

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^{*}

郭春丽¹ 王登红¹ 陈毓川² 赵支刚³ 王彦斌⁴ 付小方⁵ 傅德明⁶

GUO ChunLi¹, WANG DengHong¹, CHEN YuChuan², ZHAO ZhiGang³, WANG YanBin⁴, FU XiaoFang⁵ and FU DeMing⁶

1. 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037

2. 中国地质科学院, 北京 100037

3. 四川省地勘局攀西地质大队, 西昌 615000

4. 中国地质科学院地质所, 北京 100037

5. 四川省地质矿产局科学研究所, 成都 610081

6. 四川三洲矿业有限责任公司, 成都 610017

1. Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

2. Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

3. Panxi Geological Party, Sichuan Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development, Xichang 615000, China

4. Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

5. Sichuan Institute of Geology and Mineral Resources, Chengdu 610081, China

6. Sanzhou Mining Co., Ltd, Chengdu 610017, China

2007-06-21 收稿, 2007-08-08 改回。

Guo CL, Wang DH, Chen YC, Zhao ZG, Wang YB, Fu XF and Fu DM. 2007. SHRIMP U-Pb zircon ages and major element, trace element and Nd-Sr isotope geochemical studies of a Neoproterozoic granitic complex in western Sichuan: Petrogenesis and tectonic significance. *Acta Petrologica Sinica*, 23(10):2457-2470

Abstract Neoproterozoic magmatism was very intense at the western margin of the Yangtze block. The origin of the magmas has great significance for the study of the evolution of the supercontinent Rodinia. At present, there are two divergent views as to the interpretation of the origin and tectonic setting of the magmas: the mantle plume origin and island arc origin. The authors performed SHRIMP U-Pb zircon dating and major element and trace element and Sr-Nd isotope studies of the Mosuoying granitic complex and its surrounding small granitic intrusions as well as basic dikes in these intrusions exposed in the Xichang area, Sichuan, in the Sichuan-Xikang-Yunnan rift. These studies indicate that: (1) these acid and basic rock bodies all formed at 842 ~ 790 Ma and are in the main contemporaneous intrusions; (2) intermediate enclaves are pervasive in the granite batholith is the manifestation of magma mingling; and (3) granite was derived from the older lower crust, while basic rocks were derived from the depleted asthenospheric mantle. This study supports the view that South China was located in the supercontinent Rodinia between the continents Australia and Laurentia in the Neoproterozoic.

Key words Neoproterozoic, Granitic complex, Basaltic dike and enclave, SHRIMP U-Pb zircon dating, Sr-Nd isotopes, South China

摘要 扬子块体西缘新元古代岩浆活动十分强烈,其成因对于研究 Rodinia 超大陆的演化有重要意义。目前对这些岩浆的成因和形成的构造背景存在地幔柱和岛弧两种不同的观点。本文对川西康滇裂谷中四川西昌一带出露的摩挲营花岗岩体和性

* 国家科技攻关计划课题“中国西部优势矿产资源潜力评价技术及示范研究”(编号 2003BA612A-01)、中国地质调查局国土资源大调查项目“我国西部重要成矿区带矿产资源潜力评估”项目(编号 200420190004)、及国土资源部百名优秀青年科技人才计划资助项目、地质大调查项目(编号 200310200002、200020190118-04)等的资助。

第一作者简介: 郭春丽, 女, 1978 年生, 博士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业, E-mail: gchunli@126.com

质相似的周边花岗质小岩体,以及岩体中出露的基性岩墙进行了 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄、元素和 Sr-Nd 同位素的研究表明:这些酸性、基性岩体形成于 842~790Ma,基本为同时代的侵入岩;花岗岩基中普遍发育中性包体,为岩浆混合作用的表现;花岗岩起源于古老的下地壳,基性岩起源于亏损的软流圈地幔。本文的研究结果支持华南位于澳大利亚和 Laurentia 大陆之间的 Rodinia 超大陆重建模式。

关键词 新元古代;花岗质岩石;基性岩墙和包体;锆石 SHRIMP; Sm-Nd 同位素;华南

中图法分类号 P588.121; P597.3

扬子块体西缘新元古代岩浆活动十分强烈,其中以酸性岩为主,基性岩相对较少。对于扬子块体西缘新元古代岩浆岩的成因,目前有两种不同的观点:(1)认为当时的扬子地台是孤立的,华南新元古代岩浆活动与岛弧和造山作用有关,是海洋岩石圈俯冲作用的结果(Zhou *et al.*, 2002a, b; 周新民, 2003; 周金城等, 2005);(2)将华南置于澳大利亚与 Laurentia 之间,认为有超级地幔柱作用于华南板块下部,造成地壳熔融引发大量该时代花岗岩就位(Li, 1995; Li, 1999; Li, 2002; Li XH, 2003; Wang, 2003; Li ZX, 2003; Li, 2005; 李献华等, 1999; 林广春等, 2006)。可见扬子地台西缘沿“康滇地轴”出露的晋宁期岩浆活动的直接产出背景仍有待讨论。

