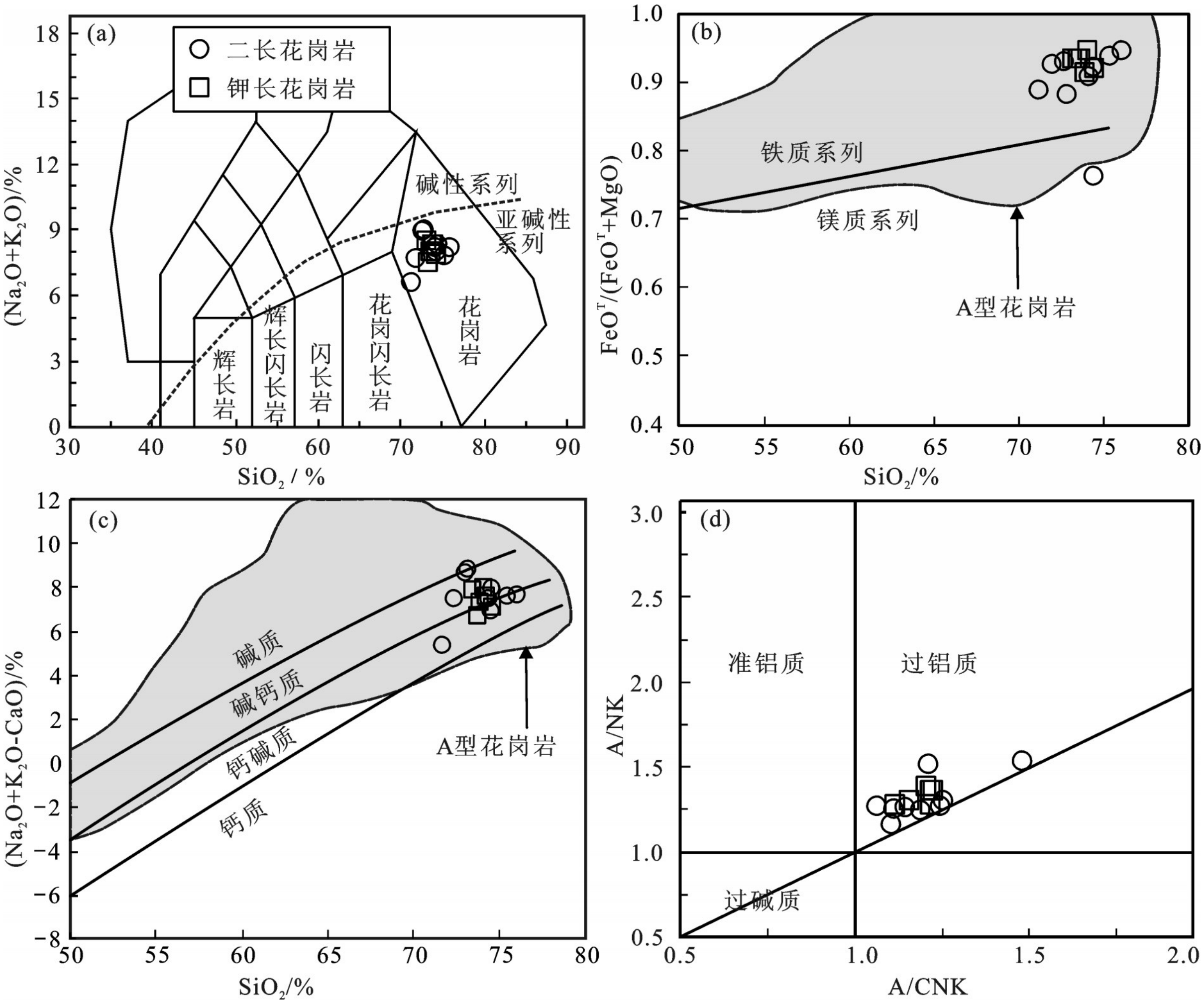

图5 泸沽钾长花岗岩和二长花岗岩的地球化学图解

a—(Na_2O+K_2O) −SiO_2分类图解（底图据Middlemost, 1994）；b—$FeO^T/(FeO^T+MgO)$−SiO_2图解（底图据Frost et al., 2001）；c—(Na_2O+K_2O-CaO) −SiO_2图解（底图据Frost et al., 2001）；d—A/CNK−A/NK图解（底图据Maniar and Piccoli, 1989）

Fig. 5 Geochemical diagrams of alkali feldspar granite and monzonitic granite in Lugu area

a−Rock classification plots of SiO_2 versus (Na_2O+K_2O) (after Middlemost, 1994); b−$FeO^T/(FeO^T+MgO)$ versus SiO_2 diagram (after Frost et al., 2001); c−SiO_2 versus Na_2O+K_2O-CaO diagram (after Frost et al., 2001); d−A/CNK versus A/NK diagram (after Maniar and Piccoli, 1989)

的花岗岩（Loiselle et al., 1979），化学成分上具有富铁贫镁、高钾和高稀土含量特征，特别富集高场强元素Zr、Nb、Ce和Y等。然而，经过长达30多年的研究和讨论，国内外学者对A型花岗岩进行了重新定义和进一步划分（Frost et al., 2011; King et al., 1997; Bonin, 2007; 吴锁平等, 2007; 贾小辉等, 2009）。重新定义的A型花岗岩具有更广泛的岩石特征：(1)在地球化学上不仅涵盖了原始定义的碱性系列，还包括部分碱钙性和过铝质岩石；(2)在矿物组合上突破了碱性暗色矿物的限定，可出现富水暗色矿物铁质黑云母等；(3)在构造环境上突破了原始定义的非造山环境，强调其伸展背景，包括地幔柱、大陆裂谷、弧后伸展、造山晚期及造山后伸展等。本文研究的泸沽花岗岩为碱钙性过铝质岩石（图5），矿物组合上以石英、黑云母和条纹长石为主，且具有较高的 Na_2O+K_2O、$FeO^T/(FeO^T+MgO)$ 和 Ga/Al 值，与King et al. (1997)定义的铝质A型花岗岩相似。

