

西昆仑大红柳滩岩体地质和地球化学特征 及对岩石成因的制约

乔耿彪¹⁾, 张汉德²⁾, 伍跃中¹⁾, 金谋顺³⁾, 杜玮⁴⁾, 赵晓健¹⁾, 陈登辉¹⁾

1) 中国地质调查局西安地质调查中心, 国土资源部岩浆作用成矿与找矿重点实验室, 西安, 710054;

2) 中国石油长庆油田分公司采油十一厂, 西安, 710200;

3) 中国煤炭地质总局航测遥感局遥感院, 西安, 710054; 4) 长安大学地球科学与资源学院, 西安, 710054

内容提要:新疆西昆仑康西瓦断裂带南缘的巴颜喀拉褶断带中分布着中生代三十里营房-泉水沟岩浆岩带, 该带中最典型的岩体即为大红柳滩岩体, 其主要岩性为中细粒二长花岗岩。结合锆石阴极发光图像(CL)和 U、Th 元素特征, 通过 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年, 获得大红柳滩二长花岗岩体的年龄为 $220 \pm 2.2 \sim 217.4 \pm 2.2$ Ma, 时代属晚三叠世(T_3)。二长花岗岩含石榴子石和电气石, 具有高硅(SiO_2 为 71.77%~74.20%)、富碱($Na_2O + K_2O$ 为 6.18%~8.02%)、富钾(K_2O 为 3.03%~5.30%)、铝饱和指数较高(A/CNK 介于 1.20~1.59)的典型特点, 属高钾钙碱性过铝质系列。岩石相对富集轻稀土且轻重稀土元素分馏明显(LREE/HREE 为 10.21~11.82, $(La/Yb)_N$ 为 24.06~31.65), 具有强烈的铕负异常(δEu 为 0.25~0.44); 明显富集 Ta、Hf 等高场强元素及 Rb、Th、U 等大离子亲石元素, 而贫 Ba、Sr、Ti、Nb、Zr 等元素, 显示经历了较高分化的分异演化(分异指数 DI 平均 89.40%), 综合矿物组合和地球化学特征的判别表明, 大红柳滩岩体属于高分异的 S 型花岗岩, 是同碰撞背景下壳源物质部分熔融的产物。根据岩体的成因类型并结合区域构造环境演化, 分析认为晚三叠世随着古特提斯洋向北消减直至最终闭合, 构造应力由俯冲作用转化为碰撞挤压作用环境时形成了大红柳滩岩体, 表明该区在晚三叠世已进入陆-陆碰撞造山的构造演化阶段。

关键词: 大红柳滩岩体; 二长花岗岩; 晚三叠世; 高分异 S 型花岗岩; 同碰撞环境

新疆西昆仑地区位于青藏高原西北缘和中央造山带的最西段, 地处塔里木陆块西南缘(图 1a), 是古亚洲构造域、秦祁昆构造域和特提斯构造域的结合部位(任纪舜, 1999; 姜耀辉等, 1999; 姜春发等, 2000), 陆内消减、走滑作用强烈, 大地构造位置特殊(姜耀辉等, 2000; 张传林等, 2005), 是研究喀喇昆仑-西昆仑地质演化的重要地区。西昆仑地区的花岗岩类十分发育, 主要分布于西昆仑造山带(岩浆弧)、南羌塘地块的西北端以及巴颜喀拉褶断带的西部, 形成时期包括前寒武纪、加里东期、华力西期、印支期和喜马拉雅期, 但以华力西期花岗岩为主。许多学者对该区的花岗岩做过研究(方锡廉等, 1990; 潘裕生等, 1996; 张玉泉等, 1998; 姜耀辉等, 2001; 张传林等, 2003; 崔春龙等, 2009; 康磊等, 2012a; 高晓峰等, 2013; 吴玉峰等, 2013; 陈海云等, 2014), 但这些研究基本集中在西昆仑的塔什库尔干地区和库地

一带, 其他地区的研究非常薄弱。

大红柳滩岩体位于新疆皮山县的大红柳滩兵站(新藏公路 486 km)附近, 呈独立的大岩基带状展布(图 1a)。由于自然环境恶劣, 交通条件差, 对于该岩体的研究非常有限, 在 1:25 万岔路口幅地质调查报告根据岩石地球化学特征研究, 认为该岩体为来自下地壳的古老大陆壳部分熔融形成的 A 型花岗岩^①。对于该岩体的形成时代, 新疆地矿局第二地质大队(1985)在红柳滩黑云母二长花岗岩中获得黑云母 K-Ar 法同位素年龄 163.44 Ma, 属于中侏罗世(J_2); 而新疆地矿局第一区域地质调查队(1987)在康西瓦南二长花岗岩中获得黑云母 K-Ar 法同位素年龄 117.2 Ma^②, 属于早白垩世(K_1)。上述两组数据测年方法一致, 年龄差别却很大, 一方面可能是采样地点不同所致, 另一方面可能与复式岩体的多期次侵入有关, 还有可能是测年方法本身的

注: 本文为国家科技支撑计划项目(编号 2011BAB06B05-02)、国家自然科学基金项目(编号 41302051)和中国地质调查局项目(编号 1212011120541)联合资助成果。

收稿日期: 2014-12-15; 改回日期: 2015-03-17; 责任编辑: 周健。

作者简介: 乔耿彪, 男, 1979 年生。高级工程师, 主要从事成矿规律和矿产预测研究。Email: qgb408@163.com。

精度较低,误差较大所致。综上所述,现有资料对该岩体的形成时代认识模糊,对该岩体的岩石成因方面研究较为欠缺。大红柳滩岩体位于巴彦喀拉褶断带中,对追溯西昆仑地区区域构造演化发展具有重要的指示意义,有必要进一步研究。本文以大红柳滩岩体为研究对象,通过岩石学、地球化学和高精度同位素年代学等手段,来限定岩体的地球化学特征和形成时代,进而探讨岩石成因、构造环境等问题,从而为西昆仑区域构造演化发展提供新信息。

1 区域地质背景

新疆西昆仑地区被公格尔-柯岗断裂带(F_1)、康西瓦-鲸鱼湖断裂带(F_2)、大红柳滩断裂带(F_3)和喀喇昆仑断裂带(F_4)划分成塔里木陆块(TRMB)、西昆仑造山带(WKLS)、巴颜喀拉褶断带(BYF)、甜水海地块(TSHT)和南羌塘地块(SQT)5 个主要构造单元(丁道桂, 1996; 潘裕生, 1996; Xiao et al., 2001; Jiang et al., 2002; 方爱民等, 2003; 袁超等, 2003; Wang et al., 2004; 张传林等, 2006; Ye et al., 2008; 于晓飞等, 2011)。大红柳滩二长花岗岩体构造位置上位于巴颜喀拉晚古生代—中生代边缘裂陷带内(图 1a)。

巴颜喀拉褶断带分布的地层主要为晚古生代二叠纪黄羊岭群(PH)和中生代三叠纪巴颜喀拉山群(TB),总体上为一套碎屑岩—碳酸盐岩建造。该区岩浆活动较弱,出露的主要侵入岩体均分布于中生代三十里营房—泉水沟构造-岩浆岩带中^①,较大的岩体包括红柳滩南部的大红柳滩岩体和其东部的泉水沟岩体。大红柳滩岩体在西昆仑南部的康西瓦—红柳滩一带出露较广,处于北西向康西瓦-鲸鱼湖断裂带(F_2)与北西向红柳滩断裂带(F_3)所夹持的区域内(图 1a 小方框),走向为近北西—南东。

2 岩石、矿物学特征

岩体主要分布于喀拉喀什河南侧及大红柳滩两侧,多呈长条形或近椭圆形,长轴方向为北西—南东向,与区域构造线一致。岩体展布平行于红柳滩断裂带,并沿红柳滩断裂带侵位。岩性主要为中粒二长花岗岩、细粒二长花岗岩、中细粒花岗闪长岩、条带状英云闪长岩等,为一脉动型侵入的中、酸性复式岩体,空间上岩体具有由西而东酸性程度逐渐增高的趋势。岩体呈岩基状侵位于周围古元古代康西瓦岩群(Pt_1K)和三叠系巴颜喀拉山群(TB)之中。岩体与围岩接触面陡倾,部分岩体内部和边部含有大