上述两种观点的对立在很大程度上是由于对岩浆岩成因解释的不同。前人或者研究花岗质岩浆或者研究基性岩浆,而没有将两者结合起来考虑,因此本文选取康滇裂谷中部的摩挲营花岗质岩体及其附近的锦川、六华、新田、顺河、下村等性质相似的花岗质小岩体,还有与它们密切共生的基性岩墙进行 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄、元素和 Nd-Sr 同位素研究,拟探讨其成因,为扬子块体西缘新元古代构造环境提供有效的岩石地球化学制约。

另外,与其它中酸性岩体相比,康滇地区只有摩挲营岩体与云南境内的峨山岩体出露面积较大,分别为 320km² 和 190.5 km² (刘俨然等, 1988),其余岩体均较小,大多在 10km² 上下,因此选定该岩体进行研究具有代表性;且该岩体与锡、钨、铁、铜、铅、金、钨等成矿关系密切(金明霞等, 1993; Jin *et al.*, 1995; 郭春丽等, 2006),研究该岩体对成矿作用的探讨也具有重要意义;此外,岩体形成时代尚不明确,李复汉等(1988),刘俨然等(1988)用全岩 Rb-Sr 法、K-Ar 法测得的成岩年龄为 712~1346Ma,因此岩体成岩年龄有待于用精确的方法重新厘定。

1 地质背景及岩石特征

扬子地台西缘新元古代康滇裂谷发育在强烈变形、经历不同程度变质作用的中元古代基底上。大量的侵入杂岩体沿着康滇裂谷连续分布,有花岗岩、花岗闪长岩、英闪长岩、基性-超基性小岩体和基性岩墙。花岗岩类只发育有新元古代和燕山期,其它时期的少见(刘俨然,等, 1988)。其中新元古代花岗岩体北起四川丹巴、南至云南峨山,在南北向延伸达近千千米范围内,大小岩体达 60 多个(沈渭洲等,

2000),本文研究的摩挲营岩体位于康滇裂谷的南段(图 1A)。

该岩体是一个比较大的岩基,位于四川会理县城北部,南北延长约 35km,东西宽约 10km,出露面积约 330km²,加上其附近的锦川、六华、新田、顺河、下村等 5 个小岩体,岩体出露面积共约 500km²。岩体之上为震旦系古六组及伍斯大桥群开建桥组不整合覆盖(李复汉等, 1988)。区内发育的前震旦系地层为会理群,在本区属复理石、酸性火山岩建造,曾遭受了晋宁期区域动力变质作用,厚度达 5270 米(彭齐鸣, 1987)。所处大地构造位置为扬子地台西缘,地质上习称的“康滇地轴”(黄汲清, 1945)的会理台拱或“康滇南北构造带”的中段,安宁河深大断裂的东侧,是安宁河岩浆杂岩带的组成部分(图 1A)。

摩挲营地区这 6 个花岗岩体均为晋宁-澄江期多次岩浆侵入的产物,按其侵入活动的先后可划分为 5 期。它们的岩石类型相似,同属似斑状黑云母花岗岩类,斑晶成分主要为钾长石,其次为斜长石、黑云母,斑晶晶体一般长 15~30mm,宽 5~15mm,含量 10%~15%;基质主要是由石英、钾长石、斜长石、黑云母、白云母等组成,基质含量占总量的 85%~90%,其中钾长石为 26%~40%、斜长石 16%~20%、石英 26%~39%、黑云母(包括绿泥石) 5.1%~17.1%、白云母 0.96%~5.12%。该 6 个岩体虽然同属于中细粒似斑状黑云母花岗岩类,但根据其长石成分和钾长石、斜长石、云母含量的不同,又可细分为二长花岗岩、黑云母二长花岗岩、二云母二长花岗岩、钾长花岗岩及花岗闪长岩。副矿物有磁铁矿、钛铁矿、榍石、磷灰石、锆石、金红石、独居石、电气石、石榴石和萤石等。但各岩体中副矿物的发育程度不同,如摩挲营岩体的副矿物以电气石和萤石最发育。