6.2 岩石成因

关于铝质A型花岗岩成因存在很多不同的认识，Anderson et al.(1985)认为铝质A型花岗岩应起源于低 f_{H_2O} 和 fo_2 的过铝质下地壳变质沉积岩部分熔融，而King et al.(1997)则认为铝质A型花岗岩起

表 2 泸沽钾长花岗岩及二长花岗岩主量(%)及微量含量(10^{-6})分析结果

Table 2 Major(%) and trace elements(10^{-6})composition of alkali feldspar granite and monzonitic granite in the Lugu area

样品编号	18H1	18H2	19H1	20H1	22H1	29H1	47H1	56H1	75H1	71H1	71H2	73H1	74H1	76H1	89H1
岩性	钾长花岗岩									二长花岗岩					
SiO_2	75.4	74.2	72.9	76.1	72.0	72.7	74.4	71.2	74.4	73.5	73.9	74.1	73.7	73.2	74.5
TiO_2	0.1	0.19	0.12	0.13	0.18	0.15	0.23	0.48	0.21	0.24	0.22	0.19	0.22	0.21	0.22
Al_2O_3	12.6	12.7	14.2	12.9	14.1	13.8	12.7	13.2	12.6	12.9	13.1	13.3	13.3	14.2	12.5
FeO^T	1.75	2.13	1.69	1.84	2.47	1.96	2.33	4.20	2.01	2.47	2.32	2.01	2.21	2.24	2.17
MnO	0.03	0.03	0.02	0.03	0.01	0.03	0.04	0.06	0.03	0.04	0.02	0.03	0.04	0.04	0.03
MgO	0.12	0.22	0.23	0.11	0.20	0.15	0.20	0.50	0.61	0.18	0.22	0.12	0.16	0.16	0.19
CaO	0.17	0.63	0.07	0.5	0.13	0.23	1	1.22	0.35	0.71	0.22	0.63	0.59	0.57	0.73
Na_2O	2.22	2.37	2.67	2.51	1.66	2.6	2.51	2.33	2.77	2.16	2.42	2.33	2.16	2.26	2.27
K_2O	5.59	5.8	6.28	5.67	5.98	6.33	5.45	4.4	5.65	5.32	5.85	5.94	5.78	6.21	5.59
P_2O_5	0.06	0.07	0.04	0.07	0.04	0.06	0.08	0.13	0.07	0.09	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07
LOI	0.92	0.61	1.02	0.52	2.11	1.02	0.68	1.32	0.7	1.24	1.01	0.9	1.01	1.07	0.62
Total	99.15	99.14	99.38	100.54	99.1	99.25	99.83	99.46	99.57	99.08	99.62	99.8	99.5	100.44	99.08
$Mg^{\#}$	11	16	20	10	13	12	13	18	35	11	14	10	11	11	14
ACNK	1.26	1.12	1.25	1.15	1.49	1.20	1.16	1.22	1.23	1.07	1.22	1.21	1.22	1.11	1.12
Cr	40.0	50.0	30.0	50.0	40.0	40.0	40.0	40.0	50.0	30.0	40.0	40.0	30.0	50.0	40.0
Ga	25.4	24.0	24.8	23.4	26.6	24.7	23.2	24.7	20.0	23.7	23.6	23.6	25.1	25.0	22.3
Rb	368	319	373	345	335	394	323	349	204	327	313	328	325	360	289
Sr	15.8	41.0	13.6	17.9	29.2	33.4	35.2	40.0	52.9	33.3	41.2	38.4	34.3	39.4	41.1
Y	64.3	63.4	69.8	57.5	62.7	38.9	57.2	53.4	40.1	62.9	52.2	49.0	67.6	60.5	49.7
Zr	94.0	171	118	102	141	129	201	229	156	181	184	181	171	173	161
Nb	14.0	14.3	13.3	13.1	14.0	12.8	14.6	14.3	11.0	15.9	14.0	12.6	14.5	13.3	13.0
Sn	9.00	7.00	8.00	11.0	7.00	15.0	8.00	10.0	6.00	10.0	9.00	9.00	9.00	9.00	7.00
Cs	12.4	9.27	10.5	17.8	8.67	9.50	11.8	11.9	5.07	13.9	6.75	9.57	13.0	13.0	8.07
Ba	69.5	260	161.5	138	299	321	281	268	473	309	296	350	302	404	343
Hf	4.20	6.10	4.70	4.10	5.10	4.60	6.70	6.90	4.70	6.00	6.30	6.40	5.80	5.80	5.30
Ta	2.00	1.40	1.50	1.50	1.40	1.80	1.40	1.20	1.10	1.60	1.40	1.30	1.40	1.40	1.20
Th	20.5	31.5	25.6	23.1	32.0	26.9	34.6	35.0	25.7	34.9	33.0	29.5	34.5	32.5	32.2
U	4.92	3.65	4.95	3.82	4.09	3.24	3.69	3.40	2.67	3.49	3.00	3.13	3.44	3.35	2.39
La	25.4	51.1	39.9	31.4	49.4	28.9	56.6	63.9	35.5	57.0	53.8	47.6	55.5	55.1	54.2
Ce	57.2	114	111	71.6	99.5	84.8	125	140	76.9	125	116	104	122	120	117
Pr	7.32	13.2	12.9	8.46	12.8	7.68	14.7	16.4	9.04	14.8	14.0	12.3	14.4	14.1	14.0
Nd	27.4	50.1	47.1	32.2	47.5	27.8	55.2	61.5	34.7	56.1	51.3	44.6	54.6	52.2	52.0
Sm	8.06	11.1	11.7	8.04	10.4	6.44	12.4	13.1	7.90	12.3	11.4	9.67	12.2	12.1	10.9
Eu	0.27	0.64	0.58	0.37	0.64	0.55	0.68	0.68	0.88	0.67	0.72	0.73	0.80	0.82	0.74
Gd	9.00	10.7	11.6	8.69	10.0	6.17	10.8	11.8	7.68	11.4	9.73	9.30	11.5	10.9	9.65
Tb	1.84	1.85	2.13	1.63	1.69	1.15	1.85	1.88	1.32	1.88	1.66	1.54	1.97	1.83	1.58
Dy	11.4	11.6	13.2	10.4	11.0	7.07	11.3	10.7	8.03	12.0	9.91	9.45	12.6	11.3	9.43
Ho	2.32	2.42	2.69	2.13	2.23	1.45	2.21	2.09	1.60	2.36	1.94	1.95	2.55	2.33	1.81
Er	6.62	7.04	7.25	6.26	6.41	4.52	6.52	5.66	4.31	6.91	5.72	5.16	7.51	6.68	5.26
Tm	0.95	1.00	1.04	0.84	0.98	0.65	0.97	0.76	0.61	1.04	0.78	0.80	1.10	0.97	0.73
Yb	5.32	6.39	6.15	5.31	6.43	4.16	6.17	4.73	3.79	6.10	4.94	5.14	6.80	5.88	4.73
Lu	0.75	0.91	0.82	0.78	0.91	0.68	0.90	0.68	0.50	0.87	0.76	0.77	0.92	0.84	0.65
$(La/Yb)_N$	3.42	5.74	4.65	4.24	5.51	4.98	6.58	9.69	6.72	6.70	7.81	6.64	5.85	6.72	8.22
δEu	0.10	0.18	0.15	0.13	0.19	0.26	0.18	0.16	0.34	0.17	0.20	0.23	0.20	0.21	0.22