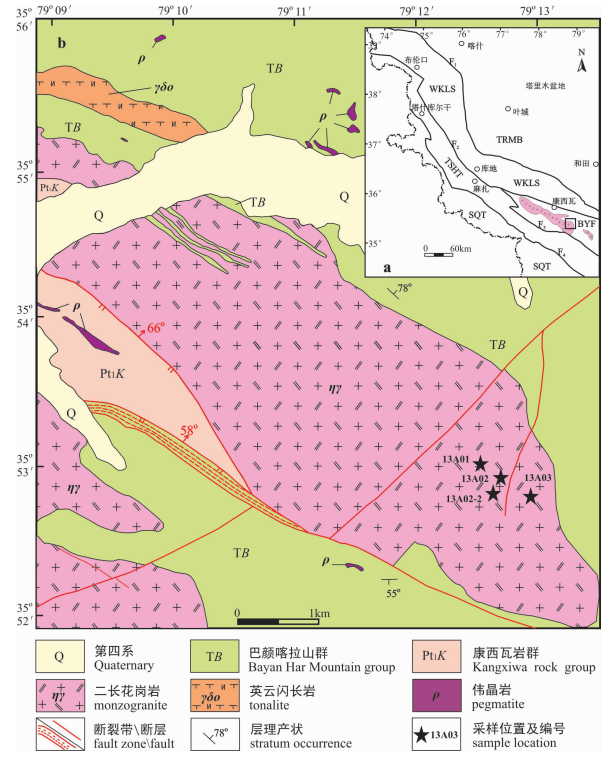


图 1 新疆西昆仑地区大地构造位置(a)及侵入岩分布图(b)(据陕西省地质调查院修改, 2006^①)
Fig. 1 Geotectonic position (a) and distribution (b) of intrusive rocks in the Western Kunlun area of Xinjiang (modified after Shaanxi Geological Survey, 2006^①)

TRMB—塔里木板块; WKLS—西昆仑造山带; TSHT—甜水海地块; BYF—巴颜喀拉褶断带; SQT—南羌塘地块; F_1 —公格尔-柯岗大断裂; F_2 —康西瓦-鲸鱼湖大断裂; F_3 —大红柳滩断裂; F_4 —喀喇昆仑大断裂
TRMB—Tarim Landmass; WKLS—Western Kunlun orogenic belt; TSHT—Tianshuihai Landmass; BYF—Bayan Har folded and faulted zone; SQT—Southern Qiangtang Landmass; F_1 —Kongur-kegang fault belt; F_2 —Kangxiwar-Jingyuhu fault belt; F_3 —Dahongliutan fault belt; F_4 —Karakorum fault belt

量不规则状围岩捕虏体,围岩有较为明显的接触变质作用,发育 3~10 m 的角岩带。

岩体经野外观察和实验室镜下鉴定,定名为中细粒二长花岗岩。岩石呈块状构造(图 2a、b),细粒花岗结构,其显微结构如图 2c、2d。岩石矿物主要由斜长石、钾长石、石英、黑云母和白云母组成;副矿物为磁铁矿、锆石、磷灰石、电气石和石榴子石等;次生矿物可见绢云母、高岭土、伊利石、绿泥石和硅质等;其矿物特征与 Barbarin 花岗岩分类中富钾钙碱性花岗岩类(KCG)较相近(Barbarin, 1999)。

斜长石呈半自形板状,杂乱分布,大小一般 0.5~1.0 mm,少数可达 1.0~2.0 mm。可见轻度绢云



图 2 大红柳滩二长花岗岩体的野外露头(a,b)和显微镜下偏光(c,d,e,f)照片
Fig. 2 Field photographs (a,b) and microphotographs (c,d,e,f) of Dahongliutan monzogranite
Mc—微斜长石; Pl—斜长石; Qtz—石英; Ms—白云母; Bi—黑云母; Tur—电气石; Grt—石榴子石
Mc—Microcline; Pl—plagioclase; Qtz—quartz; Ms—muscovite; Bi—biotite; Tur—tourmaline; Grt—garnet

母化、伊利石化和高岭土化。晶粒内常见聚片双晶和卡钠复合双晶(图 2c),用 $\perp(010)$ 晶带最大消光角法测定斜长石牌号 $An = 27$,为更长石。斜长石含量 25%~31%。

钾长石呈近半自形板状,杂乱分布,大小一般 0.3~1.0 mm,部分 1.0~2.0 mm,少见 2.0~5.0 mm。局部略显伊利石化和高岭土化。钾长石常见

格子双晶、钠质条纹,条纹为微细脉状,属固溶体出溶产物。钾长石活化明显,交代斜长石,使其有补块等交代结构。晶粒内可见半自形斜长石与他形石英包体。钾长石种属为微斜长石(图 2c,d)。钾长石含量 15%±。

石英他形粒状,杂乱分布,大小一般 0.2~2.0 mm,集合体似条痕状、条纹状定向分布,部分略显

重结晶,波状消光明显,常见带状消光。石英含量 30%~40%。

白云母呈片状(图 2c、d),片直径 0.3~1.5 mm,零散分布,解理弯曲明显,波状消光。白云母含量 5%~10%。

黑云母也呈片状(图 2d),片径 0.5~1.0 mm,零散分布,多色性明显: $N_g' =$ 褐色, $N_p' =$ 浅褐黄色。黑云母局部被绿泥石、白云母交代。黑云母含量 3%~5%。

电气石多呈板条状(图 2c、e),大小一般 1.0~1.5 mm,零散分布,多色性明显,常见淡褐色、淡蓝绿色。电气石种属以铁电气石为主。

石榴子石为半自形粒状(图 2e、f),大小一般 0.5~1.0 mm,部分 0.2~0.5 mm,星散状分布,局部见定向特征(图 2f),显示其物质来源属壳源。石榴子石种属以铁铝榴石为主。

3 锆石 U-Pb 同位素定年

3.1 样品采集与分析测试

本次研究采取了 1 个样品开展岩体的年代学研究,采样位置: N 35°52'52.26", E 79°12'42.8", H 4659 m,岩性为二长花岗岩(图 1)。样品重量为 3 kg,除切片和少量用于岩石地球化学分析外,其余全部用于挑选锆石,碎样和锆石挑选由廊坊区域地质调查队完成。所选锆石不进一步筛选,全部置于环氧树脂中,待固结后抛磨至锆石粒径的大约 1/2,使锆石内部充分暴露,然后进行锆石的光学、CL 显微图像及测年分析。

在目前所有的锆石微区原位测试技术中,离子探针(sensitive high resolution ion micro-probe,简称 SHRIMP)的灵敏度、空间分辨率最高(束斑直径可达到 8 μm),而且对样品破坏小(剥蚀深度 < 5 μm)(Davis, 2003; Ireland, 2003),需要的待测锆石数量相对较少,是当前最先进、精确度最高的微区原位测年方法。因此,本次锆石的 U-Pb 同位素定年采用 SHRIMP 方法进行。

锆石定年在离子探针中心的 SHRIMP II 上完成。详细的分析流程与文献的描述参考 Williams (1998)、宋彪等(2002)。测试中一次离子流强度约为 5 nA,一次离子流束斑直径约为 30 μm 。测年前的清洗时间为 120 s。分别采用标准锆石 TEM 和 M257 进行元素间的分馏校正及 U 含量标定;其中 TEM 具有 U-Pb 谐和年龄,其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 417 Ma,用于标定待测样品的年龄;M257

的年龄为 561.3 Ma, $U = 840 \times 10^{-6}$,用于标定 U/Pb 比。原始数据的处理和锆石 U-Pb 谐和图的绘制采用 Ludwig 博士编写的 Squid 和 Isoplot 程序(Ludwig, 2001)。普通铅校正根据实测的 ^{204}Pb 进行,普通铅的组成根据 Stacey 等(1975)给出的模式计算得到。表 1~3 中,年龄误差为 1 σ 绝对误差,同位素比值误差为 1 σ 相对误差;文中所使用的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄或 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均值和谐和年龄计算值具 95% 的置信度(2 σ)。测试过程中,TEM 和未知锆石测定比例为 1:3~1:4 并采用 5 组扫描。

3.2 分析结果

二长花岗岩中挑选出来的锆石数量较多,用于测试的锆石大多呈自形程度较高的浅黄色一无色透明的长柱状,个别短柱状,柱状晶体长宽比约为 2:1,锆石粒度多在 100~150 μm (图 3a)。锆石阴极发光 CL 图像(由北京离子探针中心扫描电镜实验室完成)显示,锆石形态完整,晶形完好,晶棱锋锐、清晰,整体发光性较好;锆石多具有明显的核-边结构特征(除图 3a 中 5、7、10 号点),核部与边部界线清晰且阴极发光强度不同,核部残留的继承锆石阴极发光明显强于后期的岩浆增生边(图 3a 中 2、6、11、12、13 号锆石),说明继承核的 U 含量很低(刘建辉等, 2011)。后期的岩浆增生边显示比较清晰的振荡环带结构,具岩浆成因结构特点(图 3a)。

对二长花岗岩样品中挑出的锆石进行了 16 次测试,环带发育的后期岩浆增生边部测试 9 个点,继承性锆石核部测试 5 个点(图 3a)。锆石的 Th 含量为 $23 \times 10^{-6} \sim 622 \times 10^{-6}$,变化波动范围较大;U 含量差别更大,前 6 个测点的 U 介于 $242 \times 10^{-6} \sim 989 \times 10^{-6}$,后 10 个测点的 U 介于 $1377 \times 10^{-6} \sim 4740 \times 10^{-6}$;Th/U 比值主要集中于 0.005~0.20,少数 0.52~0.60(3 个点)。

样品的年龄数据进行处理后,发现年龄信息较为丰富,分布范围较广。测年数据包含有 1734.1~560.7 Ma、509.1~279.7 Ma 和 251.2~217.4 Ma 的 3 类结果,其中前两类数据由于普通铅含量较少与谐和线发生了偏离(图 3b)。谐和度较好的 10 组分析点(图 3c)中有 6 组具有较集中的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄值,介于 $232.8 \pm 2.4 \sim 239.5 \pm 3.1$ Ma 之间(图 3d、e,表 1),其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄值为 236.0 ± 2 Ma,对应的 MSWD = 1.1。但是,计算的 6 个测点的年龄(图 3a 中 8、11、12、13、14、16 号锆石),其中间均有继承核,可能代表混合年龄,而获得