摩挲营地区的几个花岗岩体的岩相带发育程度各不相同,但是单一岩体(顺河、下村、锦川岩体)或复合岩体(摩挲营、新田、六华岩体)的单一侵入体均具中心相、过渡相和边缘相。岩相带之间为渐变过渡关系,从中心相到边缘相,矿物粒度由粗变细,由粗粒花岗岩或粗粒似斑状花岗岩渐变为细粒花岗岩,有时边缘相出现花岗斑岩;暗色矿物逐渐减少,黑云母逐渐被白云母代替,从中心相的黑云母花岗岩渐次变为二云母花岗岩直至边缘相的白云母花岗岩;斜长石成分由中性向酸性演变。

岩体中简单的蚀变作用为斜长石的钠黝帘石化和黑云母的绿泥石化,复杂的蚀变包括白云母化、电气石、萤石和黄玉化等。边缘相发育的岩体,其边缘相的蚀变作用强烈而复杂,Sn、W 成矿元素也随之浓集。

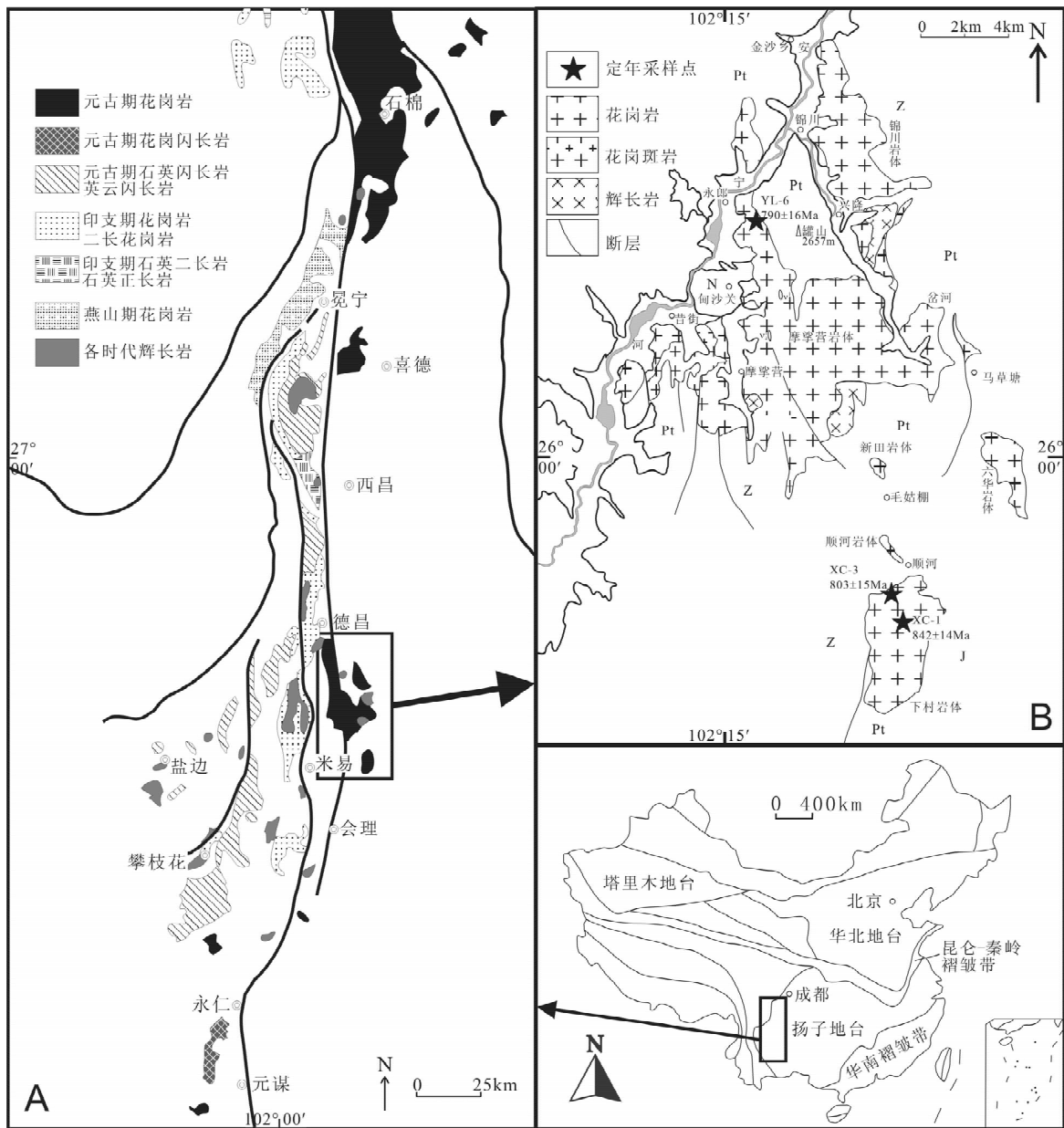


图1 A 康滇地区花岗岩体分布图(根据《中国地质图集》,2002 改编)和 B 摩挲营岩体地质图(根据 1 : 20 万地质图改编)
Fig. 1 A Distribution map of intrusions in Kangdian Area(from “Geological Atlas of China”) and B Geological map of the Mosuoqing intrusion in southwestern Yangtze Craton (from 1 : 200000 geological map)

该地区 6 个岩体中均可见沉积-变质岩的捕虏体,多分布于岩体的项部和边缘,其成分来源于沉积-变质围岩,其中包括绢云母石英片岩、变砂岩、石英岩、变基性岩等。捕虏体与岩体的界线清楚,分布无规律,大小不均匀。摩挲营岩体中这类捕虏体单个直径 5 ~ 10cm,最大 15cm,每平方米最多可含 5 ~ 7 个,下村岩体的捕虏体大者直径达几十至百余米,小者几厘米至十几厘米。花岗岩体中也发育有中性暗色包体($\text{SiO}_2 = 58.66\%$),并有基性岩脉(墙)或小岩株露出(图 2)。

花岗质岩石中出现少量拉长的(长宽比 > 2)暗色包体

(图 2d, e, f),可能是基性岩浆侵入到没有完全固结的花岗质岩石中,由于花岗质岩浆流动而被破碎、拉长形成的(Vernon *et al.*, 1988),表明基性成份和它们侵入的花岗质岩石是近于同时形成的。