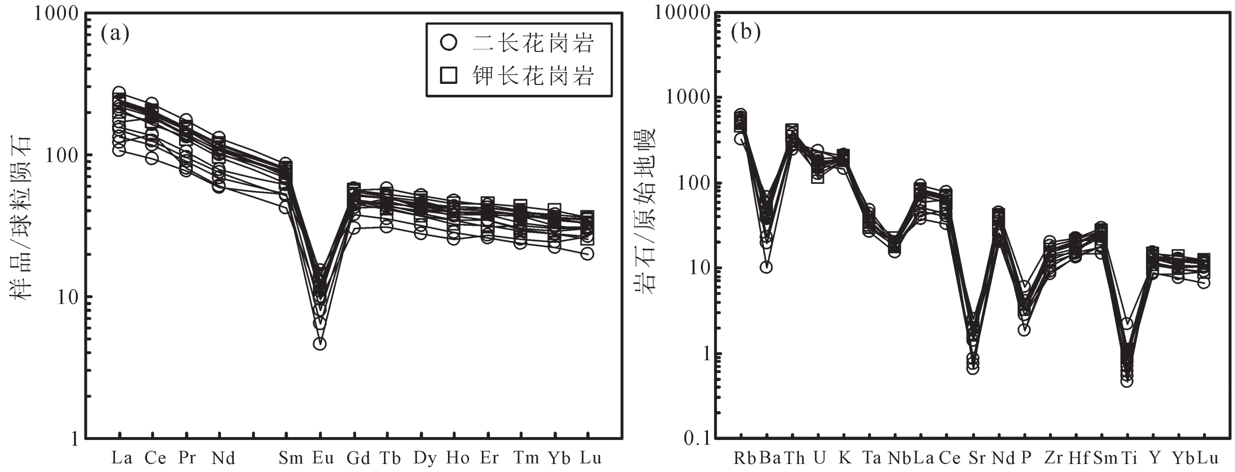

图 6（a)稀土元素球粒陨石标准化图和(b)微量元素原始地幔标准化图(标准化值据文献(Taylor and Mclennan, 1985; Sun and Mcdonough , 1989))

Fig. 6 Chondrite−normalized REE patterns (a) and primitive−mantle normalized spidergram (b)