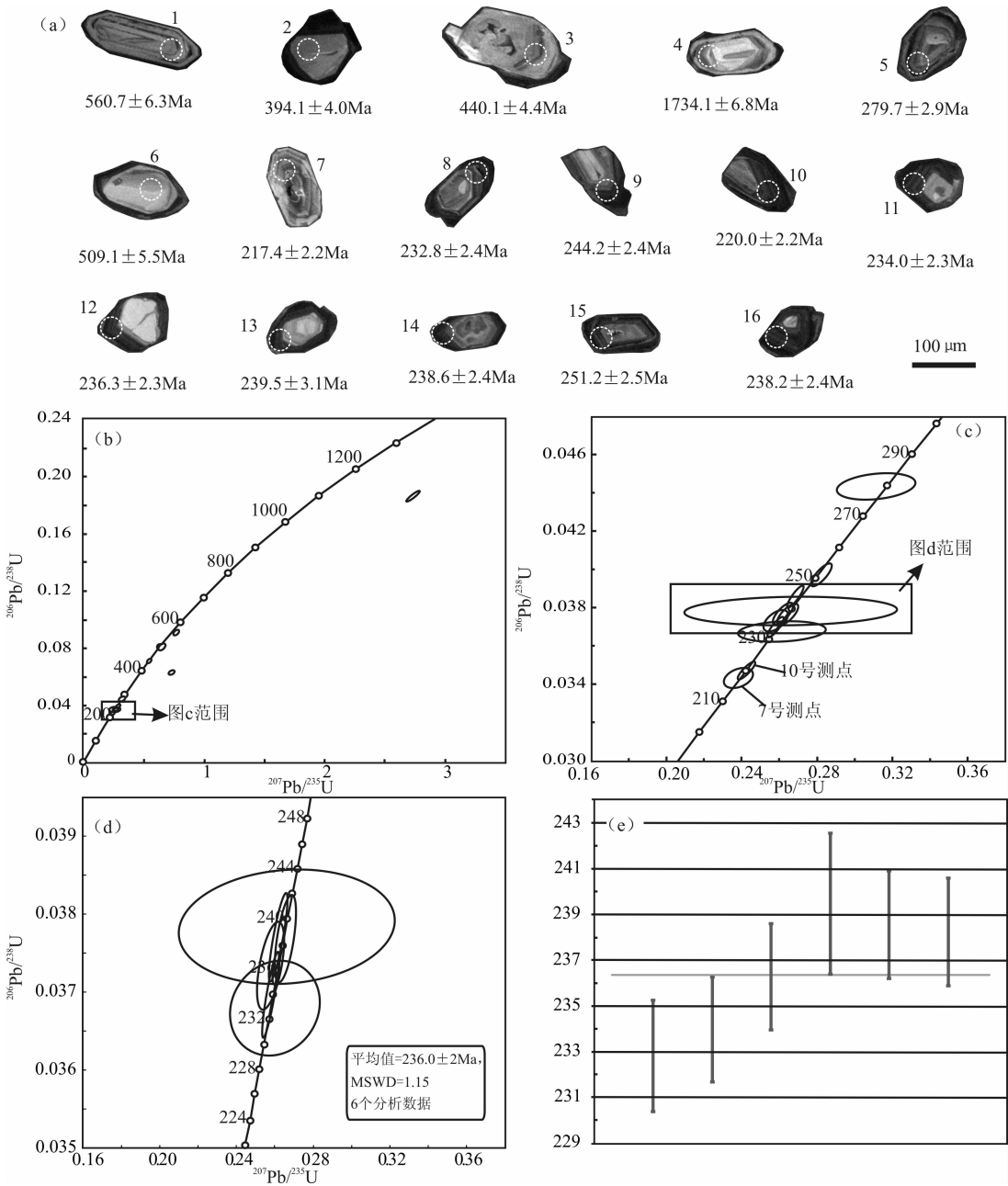


图 3 大红柳滩二长花岗岩锆石阴极发光图像及 U-Pb 年龄值(a)和锆石 U-Pb 谐和图(b、c、d、e)
Fig. 3 Zircon CL images for microbeam analyzed spots and apparent U-Pb ages (a)
and zircon U-Pb concordia diagram (b, c, d, e) of the Dahongliutan monzogranite

的图 3a 中 7、10 号两个锆石测点其中间没有核，因而其年龄最年轻 (217.4 ± 2.2 Ma 和 220 ± 2.2 Ma)，很有可能代表成岩年龄(图 3c)。因此，大红柳滩二长花岗岩的成岩年龄为 $220 \pm 2.2 \sim 217.4 \pm 2.2$ Ma，时代属晚三叠世(T_3)。

对于该岩体的形成时代，本次测年获得的数据与前人黑云母 K-Ar 法获得的同位素年龄 163.44 Ma 和 117.2 Ma 相差很大，考虑到 K-Ar 法年龄值误差较大且测试年代较早，故认为新测得的晚三叠

世年龄值更为可靠。

4 岩石地球化学

本次野外共采集样品 7 件，均避开破碎、蚀变部位，确保所采样品新鲜、未经风化和后期改造。采样点位置见图 1。对样品进行了主量元素、稀土元素和微量元素测定。岩石的元素组成分析在国土资源部西安矿产资源监督检测中心完成。样品主量元素含量用 X 射线荧光光谱仪(XRF-1800)测试完成，

表 1 大红柳滩二长花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 同位素测试结果

Table 1 SHRIMP U-Pb isotopic analyses for zircons from the Dahongliutan monzogranite

测点	$^{206}\text{Pb}_e$ (%)	U ($\times 10^{-6}$)	Th ($\times 10^{-6}$)	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ ($\times 10^{-6}$)	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm\%$	误差 相关系数	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄 及误差(Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄 及误差(Ma)	不谐和度 (%)	
13A02-2.1	0.16	647	128	0.20	50.6	0.06124	0.98	0.7670	1.5	0.09090	1.2	0.768	560.7	648.0	± 21.0	13
13A02-2.2	0.07	556	35	0.07	30.1	0.08360	0.83	0.7267	1.3	0.06304	1.1	0.787	394.1	1,283.0	± 16.0	69
13A02-2.3	0.03	658	334	0.52	40.0	0.05538	0.92	0.5395	1.4	0.07066	1.0	0.750	440.1	427.0	± 21.0	-3
13A02-2.4	0.06	917	70	0.08	146.0	0.10614	0.37	2.7190	1.1	0.18580	1.0	0.940	1,098.0	1,734.1	± 6.8	37
13A02-2.5	1.86	989	579	0.60	38.4	0.05090	4.40	0.3110	4.5	0.04435	1.1	0.235	279.7	238.0	± 100.0	-18
13A02-2.6	0.08	242	141	0.60	17.1	0.05711	1.40	0.6470	1.8	0.08218	1.1	0.619	509.1	496.0	± 32.0	-3
13A02-2.7	0.51	1377	62	0.05	40.8	0.05037	1.80	0.2383	2.1	0.03431	1.0	0.492	217.4	212.0	± 42.0	-2
13A02-2.8	5.62	2746	57	0.02	91.9	0.05150	5.80	0.2610	5.9	0.03678	1.1	0.181	232.8	262.0	± 130.0	11
13A02-2.9	—	3184	582	0.19	106.0	0.05039	0.53	0.2682	1.1	0.03861	1.0	0.884	244.2	213.0	± 12.0	-15
13A02-2.10	—	2683	46	0.02	80.0	0.05064	0.66	0.2424	1.2	0.03471	1.0	0.835	220.0	224.0	± 15.0	2
13A02-2.11	0.03	3919	90	0.02	124.0	0.05058	0.53	0.2578	1.1	0.03697	1.0	0.882	234.0	222.0	± 12.0	-6
13A02-2.12	0.88	4216	44	0.01	136.0	0.05012	1.40	0.2580	1.7	0.03734	1.0	0.580	236.3	200.0	± 33.0	-18
13A02-2.13	1.21	3856	40	0.01	127.0	0.05100	14.00	0.2660	14.0	0.03785	1.3	0.093	239.5	241.0	± 320.0	1
13A02-2.14	0.12	4403	42	0.01	143.0	0.05032	0.72	0.2616	1.2	0.03770	1.0	0.814	238.6	210.0	± 17.0	-14
13A02-2.15	0.08	4010	622	0.16	137.0	0.05152	0.84	0.2822	1.3	0.03973	10.0	0.763	251.2	264.0	± 19.0	5
13A02-2.16	0.25	4740	23	0.01	154.0	0.05091	1.00	0.2643	1.4	0.03765	1.0	0.707	238.2	237.0	± 23.0	-1

注: Pb_e 为普通铅的 ^{206}Pb 的百分比, Pb^* 代表放射成因铅, 用于校正待测样品并与此同时测定的标准样品的误差在 0.33% (1σ), 普通铅校正采用实测的 ^{204}Pb 。

称取 0.7 g 样品, 加入适量硼酸, 高温熔融成玻璃片, 最后在 XRF (仪器为荷兰帕纳科公司 Axios 4.0 kw 顺序式) 上用外标法测定氧化物含量, 分析误差优于 1%, 其中 FeO 含量通过湿化学方法测定。微量和稀土元素分析采用电感耦合等离子体质谱仪 (ICP-MS) 完成, 先将样品粉碎并在玛瑙罐中磨细至 200 目, 取 50 mg 置于 Teflon 烧瓶, 分别用 HNO_3 和 HF 溶解 2 d, 然后加入 HClO_4 进一步溶解, 水浴蒸干后用 5% HNO_3 溶液将样品稀释到 50 ml, 最后在等离子体质谱仪 (仪器为美国热电公司 Series II 型) 上采用内标法进行测定, 分析精度优于 5%。元素分析结果见表 2。

4.1 主量元素特征

根据主量元素分析结果, 大红柳滩二长花岗岩 SiO_2 含量为 71.77%~74.20%, 较为富硅; Al_2O_3 含量为 13.94%~15.06%, 铝饱和指数 A/CNK 介于 1.20~1.59, 在 $\text{A}/\text{CNK} - \text{A}/\text{NK}$ 图解中处在过铝质范围内 (图 4a); Na_2O 含量为 2.51%~3.42%, K_2O 含量为 3.03%~5.30%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0.96 \sim 2.11$, 全碱变化于 6.18%~8.02%, 里特曼指数 δ 变化于 1.26~2.16, $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ 图解反映岩石主体属于高钾钙碱性系列 (图 4b); CaO 和 TiO_2 含量低, 分别为 0.48%~0.83% 和 0.12%~0.21%; MgO 含量为 0.31%~1.52%, 全铁 TFeO 含量为 1.21%~1.70%, TFeO/MgO 比值介于 1.09~5.47, 平均 3.31, 显示富铁贫镁。根据 CIPW 标准矿物计算, 出现有刚玉 (3.24%~6.32%), 显示过铝质特点。根据主量元素分析结果绘制的 TAS 图解 (图 5) 中, 样品均落于花岗岩区域。总体上, 大红柳滩二长花岗岩具有高硅、富碱、富钾的特征, 而 MgO 、 TiO_2 、 MnO 和 P_2O_5 含量较低, 表明其经历较强的结晶分异作用, 属高钾钙碱性系列过铝质花岗岩。

4.2 稀土、微量元素特征

二长花岗岩稀土元素总量 ΣREE 为 $52.39 \times 10^{-6} \sim 111.34 \times 10^{-6}$, 平均 92.70×10^{-6} , 含量较低。从球粒陨石标准化配分图 (图 6a) 来看, 稀土元素为右倾型配分模式, 相对富集轻稀土且分馏明显 (LREE/HREE 为 10.21~11.82, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 为 24.06~31.65, 强烈的负 Eu 异常 (δEu 为 0.25~0.44), 表明岩石可能经历了强烈的斜长石分离结晶作用。

从微量元素原始地幔标准化分布曲线 (图 6b) 来看, 岩石相对富集 Ta、Hf 等高场强元素及

表 2 大红柳滩二长花岗岩主量元素(%)、微量元素($\times 10^{-6}$)、稀土元素($\times 10^{-6}$)分析结果表

Table 2 Compositions of major element (%), trace element ($\times 10^{-6}$) and REE ($\times 10^{-6}$) of the Dahongliutan monzogranite

样品编号	13A011	13A0113	13A021	13A0213	13A0214	13A03	13A031
岩性	细粒二长花岗岩	细粒二长花岗岩	细粒二长花岗岩	细粒二长花岗岩	细粒二长花岗岩	细粒二长花岗岩	细粒二长花岗岩
SiO ₂	74.20	73.29	72.44	72.84	72.78	71.77	72.82
TiO ₂	0.12	0.20	0.20	0.20	0.20	0.21	0.20
Al ₂ O ₃	14.50	15.06	14.28	14.76	14.75	13.94	14.41
Fe ₂ O ₃	0.19	1.44	0.070	0.32	0.55	0.69	0.12
FeO	1.04	0.40	1.46	1.21	0.83	1.03	1.55
MnO	0.05	0.16	0.03	0.03	0.04	0.07	0.05
MgO	0.37	0.31	0.91	0.31	0.47	1.52	0.41
CaO	0.48	0.56	0.82	0.76	0.74	0.82	0.83
Na ₂ O	3.42	3.15	3.07	3.08	2.77	2.51	3.01
K ₂ O	3.82	3.03	4.91	4.94	5.10	5.30	4.98
P ₂ O ₅	0.28	0.25	0.32	0.29	0.29	0.27	0.31
烧失量	1.25	2.15	1.40	1.25	1.49	1.57	1.30
总和	99.72	100.00	99.91	99.99	100.01	99.70	99.99
K ₂ O+Na ₂ O	7.24	6.18	7.98	8.02	7.87	7.81	7.99
K ₂ O/Na ₂ O	1.12	0.96	1.60	1.60	1.84	2.11	1.65
TFeO/MgO	3.27	5.47	1.67	4.83	2.82	1.09	4.04
δ	1.68	1.26	2.16	2.16	2.08	2.12	2.14
A/CNK	1.36	1.59	1.20	1.25	1.29	1.23	1.22
A/NK	1.49	1.78	1.38	1.42	1.46	1.41	1.39
AI	0.67	0.56	0.72	0.71	0.68	0.71	0.72
CIPW 标准矿物计算							
石英(Qz)	38.74	42.77	33.00	34.41	35.84	33.75	34.04
钙长石(An)	0.56	1.17	2.01	1.90	1.80	2.35	2.12
钠长石(Ab)	29.39	27.26	26.37	26.39	23.79	21.64	25.81
正长石(Or)	22.93	18.31	29.46	29.57	30.59	31.92	29.82
刚玉(C)	4.61	6.32	3.24	3.71	4.08	3.29	3.34
紫苏辉石(Hy)	2.61	2.13	4.69	2.49	2.01	4.98	3.58
钛铁矿(Il)	0.23	0.39	0.39	0.38	0.39	0.41	0.38
磁铁矿(Mt)	0.28	1.06	0.10	0.47	0.81	1.02	0.18
磷灰石(Ap)	0.66	0.59	0.75	0.68	0.68	0.64	0.73
合计	100.01	100.00	100.01	100.00	99.99	100.00	100.00
分异指数(DI)	91.06	88.34	88.83	90.37	90.22	87.31	89.67
Ag	0.38	—	1.07	—	—	5.78	—
Pb	72.40	119.00	132.00	106.00	140.00	824.00	52.80
Zn	103.00	161.00	99.90	96.70	79.80	104.00	73.20
Cr	11.00	5.59	36.30	7.12	16.00	96.20	6.97
Ni	9.62	2.12	34.90	2.96	9.48	71.10	3.18
Co	1.04	1.15	3.02	1.52	1.75	5.49	2.38
Rb	242.00	284.00	312.00	326.00	326.00	316.00	335.00
Cs	7.00	11.30	14.30	13.60	13.50	14.00	23.10
Sr	71.70	130.00	73.30	84.60	105.00	104.00	62.90
Ba	1050.00	142.00	419.00	280.00	274.00	408.00	264.00
V	4.57	8.64	9.09	8.61	8.83	10.4	8.62
Sc	0.10	4.80	1.81	6.69	5.22	2.51	6.52
Nb	10.20	24.20	13.70	19.00	18.40	14.50	19.00
Ta	1.35	1.79	2.30	1.42	1.42	1.93	1.46
Zr	61.30	92.90	88.00	88.10	94.40	95.60	92.80
Hf	2.56	3.08	3.06	2.90	3.01	3.22	2.97
Ga	20.40	24.30	21.60	22.40	22.40	23.60	21.80
U	15.10	23.00	15.30	13.90	9.35	10.60	3.78
Th	6.68	11.50	12.10	10.60	11.20	12.60	11.40
La	10.40	20.50	20.60	18.50	19.40	22.50	20.90