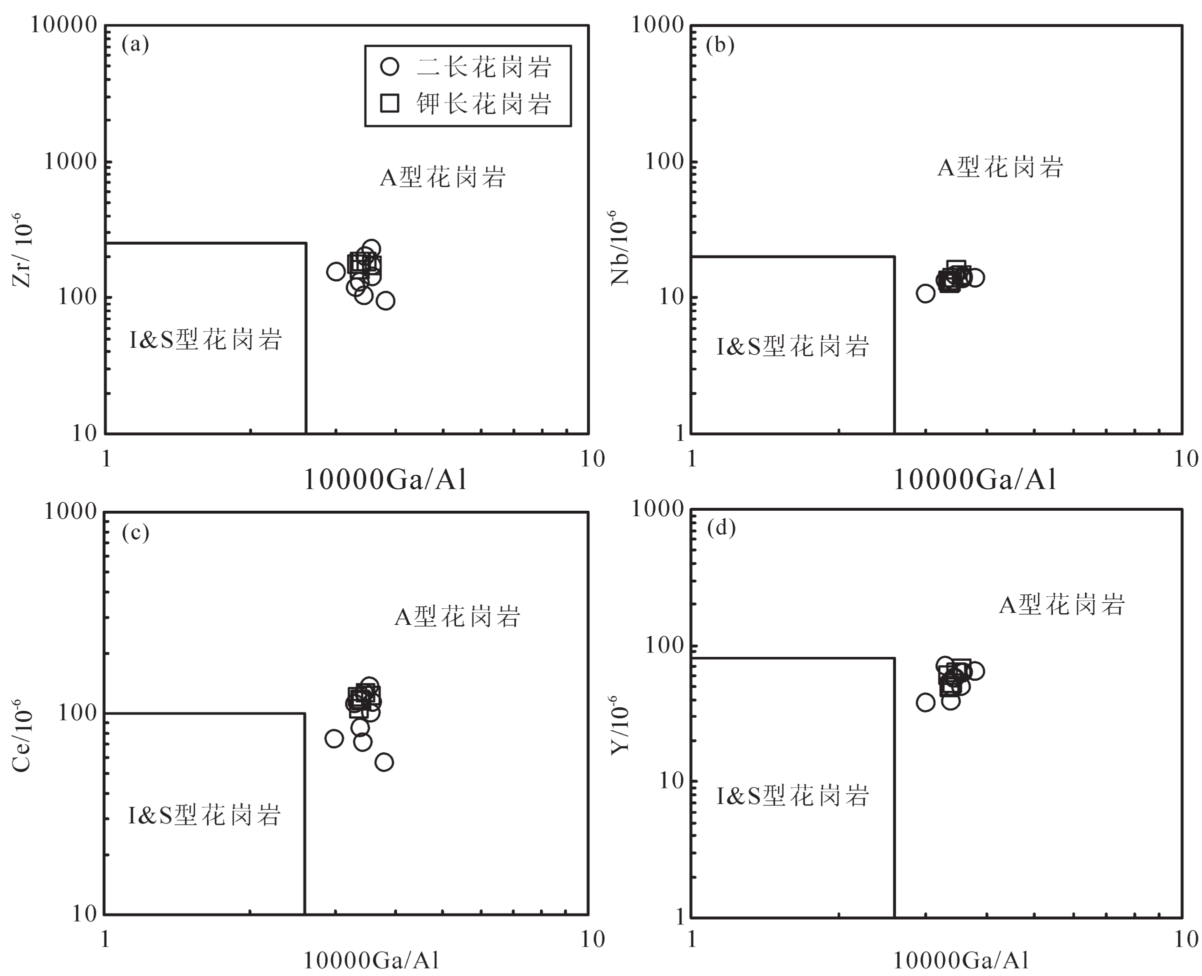

图 7 花岗岩的成因类型判别图解(底图据 Whalen et al.,1987)

Fig. 7 Discrimination diagrams for the genetic type of the studied granitoids(after whalen et al., 1987)

源于具正常水含量的长英质下地壳的部分熔融，Poitrasson et al.(1994)也主张铝质A型花岗岩起源于下地壳物质的部分熔融，但他们认为其源区主要为镁铁质成分。Patiño Douce (1997)则认为铝质A型花岗岩可以起源于上地壳物质熔融，即低压环境下的钙碱性花岗岩类发生部分熔融。综上可见，铝质A型花岗岩可以起源于地壳不同尺度的不同物质熔融。

实验岩石学的研究表明，英云闪长岩等长英质岩石发生熔融并产生大规模熔体需要较高的温度（>900°C），且熔体具有富Ca特征（Patiño Douce, 1997; Bonin, 2007）。而泸沽花岗岩的锆饱和温度为761~837°C（Watson and Harrison, 1983），且岩石具有极低的Ca含量，显著不同于长英质岩石的熔融产物。而实验岩石学对变泥质岩、变杂砂岩、变安山岩和变玄武岩的研究则表明（Patiño Douce & Johnston, 1991; Rapp & Watson, 1995; Skierlie & Johnston, 1996; Patiño Douce, 1997），熔融产生的岩浆具有不同的主量元素特征。泸沽花岗岩样品具有较高的$Al_2O_3/(FeO^T+MgO)$和K_2O/Na_2O值，具有较低的$CaO/(MgO+FeO^T)$值，与变基性岩熔融产生的熔体特征不同，而与变泥质岩熔融产生的岩浆成分相似（图8）。而泸沽花岗岩较低的CaO/Na_2O比值(0.03~0.52)、高的Al_2O_3/TiO_2 (27~126)、Rb/Ba(0.43~5.29)和Rb/Sr (3.86~27.43)比值，也表明泸沽新元古代花岗岩类的源岩主要为富黏土的泥质岩(图9)。

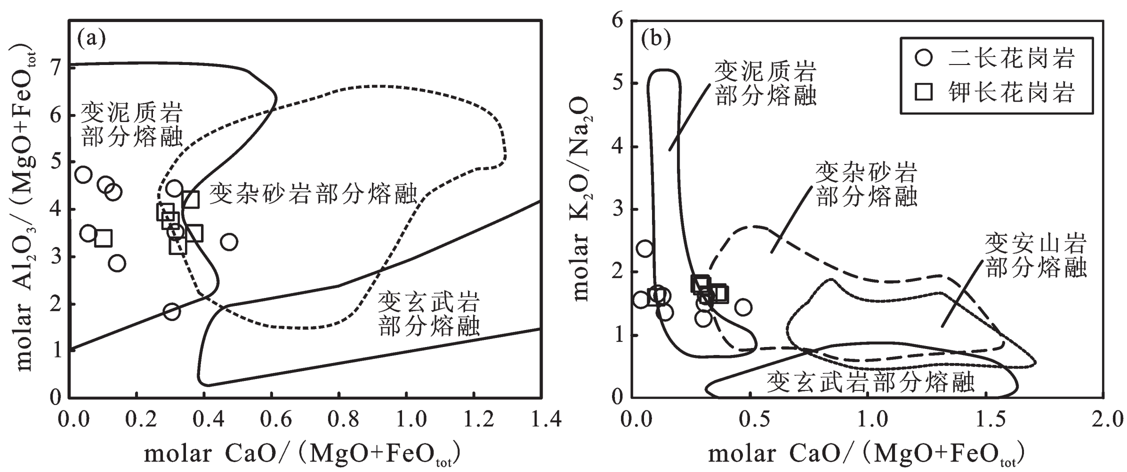

图8 泸沽钾长花岗岩和二长花岗岩的源岩判别图解（底图据Alther and siebel, 2002和Kaygusuz et al., 2008）

Fig. 8 Source rock discrimination diagram of alkali feldspar granite and monzonitic granite in Lugu area(after Altherr and Siebe, 2002;Kaygusuz et al., 2008)