续表 2

样品编号	13A011	13A0113	13A021	13A0213	13A0214	13A03	13A031
岩性	细粒二长花岗岩	细粒二长花岗岩	细粒二长花岗岩	细粒二长花岗岩	细粒二长花岗岩	细粒二长花岗岩	细粒二长花岗岩
Ce	21.90	42.50	43.30	38.80	40.50	47.50	42.70
Pr	2.66	4.95	5.02	4.62	4.82	5.62	5.13
Nd	9.97	17.90	19.00	16.60	17.50	21.40	18.20
Sm	2.53	4.23	4.66	4.06	4.22	5.11	4.27
Eu	0.26	0.33	0.46	0.54	0.47	0.52	0.54
Gd	2.04	3.62	3.70	3.32	3.45	3.95	3.82
Tb	0.29	0.48	0.50	0.46	0.48	0.51	0.51
Dy	1.30	2.12	2.36	1.98	2.12	2.39	2.18
Ho	0.20	0.32	0.36	0.29	0.30	0.38	0.33
Er	0.43	0.69	0.81	0.66	0.70	0.78	0.72
Tm	0.06	0.09	0.10	0.09	0.09	0.09	0.10
Yb	0.31	0.51	0.58	0.54	0.56	0.51	0.59
Lu	0.05	0.08	0.08	0.08	0.09	0.07	0.09
Y	5.39	8.06	8.97	7.64	8.18	9.24	8.58
Rb/Ba	0.23	2.00	0.74	1.16	1.19	0.77	1.27
Rb/Sr	3.38	2.18	4.26	3.85	3.10	3.04	5.33
10000Ga/Al	2.66	3.05	2.86	2.87	2.87	3.20	2.86
ΣREE	52.39	98.32	101.53	90.55	94.70	111.34	100.08
LREE	47.72	90.41	93.04	83.12	86.91	102.65	91.74
HREE	4.67	7.91	8.49	7.43	7.79	8.69	8.34
LREE/HREE	10.21	11.44	10.96	11.19	11.15	11.82	11.00
(La/Yb) _N	24.06	28.83	25.48	24.57	24.85	31.65	25.41
(La/Sm) _N	2.65	3.13	2.85	2.94	2.97	2.84	3.16
(Gd/Yb) _N	5.44	5.87	5.28	5.09	5.10	6.41	5.36
δEu	0.34	0.25	0.33	0.44	0.37	0.34	0.40
δCe	1.00	1.00	1.01	1.00	1.00	1.01	0.98

注：A/CNK=Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O) (mol)；A/NK=Al₂O₃/(Na₂O+K₂O) (mol)；AI=(Na₂O+K₂O) / Al₂O₃ (mol)；分异指数(DI)=Qz+Or+Ab。

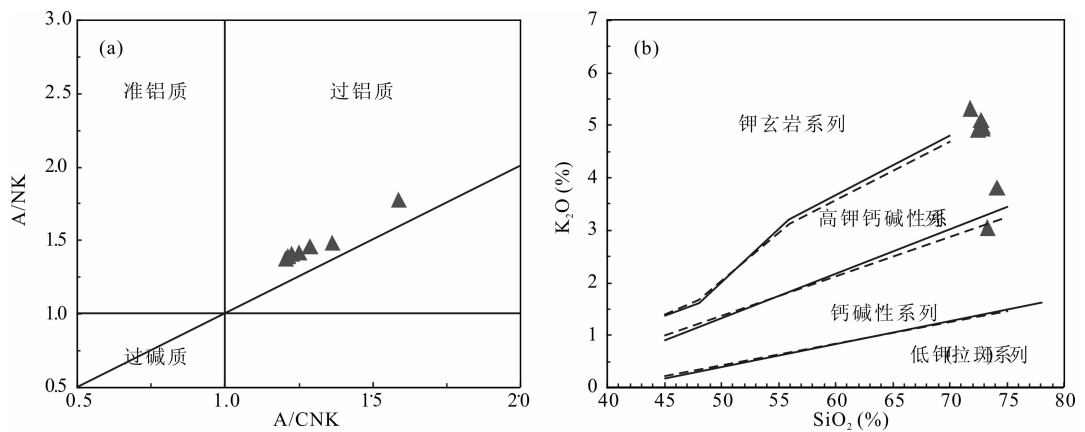


图 4 大红柳滩二长花岗岩 A/NK-A/CNK(a,据 Rickwood, 1989)及 K₂O-SiO₂(b, 据 Maniar et al. , 1989)图解
Fig.4 Diagrams of A/NK-A/CNK (a, after Rickwood, 1989) and K₂O-SiO₂ (b, after Maniar et al. , 1989) of the Dahongliutan monzogranite

Rb、Th、U 等大离子亲石元素(表 1),而贫 Ba、Sr、Ti、Nb、Zr 等元素。Ti 不相容元素的强烈亏损指示岩体经历了较高分异演化,分离结晶矿物相主要为斜长石和钛铁矿等。

5 讨论

5.1 成因类型

目前花岗岩成因类型最为常用的分类包括 I

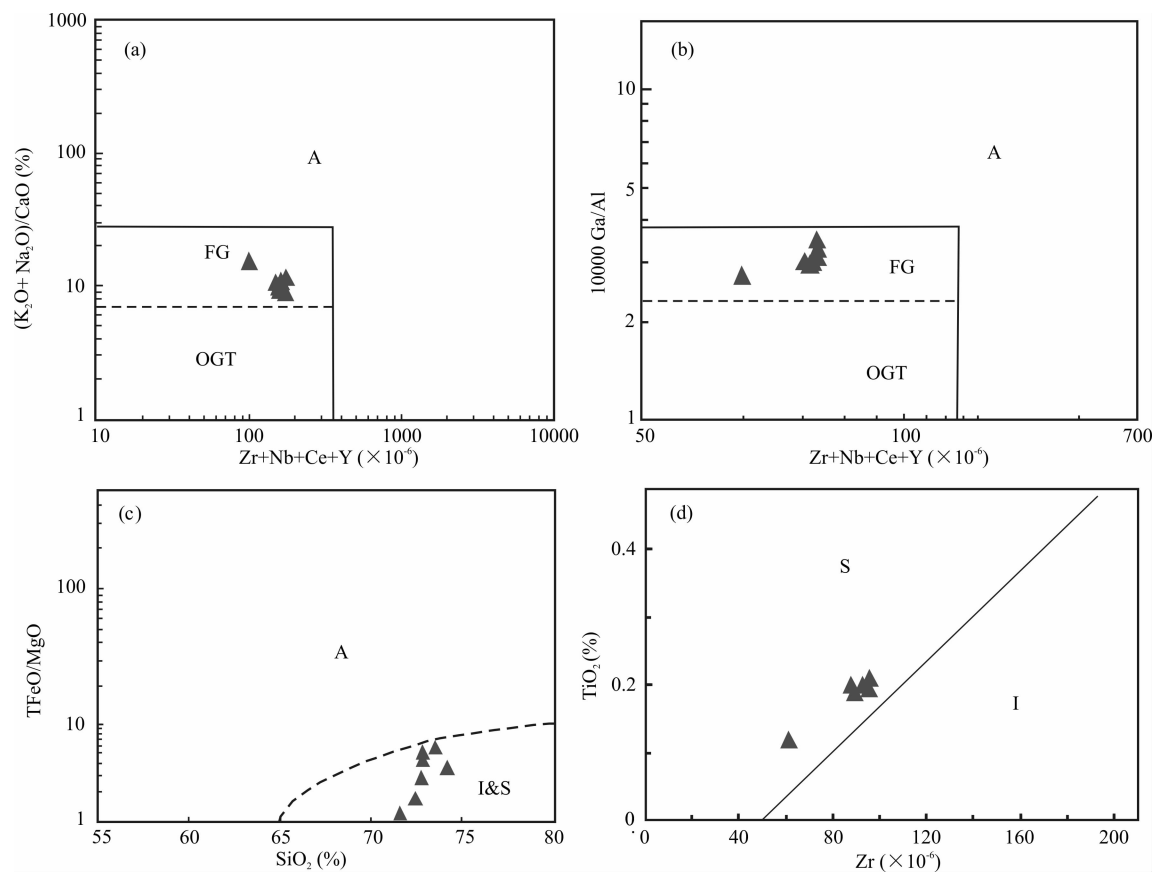


图 7 大红柳滩花岗岩成因类型判别图解

Fig. 7 Discrimination diagrams of granite genetic types for the Dahongliutan monzogranite

(a) $-(Zr+Nb+Ce+Y)-((K_2O+Na_2O)/CaO)$ 图解(据 Whalen et al. , 1987); (b) $-(Zr+Nb+Ce+Y)-10000Ga/Al$ 图解(据 Eby, 1990); (c) $-SiO_2-TFeO/MgO$ 图解(据 Eby, 1990); (d) $-Zr-TiO_2$ 图解; FG—高分异的 M, I, S 型花岗岩; OGT—未分异的 M, I, S 型花岗岩
(a) $-(Zr+Nb+Ce+Y)$ vs $((K_2O+Na_2O)/CaO)$ diagram (after Whalen et al. , 1987); (b) $-(Zr+Nb+Ce+Y)$ vs $10000Ga/Al$ diagram (after Eby, 1990); (c) $-SiO_2$ vs $TFeO/MgO$ diagram (after Eby, 1990); (d) $-Zr$ vs TiO_2 diagram; FG—fractionated M-type, I-type, S-type granite; OGT—unfractionated M-type, I-type, S-type granite

3.31,而 A 型花岗岩较为富铁,通过 Eby(1990)区分 A 型花岗岩与分异的 I 型和 S 型花岗岩的 SiO_2-TFeO/MgO 图解(图 7c)可以看出,岩体样品均落入分异的 I 型和 S 型区域,进一步通过 $Zr-TiO_2$ 图解(图 7d)样品均落于 S 型区域,因此大红柳滩岩体应归为分异的 S 型花岗岩;⑤稀土和微量元素中 Zr、Ce、Y 等特征值的含量均较低, $Zr+Nb+Ce+Y$ 的含量为 $98.79 \times 10^{-6} \sim 167.66 \times 10^{-6}$,平均 152.19×10^{-6} ,远低于 A 型花岗岩的下限值 350×10^{-6} (Whalen et al. ,1987)。因此,认为大红柳滩二长花岗岩体虽然 $10000Ga/Al$ 比值较高与 A 型花岗岩有一定的相似性,但综合判断岩体应属分异的 S 型花岗岩。

5.2 岩浆起源及演化特征

岩石稀土元素为右倾型配分模式,强烈的负 Eu 异常,暗示了花岗岩经历了高度演化,斜长石分离对

岩浆分异演化起了重要的作用。微量元素强烈富集 Rb、Th、U 等元素,相对亏损 Ba、Sr、Ti、Nb 和 Zr 等元素,Rb 的强烈富集说明岩浆分异作用进行得很充分;Ti 的明显亏损指示钛铁矿的分离结晶,也暗示岩浆含有地壳成分;Ba、Sr 的亏损应与斜长石的分离结晶有关,与 Eu 的负异常相对应,也反映其可能是壳源物质低程度部分熔融的产物(Harris et al. , 1992),进一步印证了花岗岩经历了高度演化。因此,在该岩体的岩浆演化过程中应发生了以斜长石和含钛磁铁矿为主的分离结晶作用(李献华等, 2000)。

在 $La-La/Yb$ 图解(图 8)中,显示该岩体在形成过程中部分熔融与结晶分异作用均起重要作用。岩体的 Rb/Sr 比值为 $2.18 \sim 5.33$,大于上部陆壳的比值(0.32),表明其物源组分可能来自上部陆壳(Taylor et al. ,1985); La/Ta 比值为 $7.70 \sim 14.32$,

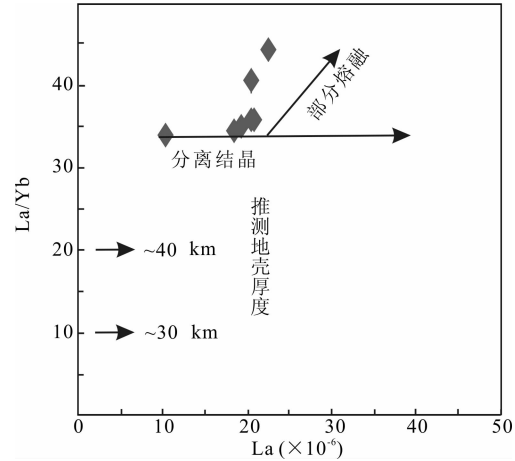


图 8 大红柳滩二长花岗岩 La-La/Yb 图解
(据 Chung et al. , 2009)

Fig. 8 La vs La/Yb diagram for the Dahongliutan monzogranite (after Chung et al. , 2009)

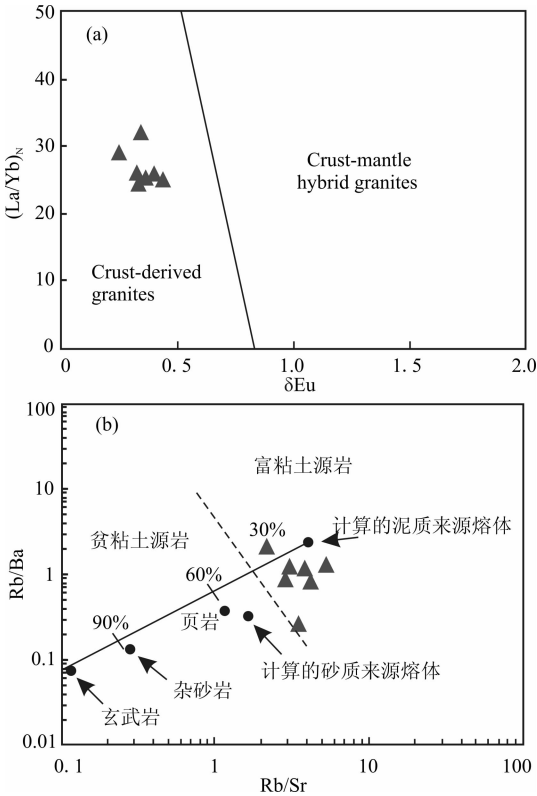


图 9 大红柳滩二长花岗岩 $\delta\text{Eu}-(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 图解
(据张士贞等, 2014)和 $\text{Rb}/\text{Sr}-\text{Rb}/\text{Ba}$ 图解
(据 Sylvester, 1998)

Fig. 9 δEu vs $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ (a, after Zhang et al. , 1989)
and Rb/Sr vs Rb/Ba diagram for the Dahongliutan monzogranite (b, after Sylvester, 1998)

物质的混染 (Lassiter et al. , 1997)。在 $\delta\text{Eu}-(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 图解 (图 9a) 中, 所有样品的投点都落在了壳源花岗岩区域, 同时在 $\text{Rb}/\text{Sr}-\text{Rb}/\text{Ba}$ 图解 (图 9b) 上也反映大红柳滩岩体的源区富黏土且以砂屑岩为主 (Sylvester, 1998)。结合岩石矿物中普遍见到的石榴子石及其所具有的定向排列特征, 表明大红柳滩岩体主要来自壳源物质的部分熔融。

由于陆壳自身不会发生重熔, 除非其自身存在大量过剩的放射性生热元素。研究区内的 S 型花岗岩富含生热元素 U、K、Th, 其中 U (U 平均 13×10^{-6}) 含量比世界上 F-S 型 (分异的 S 型) 花岗岩中的 (U = 6×10^{-6}) 相比明显富集; K (K_2O 平均 4.58%) 含量也高于 F-S 型的平均值 (K_2O = 4.56%) (Whalen et al. , 1987; 徐夕生等, 2010)。因此, 推测在岩石圈之下存在一个富含 U、K、Th 等生热元素的富集圈。该富集圈为下地壳发生的部分熔融提供热源, 促进上地壳物质与下地壳间的相互作用, 并于下地壳岩浆房中发生完全混合作用, 最后顺着区域大断裂带提供的上升通道侵入形成高放热元素 S 型花岗岩。

5.3 构造背景

一般认为, 强过铝质 S 型花岗岩是陆-陆碰撞挤压背景下由源区变质沉积岩经部分熔融的产物, 属壳源花岗岩, 是加厚地壳部分熔融的产物 (Pearce et al. , 1984; Harris et al. , 1986)。在侵入岩微量元素判别图解上 (图 10), 样品均位于同碰撞花岗岩区域, 说明其可能形成于同碰撞环境。

前人通过对西昆仑康西瓦断裂带变质岩系锆石定年以及相近邻区碎屑锆石裂变径迹定年的研究发现, 西昆仑地区曾在 235~267 Ma 之间发生过强烈的挤压隆升作用, 这与古特提斯洋的俯冲碰撞关系密切 (许志琴等, 2004; 张传林等, 2007; 刘函等, 2010)。康磊等 (2012c) 对西昆仑地区沉积建造的研究也发现该地区在晚二叠世一中三叠世整体明显缺失沉积记录, 这应与该期碰撞造山事件关系密切, 并且晚二叠世之前以海相沉积为主, 而中三叠世之后全部转变为陆相沉积, 可能标志着碰撞作用的结束。因此, 当晚三叠世随着古特提斯洋向北消减直至最终闭合 (毕华等, 1999; 韩芳林, 2006), 沿康西瓦断裂带两侧发生陆-陆碰撞, 在碰撞挤压作用下致使地壳加厚并发生大规模重熔, 导致了强烈的岩浆活动事件的发生, 因此在西昆仑康西瓦断裂带南缘形成了大红柳滩岩体。