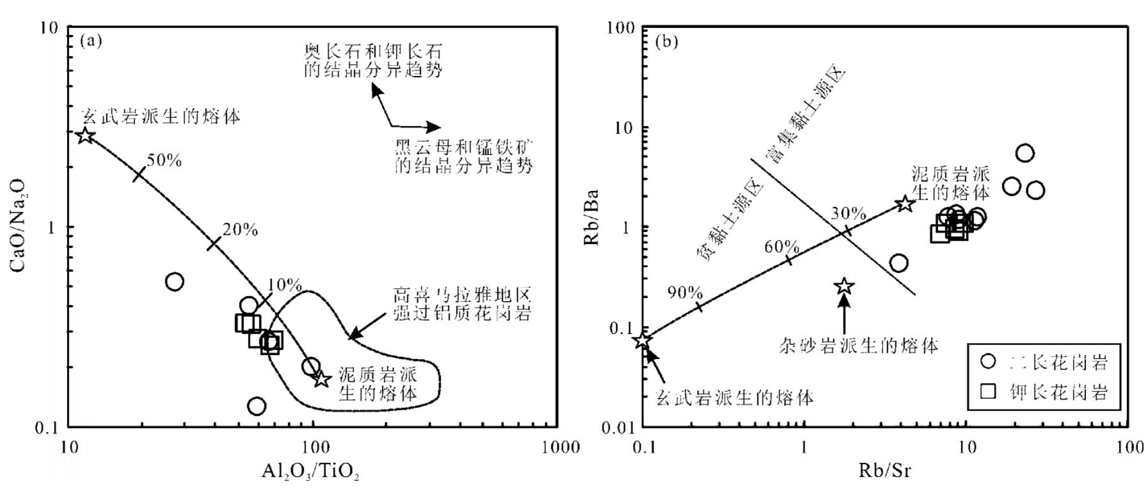

图9 泸沽花岗岩的$Al_2O_3/TiO_2-CaO/Na_2O$ (a)及Rb/Sr－Rb/Ba (b)源区判别图解（据Sylvester et al., 1998）

Fig. 9 Al_2O_3/TiO_2 versus CaO/Na_2O (a) and Rb/Sr versus Rb/Ba (b) diagrams for the Lugu granitoids(after Sylvester et al., 1998)

6.3 构造意义

大量研究表明,A型花岗岩形成的构造环境不局限于非造山环境,还可以形成于造山作用的各个阶段。非造山环境主要包括地幔柱和板内裂谷等,造山环境则包括弧后伸展和造山后伸展等(Whalen et al., 1987; Eby, 1992; 吴锁平等, 2007)。有关A型花岗岩的构造环境判别已有大量研究,其中尤以Eby(1992)根据不相容元素含量提出的A_1−A_2判别图最为典型。

Eby(1992)依据A型花岗岩的不相容元素及其产出环境,将A型花岗岩划分为A_1和A_2两类。其中,A_1亚类样品选自裂谷环境,与洋岛玄武岩(OIB)具有极为相似的不相容元素比值,代表了大陆裂谷和板块内部环境下的岩浆作用,其源区与地幔物质密切相关;A_2亚类样品选择后碰撞或后造山环境,其不相容元素比值则与岛弧玄武岩极为相似,代表了经历过陆−陆碰撞或岛弧岩浆作用之后的地壳物质的部分熔融,其源区主要是地壳沉积岩。在A_1−A_2分类判别图中(图10),泸沽花岗岩具有较高的Ce/Nb、Y/Nb和Yb/Ta比值,均落入A_2区域,指示泸沽花岗岩的形成背景与俯冲造山作用密切相关。

区域地质资料表明,扬子西缘存在大量新元古代岛弧性质岩浆岩(Zhou et al., 2006; Cai et al., 2014; Du et al., 2014; Qi et al., 2006)。其中,约860 Ma的岛弧性质I型花岗岩代表了洋壳的初始俯冲(Zhou et al., 2002; Zhou et al., 2006),而大量860~750 Ma的闪长岩、I型花岗岩、高Nb玄武岩、埃达克质花岗岩则代表了洋壳持续俯冲约110 Ma(杜利林等, 2009; Zhao et al., 2007; Huang et al., 2009)。在漫长的板片俯冲过程中,扬子西缘形成了区域上的盐边群沉积岩石组合。盐边群具有典型的岛弧沉积特征,岩石组合以凝灰岩为主,夹有燧石岩、砂岩和枕状玄武岩(Zhou et al., 2006; Sun et al., 2008)。碎屑锆石U−Pb年代学分析表明盐边群的沉积年龄约为840 Ma(Zhou et al., 2006),表明扬子西缘在新元古代早期存在俯冲造山作用。侵入盐边群的基性岩浆岩的结晶时限为812~806 Ma,且具有类似于岛弧玄武岩的地球化学特征,被认为是起源于受俯冲板片交代的地幔楔熔融(Zhou et al., 2006; Sun et al., 2008)。深部地幔楔在板片俯冲过程中下发生熔融,形成大量玄武质岩浆并底侵地壳,促使地壳物质熔融产生同期的花岗质岩浆。因此,综合岩石成因和区域地质资料,本文认为815~806 Ma的泸沽铝质A_2型花岗岩更可能起源于新元古代俯冲造山过程中的变泥质岩部分熔融。

7 结　论

本文通过对泸沽钾长花岗岩和二长花岗岩进行岩相学,锆石U−Pb年代学和地球化学研究,主要得出以下结论:

(1)泸沽钾长花岗岩和二长花岗岩的LA−ICP−MS锆石U−Pb年代学结果显示泸沽岩体形成于815~806 Ma,属新元古代早期岩浆产物。

(2)泸沽花岗岩具有高硅(71.2%~76.1%)、高碱

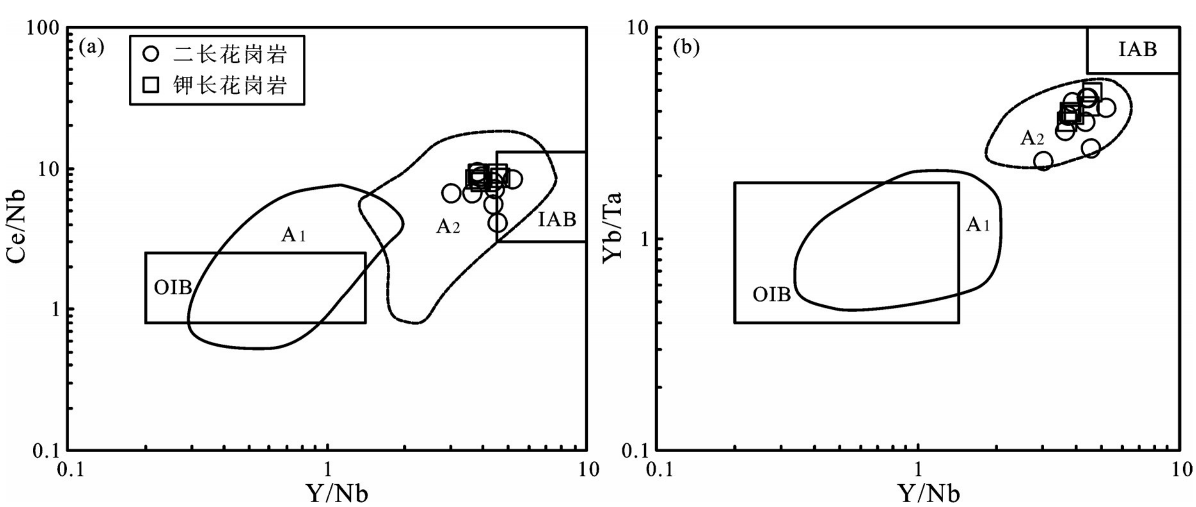

图10 泸沽花岗岩的Ce/Nb−Yb/Nb (a)以及Yb/Ta−Y/Nb (b)判别图解(底图据Eby, 1992)
Fig. 10 Ce/Nb−Yb/Nb (a) and Yb/Ta−Y/Nb (b) discrimination diagram for the Lugu granites(after Eby, 1992)

(K_2O+Na_2O=6.73%~8.95%)、富铁贫镁($FeO^T/(FeO^T+MgO)$= 0.77~0.94)和富集高场强元素等特征。岩石具有较高的铝过饱和指数(ACNK=1.07~1.49)、较高的Ga/Al比值和较显著的Eu负异常等特征,表明岩石属于铝质A型花岗岩。

(3)岩石成因分析表明泸沽花岗岩起源于壳源变泥质岩的部分熔融。构造背景分析表明,泸沽花岗岩具有典型的A_2花岗岩特征,且在时代上与岛弧性质岩浆岩一致,其成因背景可能与俯冲造山作用相关。

致谢:野外工作得到四川省地质调查院李小平工程师和李名则工程师的协助,同位素分析测试得到了南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室徐文景博士的指导,在此致以诚挚的谢意!同时感谢与成都理工大学地球科学学院高睿副教授的有益探讨。

References

Altherr R, Siebel W. 2002. I−type plutonism in a continental back−arc setting: Miocene granitoids and monzonites from the central Aegean Sea, Greece[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 143(4): 397−415.

Anderson J L, Thomas W M. 1985. Proterozoic anorogenic two−mica granites: Silver Plume and St. Vrain batholiths of Colorado[J]. Geology, 13(3): 177−180.

Bonin B. 2007. A− type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects[J]. Lithos, 97(1−2): 1−29.

Cai Y F, Wang Y J, Cawood P A, Fan W M, Liu H C, Xing X W. Zhang Y Z. 2014. Neoproterozoic subduction along the Ailaoshan zone, South China: Geochronological and geochemical evidence from amphibolite[J]. Precambrian Research, 245: 13−28.

Castro A, Fernández C, Vigneresse J L. 1999. Understanding granites: Integrating new and classical techniques[J]. Geological Society, London, Special Publications, 168(1): 1−5.

Chappell B W, White A J R. 1974. Two contrasting granite types[J]. Pacific Geology, 8: 173−174.

Chappell B W, White A J R. 1992. I− and S− type granites in the Lachlan Fold Belt[J]. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 83: 1−26.

Du Lilin, Geng Yuansheng, Yang Chonghui, Wang Xinshe, Ren Liudong, Zhou Xiwen, Wang Yanbin, Yang Zhusheng. 2006. The stipulation of Neoproterozoic TTG in western Yangtze block and its significance[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 25(4): 273−281 (in Chinese with English abstract).

Du L L, Guo J H, Nutman A P, Wyman D, Geng Y S, Yang C H, Liu F L, Ren L D, Zhou X W. 2014. Implications for Rodinia reconstructions for the initiation of Neoproterozoic subduction at~860Ma on the western margin of the Yangtze Block: Evidence from the Guandaoshan Pluton[J]. Lithos, 196−197: 67−82.

Du L L, Yang C H, Geng Y S, Wang X S, Ren L D, Zhou X W. 2009. Petrogenesis of the Gaojiacun mafic− ultramafic Pluton at the southwestern margin of Yangtze Block: Evidence from Petrology, geochemistry and geochronology. Acta Petrologica Sinica, 25(8): 165−176(in Chinese with English abstract).

Eby G N. 1992. Chemical subdivision of the A− type granitoids: petrogenetic and tectonic implications[J]. Geology, 20(7): 641−644.

Foden J, Sossi P A, Wawryk C M. 2015. Fe isotopes and the contrasting petrogenesis of A− , I− and S− type granite[J]. Lithos, 212: 32−44.

Frost B R, Barnes C G, Collins W J, Arculus R J, Ellis D J, Frost C D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks[J]. Journal of Petrology, 42(11): 2033−2048.

Frost C D, Frost B R. 2011. On ferroan (A− type) granitoids: Their compositional variability and modes of origin[J]. Journal of Petrology, 52(1): 39.

Guo Chunli, Wang Denghong, Chen Yuchuan, Zhao Zhigang, Wang Yanbin, Fu Xiaofang, Fu Deming. 2007. SHRIMP U− Pb zircon ages and major element, trace element and Nd− Sr isotope geochemical studies of a Neoproterozoic granitic complex in ewstern Sichuan: Petrogenesis and tectonic significance[J]. Acta Petrologica Sinica, 23(10): 2457− 2470 (in Chinese with English abstract).

Hoskin P W O, Schaltegger U, 2003. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53: 27−55.

Huang X L, Xu Y G, Li X H, Li W X, Lan J B, Zhang H H, Liu Y S, Wang Y B, Li H Y, Luo Z Y, Yang Q J. 2008. Petrogenesis and tectonic implications of Neoproterozoic, highly fractionated A− type granites from Mianning, South China[J]. Precambrian Research, 165(3): 190−204.