远小于起源于岩石圈地幔或受其混染岩浆 La/Ta 比值的下限 (25), 暗示其岩浆应为壳源, 未受到幔源

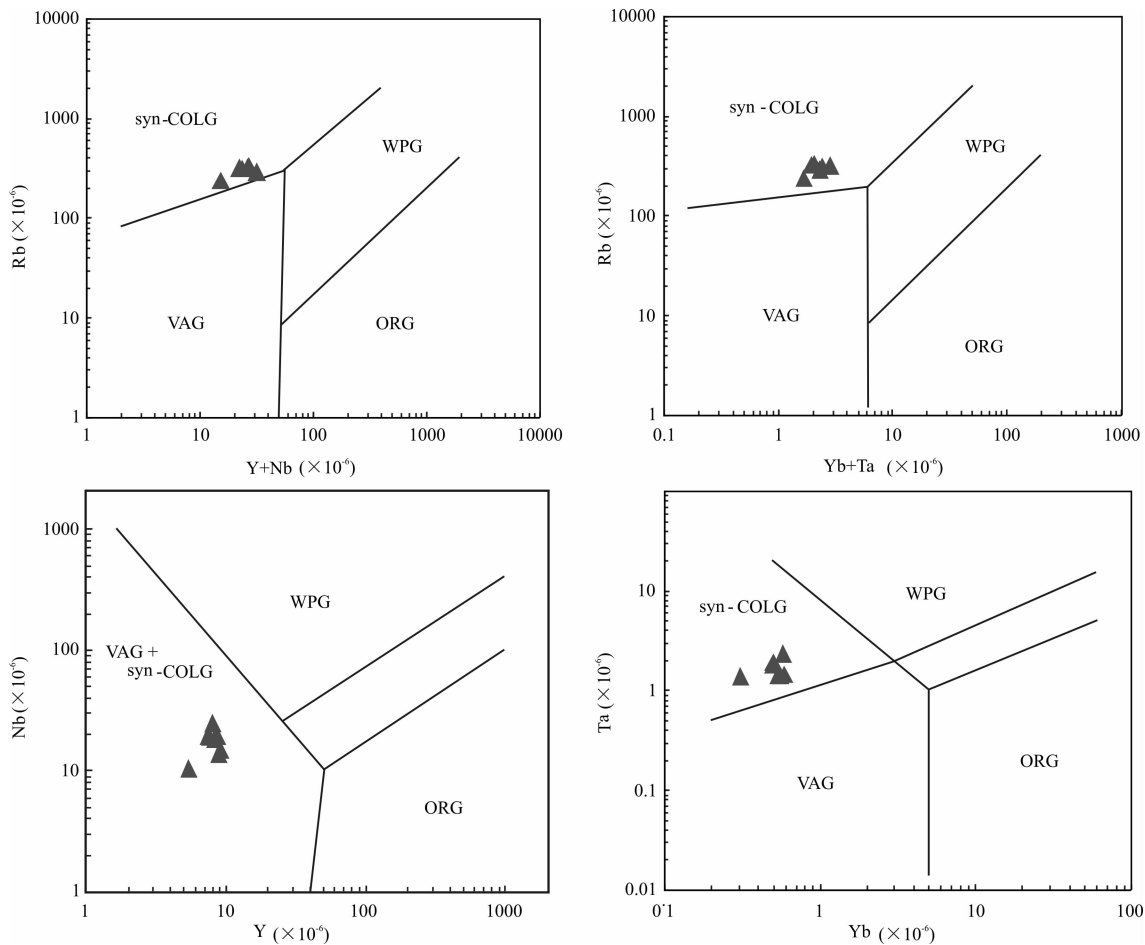


图 10 大红柳滩二长花岗岩的构造背景判别图解(据 Pearce et al. ,1984)

Fig. 10 Diagrams of tectonic environment for the Dahongliutan monzogranite by trace elements (after Pearce et al. , 1984)

WPG—板内花岗岩;ORG—洋中脊花岗岩;VAG—岛弧花岗岩;syn-COLG—同碰撞花岗岩

WPG—Within-plate granites; ORG—ocean ridge granites; VAG—volcanic arc granites; syn-COLG—syn-collision granites

6 结论

本文通过对新疆南部大红柳滩二长花岗岩同位素年代学、岩石、矿物学和地球化学的研究,可以得出以下几点结论:

(1)结合锆石阴极发光图像(CL)和 U、Th 元素特征,通过 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年,获得大红柳滩二长花岗岩体的年龄为 $220 \pm 2.2 \sim 217.4 \pm 2.2$ Ma,时代属晚三叠世(T_3)。

(2)根据岩石地球化学特征,大红柳滩二长花岗岩具有高硅、富钾、富碱的典型特点,铝饱和指数 A/CNK 介于 1.20~1.59,属强过铝质,岩石轻重稀土元素分馏明显, $(La/Yb)_N$ 平均为 26.41,具有强烈的铕负异常;富集 Ta、Hf 等高场强元素及 Rb、Th、U 等大离子亲石元素,而贫 Ba、Sr、Ti、Nb、Zr 等元素,属高钾钙碱性过铝质系列。

(3)综合矿物组合和地球化学特征的判别表明,

大红柳滩岩体属于高分异的 S 型花岗岩,是同碰撞背景下壳源物质部分熔融的产物。

(4)根据对大红柳滩二长花岗岩体成因类型的判别并结合区域构造环境演化的分析,认为晚三叠世随着古特提斯洋向北消减直至最终闭合,构造应力由俯冲作用转化为碰撞挤压作用环境时形成了大红柳滩岩体,表明该区在晚三叠世已进入陆-陆碰撞造山的构造演化阶段。

致谢:野外地质工作得到国家 305 项目办公室及四川矿业集团公司的支持;研究过程中得到西安地质调查中心王立社副研究员、叶芳研究员和隋清霖助理工程师的有益指导;北京离子探针中心李宁博士在样品测试过程中保障了 SHRIMP II 仪器的正常工作并及时进行了数据处理,样品靶由杜清敏、甘伟林制作完成,锆石阴极发光图像由周蕙完成;审稿过程中得到了匿名审稿专家提出的宝贵意见和建议,使得论文讨论更充分,结论更加合理、可靠。在

此一并表示衷心的感谢!

注 释

- ① 陕西省地质调查院. 2006. 1 : 250000 岔路口幅(I44C001001)区域地质调查成果报告.
- ② 新疆地矿局第一区域地质调查队四分队. 1983. 新藏公路(新疆境内)沿线地质调查报告(1 : 1000000). 184~286.

参 考 文 献

毕华,王中刚,王元龙,朱笑青. 1999. 西昆仑造山带构造-岩浆演化史. 中国科学(D辑),29(5): 398~406.

崔春龙,范飞鹏,李源,杨恒书. 2009. 西昆仑北坡恰尔隆一带花岗岩类地球化学特征及构造背景初论. 西南科技大学学报,24(1): 48~55.

陈海云,孙妍,包平,白俊,孙晓东. 2014. 西昆仑上其木干岩体岩石成因及地质意义——地球化学及 U-Pb 年代学证据. 岩石矿物学杂志,33(4): 657~670.

丁道桂. 1996. 西昆仑造山带与盆地. 北京: 地质出版社,205~208.

方爱民,李继亮,刘小汉,侯泉林, Lee I J, 肖文交, 俞良军, 周辉. 2003. 新疆西昆仑库地混杂带中基性火山岩构造环境分析. 岩石学报,19(3): 409~417.

方锡康,汪玉珍. 1990. 西昆仑加里东期花岗岩类浅识. 新疆地质,8(2): 153~158.

高晓峰,校培喜,康磊,奚仁刚,过磊,谢从瑞,杨再朝. 2013. 西昆仑大同西岩体成因: 矿物学、地球化学和锆石 U-Pb 年代学制约. 岩石学报,29(9): 3065~3079.

韩芳林. 2006. 西昆仑增生造山带演化及成矿背景. 中国地质大学(北京)博士学位论文,141~160.

姜春发,王宗起,李锦铁. 2000. 中央造山带开合构造. 北京: 地质出版社,7~13.

姜耀辉,周珣若. 1999. 西昆仑造山带花岗岩岩石学及构造岩浆动力学. 现代地质,13(4): 378.

姜耀辉,丙行健,郭坤一,贺菊瑞. 2000. 西昆仑造山带花岗岩形成的构造环境. 地球学报,21(1): 23~25.

姜耀辉,周珣若,丙行健,郭坤一,贺菊瑞,杨万志. 2001. 西昆仑造山带花岗岩岩石系列及成因类型. 地质学报,75(1): 144.

康磊,校培喜,高晓峰,朱海平,奚仁刚,过磊,董增产. 2012a. 青藏高原西北缘红其拉甫岩体的岩石成因、时代及其构造意义. 地质学报,86(7): 1063~1076.

康磊,校培喜,高晓峰,董增产,过磊,奚仁刚. 2012b. 西昆仑慕士塔格岩体的岩石地球化学特征、岩石成因及其构造意义. 地质通报,31(12): 2001~2014.

康磊,校培喜,高晓峰,董增产,过磊,奚仁刚. 2012c. 西昆仑康西瓦断裂西段斜长片麻岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年及其构造意义. 地质通报,31(8): 1244~1250.

刘函,王国灿,曹凯,孟艳宁,王岸,张克信. 2010. 西昆仑及邻区区域构造演化的碎屑锆石裂变径迹年龄记录. 地学前缘,17(3): 64~78.

刘建辉,刘敦一,张玉海,杨之青. 2011. 使用 SHRIMP 测定锆石铀—铅年龄的选点技巧. 岩矿测试,30(3): 265~268.

李献华,周汉文,刘颖,李寄嶠,陈正宏,于津生,桂训唐. 2000. 粤西阳

春中生代钾玄质侵入岩及其构造意义: I. 岩石学 and 同位素地质年代学. 地球化学,29(6): 513~520.

潘裕生,周伟明,许荣华,王东安,张玉泉,谢应雯,陈挺恩,罗辉. 1996. 昆仑山早古生代地质特征与演化. 中国科学 D 辑: 地球科学,26(4): 302~307.

邱检生,王德滋,蟹泽聪史,McInnes B I A. 2000. 福建沿海铝质 A 型花岗岩的地球化学及岩石成因. 地球化学,29(4): 313~321.

邱检生,肖娥,胡建,徐夕生,蒋少勇,李真. 2008. 福建北东沿海高分异 I 型花岗岩的成因: 锆石 U-Pb 年代学、地球化学和 Nd-Hf 同位素制约. 岩石学报,24(11): 2468~2684.

任纪舜. 1999. 从全球看中国大地构造(中国及邻区大地构造图). 北京: 地质出版社,1~15.

宋彪,张玉海,万渝生,简平. 2002. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论. 地质论评,48(增刊): 26~30.

吴福元,李献华,杨进辉,郑永飞. 2007. 花岗岩成因研究的若干问题. 岩石学报,23(6): 1217~1238.

吴玉峰,王核,黄朝阳,胡军,刘建平,任广利. 2013. 新疆喀喇昆仑喀拉果如木铜矿成矿岩体地球化学和锆石年代学. 岩石学报,29(1): 205~216.

张士贞,李奋奇,李勇,刘伟,秦雅东. 2014. 雅鲁藏布江结合带中段早奥陶世强过铝质花岗岩的厘定及其地质意义. 中国科学: 地球科学,44(7): 1388~1402.

新疆地矿局第二地质大队. 1985. 新疆新疆西部地质图(1 : 50 万)及说明书. 北京: 地质出版社,251~361.

徐夕生,邱检生. 2010. 火成岩岩石学. 北京: 科学出版社,210~311.

许志琴,戚学祥,刘福来,杨经绥,吴才来,曾令森,梁风华. 2004. 西昆仑康西瓦加里东期孔兹岩系及地质意义. 地质学报,78(6): 733~743.

袁超,孙敏,周辉. 2003. 西昆仑阿卡阿孜山岩体的年代、源区和构造意义. 新疆地质,21(1): 37~45.

于晓飞,孙丰月,李碧乐,丁清峰,陈广俊,丁正江,陈静,霍亮. 2011. 西昆仑大同地区加里东期成岩、成矿事件: 来自 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年和辉钼矿 Re-Os 定年的证据. 岩石学报,27(6): 1770~1778.

张传林,王中刚,沈加林,毕华,郭坤一,王爱国. 2003. 西昆仑山阿卡孜岩体锆石 SHRIMP 定年及其地球化学特征. 岩石学报,19(3): 523~529.

张传林,于海峰,王爱国,郭坤一. 2005. 西昆仑西段三叠纪两类花岗岩年龄测定及其构造意义. 地质学报,79(5): 645~652.

张传林,于海峰,叶海敏,赵宇,张东生. 2006. 塔里木西部奥依塔克斜长花岗岩: 年龄、地球化学特征、成岩作用及其构造意义. 中国科学(D辑),36(10): 881~893.

张传林,陆松年,于海峰,叶海敏. 2007. 青藏高原北缘西昆仑造山带构造演化: 来自锆石 SHRIMP 及 LA-ICP-MS 测年的证据. 中国科学(D辑),37(2): 145~154.

张玉泉,朱炳泉,谢应雯, T M 哈里森, W S F 基德. 1998. 青藏高原西部的抬升速率: 叶城狮泉河花岗岩⁴⁰Ar-³⁹Ar 年龄的地质解释. 岩石学报,14(1): 11~21.

Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. Lithos, 46: 605~626.

Chung S L, Chu M F, Ji J Q, O'Reilly S Y, Pearson N J, Liu D Y,

- Lee T Y, Lo C H. 2009. The nature and timing of crustal thickening in Southern Tibet: Geochemical and zircon Hf isotopic constraints from post-collisional adakites. *Tectonophysics*, 477(1~2): 36~48.
- Davis D W, Williams I S, Krogh T E. 2003. Historical development of zircon geochronology. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 53: 145~173.
- Eby G N. 1990. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26:115~134.
- Harris N B W, Inger S. 1992. Trace element modelling of pelite-derived granites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 110: 46~56.
- Harris N B W, Pearce J A, Tindle A G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward M P, Ries A C, eds. *Collision Tectonics*, 19. Geological Society Special Publications, 67~81.
- Ireland T R, Williams I S. 2003. Considerations in zircon geochronology by SIMS. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 53: 215~227.
- Jiang Y H, Jiang S Y, Ling H F, Zhou X R, Rui X J, Yang W Z. 2002. Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjiang, northwestern China; Implications for granitoid geneses. *Lithos*, 63(3~4): 165~187.
- Lassiter J C, DePaolo D J. 1997. Plume/lithosphere interaction in the generation of continental and oceanic flood basalts; Chemical and isotopic constraints. In: Mahoney J, ed. *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism*. Geophysical Monograph 100. Washington DC: American Geophysical Union Press, 335~355.
- Ludwig K R. 2001. *Squid 1.02; A User's Manual*. Berkeley Center Special Publication, California, 2: 1~21.
- Maniar P D, Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101: 635 ~ 643.
- Middlemost E A. 1994. Naming materials in the magma / igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3~4): 215~224.
- Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956~983.
- Richwood P C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22: 247 ~263
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotope systematics of oceanic basalts; Implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J, eds. *Magmatism in Ocean Basins*. Spec. Publ. Geol. Soc. Lond., 42: 313 ~ 345.
- Stacey J S, Kranmers J D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26: 207~221.
- Sylvester P J. 1998. Post-collisional strong peraluminous granites. *Lithos*, 45: 29~44.
- Taylor S R, McLennan S M. 1985. *The continental crust: Its composition and evolution*. Oxford: Blackwell Scientific Publication, 260~430.
- Wang Z Q, Jiang C F, Yan Q R, Yan Z. 2004. Accretion and collision orogeneses in the West Kunlun Mountains, China. *Gondwana Research*, 4(4): 843~844.
- Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95: 407~419.
- Williams I S. 1998. U-Th-Pb geochronology by Ion Microprobe. In: McKibben M A, Shanks III W C, Ridley W I, eds. *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. *Reviews in Economic Geology*, 7: 1~35.
- Xiao W J, Windley B F, Fang A M, Zhou H, Yuan C, Wang Z H, Hao J, Hou Q L, Li J L. 2001. Palaeozoic—Early Mesozoic accretionary tectonics of the Western Kunlun Range, NW China. *Gondwana Research*, 4(4): 826~827.
- Ye H M, Li X H, Li Z X, Zhang C L. 2008. Age and origin of high Ba-Sr appinite-granites at the northwestern margin of the Tibet Plateau; Implications for Early Paleozoic tectonic evolution of the Western Kunlun orogenic belt. *Gondwana Research*, 13 (1): 126~138.

**Petrogenesis of the Dahongliutan Monzogranite in Western Kunlun:
Constraints from SHRIMP Zircon U-Pb Geochronology
and Geochemical Characteristics**

QIAO Gengbiao¹⁾, ZHANG Hande²⁾, WU Yuezhong¹⁾, JIN Moushun³⁾,
DU Wei⁴⁾, ZHAO Xiaojian¹⁾, CHEN Denghui¹⁾

- 1) *Key Laboratory for the Study of Focused Magmatism and Giant Ore Deposits, MLR, Xi'an Center, China Geological Survey, Xi'an, 710054;*
2) *No. 11 Oil Recovery Plant of PetroChina Changqing Oilfield Company, Xi'an, 710200;*
3) *Remote Sensing Application Institute of ARSC, Xi'an, 710054;*
4) *College of Earth Science and Land Resources, Chang'an University, Xi'an, 710054*

Abstract

Lying in the Western Kunlun area of Xinjiang, Bayankala folded fault belt in the south margin of Kangxiwa fracture zone hosts a Mesozoic granite belt extending from Sanshiliyingfang to Quanshuigou, the typical granitoids in which is the Dahongliutan pluton. The pluton is composed mainly of the medium-fine grained monzogranite. This study yielded an age of $220 \pm 2.2 \sim 217.4 \pm 2.2$ Ma for the pluton using the SHRIMP zircon U-Pb dating. Combining with the cathodoluminescence (CL) images and element U and Th features of zircon, authors suggest that the pluton formed at the Late Triassic (T_3). Monzogranite contains accessory minerals such as garnet and tourmaline. The geochemical analysis shows that the pluton is characterized by high SiO_2 ($71.77\% \sim 74.20\%$), high potassium ($K_2O = 3.03\% \sim 5.30\%$, $Na_2O + K_2O = 6.18\% \sim 8.02\%$), and high aluminum index A/CNK ($1.20 \sim 1.59$), belonging to high-K peraluminous calcic-alkaline series. The pluton is rich in LREE, deplete in HREE ($LREE/HREE = 10.21 \sim 11.82$), with obviously negative Eu anomaly ($\delta Eu = 0.25 \sim 0.44$). Meanwhile, the trace elements are characterized by enrichment of Ta, Hf, Rb, Th and U, and depletion of Ba, Sr, Ti, Nb, Zr, as well as with high differentiation index ($DI = 89.40\%$). The enrichment of HFSE (Ta and Hf) and LILE (Rb, Th and U), and depletion in Ba, Sr, Ti, Nb, Zr suggest that the pluton experienced the highly fractionated process of evolution. Mineral association and geochemical features indicate that the Dahongliutan pluton belongs to highly fractionated S-type granite, the product probably resulting from partial melting of crust material in the syn-collisional setting. Based on the genetic type of the pluton and regional tectonic setting, it can be concluded that in the Late Triassic, the Paleo-Tethys Ocean gradually evolved from subduction toward north to the complete closure, and regional tectonic stress was transformed from subduction process to collision compressional environment. Therefore, we suggest that the Dahongliutan pluton formed just after this tectonic stress transformation, indicating that this area entered continent-continent collision orogenic regime in the Late Triassic.

Key words: Dahongliutan pluton; monzogranite; Late Triassic; highly fractionated S-type granite; syn-collision