Huang X L, Xu Y G, Lan J B, Yang Q J, Luo Z Y. 2009. Neoproterozoic adakitic rocks from Mopanshan in the western Yangtze Craton: Partial melts of a thickened lower crust[J]. Lithos, 112(3): 367−381.

Jackson S E, Pearson N J, Griffin W L, Belousova E A. 2004. The application of laser ablation− inductively coupled plasma− mass spectrometry to in situ U− Pb zircon geochronology[J]. Chemical Geology, 211(1): 47−69.

Jia Xiaohui, Wang Qiang, Tang Gongjian. 2009. A− typeGranites: Research Progress and Implications[J]. Geotectonica et Metallogenia, 33 (3): 465−480(in Chinese with English abstract).

Kaygusuz A, Siebel W, Sen C, Satir M. 2008. Petrochemistry and petrology of I− type granitoids in an arc setting: the composite Torul pluton, Eastern Pontides, NE Turkey[J]. International Journal of Earth Sciences, 97(4): 739−764.

King P L, White A, Chappell B W, Allen C M. 1997. Characterization and origin of aluminous A− type granites from the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia[J]. Journal of Petrology, 38(3): 371.

Lai Shaocong, Qin Jiangfeng, Zhu Renzhi, Zhao Shaowei. 2015. Petrogenesis and tectonic implication of the Neoproterozoic peraluminous granitoids from the Tianquan area, western Yangtze Block, South China. Acta Petrologica Sinica, 31(8): 2245−2258(in Chinese with English abstract).

Li X H, Li Z X, Ge W C, Zhou H W, Li W X, Liu Y, Michael T D W. 2003. Neoproterozoic granitoids in South China: crustal melting above a mantle plume at ca. 825 Ma?[J]. Precambrian Research, 122(1/4): 45−83.

Li Xianhua, Li Zhengxiang, Zhou Hanwen, Liuying, Liang Xirong, Li Wuxian. 2002. SHRIMP U−Pb zircon age, geochemistry and Nd isotope of the Guandaoshan pluton in SW Sichuan: Petrogenesis and tectonic significance [J]. Science in China Series D− Earth Sciences, 46(S2), 73−83.

Li Z X, Li X H, Kinny P D, Wang J, Zhang S, Zhou H. 2003. Geochronology of Neoproterozoic syn− rift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia[J]. Precambrian Research, 122(1): 85−109.

Liu Y S, Zong K Q, Kelemen P B, Gao S. 2008. Geochemistry and magmatic history of eclogites and ultramafic rocks from the Chinese continental scientific drill hole: Subduction and ultrahigh−pressure metamorphism of lower crustal cumulates[J]. Chemical Geology, 247(1/2): 133−153.

Loiselle M C, Wones D R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites[C]//Abstracts with Programs - Geological Society of America 11(7): 468.

Maniar P D, Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids[J]. Geological Society of America Bulletin, 101(5): 635−643.

Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system[J]. Earth−Science Reviews, 37(3/4): 215−224.

Patiño Douce A E. 1997. Generation of metaluminous A−type granites by low−pressure melting of calc−alkaline granitoids[J]. Geology, 25(8): 743−746.

Patiño Douce A E, 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(2): 202−218.

Pitcher W S. 1983. Granite type and tectonic environment[J]. Mountain building processes, 19: 40.

Poitrasson F, Pin C, Duthou J L, Platevoet. 1994. Aluminous subsolvus anorogenic granite genesis in the light of Nd isotopic heterogeneity[J]. Chemical Geology, 112(3/4): 199−219.

Qi X X, Santosh M, Zhu L H, Zhao Y H, Hu Z C, Zhang C, Ji F B. 2014. Mid− Neoproterozoic arc magmatism in the northeastern margin of the Indochina block, SW China: Geochronological and petrogenetic constraints and implications for Gondwana assembly[J]. Precambrian Research, 245: 207−224.

Rapp R P, Watson E B. 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8−32 kbar: Implications for continental growth and crust− mantle recycling[J]. Journal of Petrology, 36(4): 891−931.

Shen Weizhou, Li Huimin, Xu Shijin, Wang Rucheng. 2000. U−Pb chronological study of zircons from the Huangcaoshan and Xiasuozi granites in the western margin of Yangtze plate[J]. Geological Journal of China Universities, 6(3): 412 − 416 (in Chinese with English abstract).

Shen Weizhou, Zhao Zifu. 2000. Geochemical Characteristics and Genesis of Some Neoproterozoic Granitoids in the Northern Part of the Western Margin of the Yangtze Block[J]. Geological Review, (05): 512−519(in Chinese with English abstract).

Skierlie K P, Johnston A D. 1996. Vapour−absent melting from 10 to 20 kbar of crustal rocks that contain multiple hydrous phases: implications for anatexis in the deep to very deep continental crust and active continental margins[J]. Journal of Petrology, 37(3): 661−691.

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.

Sun W H, Zhou M F, Yan D P, Li J W, Ma Y X. 2008. Provenance and tectonic setting of the Neoproterozoic Yanbian Group, western Yangtze Block (SW China) [J]. Precambrian Research, 167(1/2): 213−236.

Sylvester P J. 1998. Post− collisional strongly peraluminous granites[J]. Lithos, 45(1): 29−44.

Taylor S R, Mclennan S M. 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution[M]. Oxford: Blackwell Scientific Publications.

Wang Dezi, Shu Liangshu. 2007. On Granitic Tectono− Magmatic Assemblages[J]. Geological Journal of China Universities, 13(3): 362−370 (in Chinese with English abstract).

Wang Shengwei, Liao Zhenwen, Sun Xiaoming, Zhou Bangguo, Guo Yang, Jang Xiaofang, Zhu Huaping, Sun Zhiming, Luo Maojin, Ma Dong, Shen Zhanwu, Zhang Hai. 2013. Age and Geochemistry of the Caiyuanzi granite in Sichuan, SW China: Mechanism of the Grenvillian Orogenic Movement in the Western Margin of Yangtze Block[J]. Acta Geologica Sinica, 87(1): 55− 70(in Chinese with English abstract).

Watson E B, Harrison T M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types[J]. Earth and Planetary Science Letters, 64(2): 295−304.

Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. 1987. A− type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis[J]. Contributions to mineralogy and petrology, 95(4): 407−419.

Wu Suoping, Wang Meiying, Qi Kaijing. 2007. Present situation of researches on A− type granites: A review[J]. Acta Petrologica et Mineralogica, 26(1): 57−66(in Chinese with English abstract).

Wu Yuanbao, Zheng Yongfei. 2004. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U− Pb age [J]. Chinese Science Bulletin, 49 (15): 1554−1569.

Xiao Qinghui. 2002. The Ways of Investigation on Granitoids[M].

Beijing: Geological Publishing House(in Chinese with English abstract).

Xu Shijin, Wang Rucheng, Shen Weizhou, Zhong Hong, Lu Jianjun, Hou Liwei, Fu Xiaofang, Huang Minghua, Yang Jiedong, Wang Yinxi, Tao Xiancong. 1996. U−Pb, Rb−Sr isotopic chronology of Jinning granites in the Songpan− Ganze Orogenic Belt and its tectonic significances [J]. Science in China Series D− Earth Sciences, (1): 52−58.

Yang Chonghui, Geng Yuansheng, Du Lilin, Ren Liudong, Wang Xinshe, Zhou Xiwen, Yang Zhusheng. 2009. The identification of the Grenvillian granite on the western margin of the Yangtze Block and its geological implications[J]. Geology in China, 26(3): 647−657(in Chinese with English abstract).

Zhao J H, Zhou M F. 2007. Neoproterozoic adakitic plutons and arc magmatism along the western margin of the Yangtze Block, South China[J]. The Journal of Geology, 115(6): 675−689.

Zhao J H, Zhou M F, Yan D P, Yang Y H. 2008. Zircon Lu–Hf isotopic constraints on Neoproterozoic subduction−related crustal growth along the western margin of the Yangtze Block, South China[J]. Precambrian Research, 163(3):189−209.

Zhou M F, Ma Y X, Yan D P, Xia X P, Zhao J H, Sun M. 2006. The Yanbian Terrane (Southern Sichuan Province, SW China): A Neoproterozoic arc assemblage in the western margin of the Yangtze Block[J]. Precambrian Research, 144(1/2): 19−38.

Zhou M F, Yan D P, Kennedy A K, Li Y, Ding J. 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): 51−67.

Zhou M F, Yan D P, Wang C L, Qi L, Kennedy A. 2006. Subduction−related origin of the 750 Ma Xuelongbao adakitic complex (Sichuan Province, China): Implications for the tectonic setting of the giant Neoproterozoic magmatic event in South China[J]. Earth and Planetary Science Letters, 248(1/2): 286−300.

附中文参考文献

杜利林, 耿元生, 杨崇辉, 王新社, 任留东, 周喜文, 王彦斌, 杨铸生. 2006. 扬子地台西缘新元古代TTG的厘定及其意义[J]. 岩石矿物学杂志, 25(4): 273−281.

杜利林, 杨崇辉, 耿元生, 王新社, 任留东, 周喜文. 2009. 扬子地台西南缘高家村岩体成因:岩石学、地球化学和年代学证据[J]. 岩石学报, 25(8): 165−176.

郭春丽, 王登红, 陈毓川, 赵支刚, 王彦斌, 付小芳, 傅德明. 2007. 川西新元古代花岗质杂岩体的锆石 SHRIMP U−Pb 年龄, 元素和Nd−Sr同位素地球化学研究: 岩石成因与构造意义[J]. 岩石学报, 23(10): 2457−2470.

贾小辉,王强,唐功建. 2009. A 型花岗岩的研究进展及意义[J]. 大地构造与成矿学, 33(3): 465−480.

赖绍聪, 秦江锋, 朱韧之, 赵少伟. 2015. 扬子地块西缘天全新元古代过铝质花岗岩类成因机制及其构造动力学背景[J]. 岩石学报, 31(8):2245−2258.

李献华, 李正祥, 周汉文, 刘颖, 梁细荣, 李武显. 2002. 川西南关刀山岩体的SHRIMP锆石U−Pb年龄、元素和Nd同位素地球化学——岩石成因与构造意义[J]. 中国科学D辑, 32(z1):60−68.

沈渭洲, 李惠民, 徐士进, 王汝成. 2000. 扬子板块西缘黄草山和下索子花岗岩体锆石U−Pb年代学研究[J]. 高校地质学报, 6(3): 412−416.

沈渭洲, 赵子福. 2000. 扬子板块西缘北段新元古代花岗岩类的地球化学特征和成因[J]. 地质论评, (5): 512−519.

王德滋,舒良树. 2007. 花岗岩构造岩浆组合[J]. 高校地质学报, 13(3): 362−370.

王生伟, 廖震文, 孙晓明, 周邦国, 郭阳, 蒋小芳, 朱华平, 孙志明, 罗茂金, 马东, 沈战武, 张海. 2013. 会东菜园子花岗岩的年龄, 地球化学——扬子地台西缘格林威尔造山运动的机制探讨[J]. 地质学报, 87(1): 55−70.

吴锁平, 王梅英, 戚开静. 2007. A 型花岗岩研究现状及其述评[J]. 岩石矿物学杂志, 26(1): 57−66.

吴元保, 郑永飞. 2004. 锆石成因矿物学研究及其对U−Pb年龄解释的制约[J]. 科学通报, 49(16): 1589−1604.

肖庆辉. 2002. 花岗岩研究思维与方法[M]. 北京: 地质出版社.

徐士进, 王汝成, 沈渭洲, 钟宏, 陆建军, 侯立玮, 付小方, 黄明华, 杨杰东, 王银喜, 陶仙聪. 1996. 松潘—甘孜造山带中晋宁期花岗岩的U−Pb和Rb−Sr同位素定年及其大地构造意义[J]. 中国科学(D辑: 地球科学), (1): 52−58.

杨崇辉, 耿元生, 杜利林, 任留东, 王新社, 周喜文, 杨铸生. 2009. 扬子地块西缘 Grenville 期花岗岩的厘定及其地质意义[J]. 中国地质, 26(3): 647−657.