本次研究所采样品共 20 件,其中花岗岩 14 件,辉绿岩 6 件。花岗岩岩性分别为二长花岗岩、花岗闪长岩和英云闪长岩。斜长石呈长板状,受后期热液蚀变为黝帘石化和碳酸盐化,大多数还保留聚片双晶;碱性长石可见微斜长石和条纹长石;黑云母多数绿泥石化,有时可见白云母;无角闪石。



下村基性岩脉



摩挲营基性岩脉



下村暗色包体



摩挲营暗色包体



下村暗色包体



下村暗色包体

图2 摩挲营岩体中的包体和基性岩脉

Fig.2 Inclusions and basaltic dykes of the Mosuoying intrusion

辉绿岩具辉绿结构, 其中斜长石多数黝帘石化。

将所采 20 件样品磨成 -200 目粉末用于 Nd-Sr 同位素分析。选出 3 件样品做锆石 SHRIMP 定年, 其中 1 件基性岩石, 2 件花岗质岩石。

基性岩(XC-1)粒状变晶结构, 块状构造, 岩石由近等粒状斜长石和角闪石组成, 斜长石含量(45% ~ 55%)略大于角闪石(35% ~ 45%), 含有少量黑云母、石英及铁钛氧化物。斜长石多数钠黝帘石化, 少数保留弱环带构造和聚片双晶; 角闪石褐绿色具多色性, 变晶矿物多边形边界平直。定名为角闪辉长岩。

花岗岩(XC-3)半自形粒状镶嵌结构, 块状构造, 标本灰白色, 斜长石半自形板状, 环带构造明显, 局部钠黝帘石化, 多具聚片双晶, 黑云母片状棕红色, 多色性吸收性强, 锆石自形细粒状多分布在黑云母中。钾长石少量, 中长石约 65% ~ 70%, 石英约 25% ~ 30%, 黑云母约 5% ~ 10%, 白云母少见。

花岗岩(YL-6)半自形粒状镶嵌结构, 块状构造, 标本灰白色, 斜长石半自形板状, 部分具聚片双晶绢云母化, 粒度一般 2 毫米, 钾长石具条纹结构, 最大粒度 3.5 毫米, 角闪石褐绿色多色性明显, 大部分被纤维状阳起石集合体交代。

2 分析方法

2.1 锆石 SHRIMP 分析方法

上述三件岩石样品经人工破碎后, 按常规重力和磁选方法分选出锆石, 然后在双目镜下挑选出测年的锆石颗粒, 并和标样一起置于环氧树脂做成样品靶, 将靶上锆石磨至一半, 以使锆石内部暴露, 接着进行锆石透射、反射光、阴极发光的照像和分析; 抛光、清洗、镀金, 然后进行 SHRIMP 定年分析。锆石阴极发光图像在北京大学物理系电子探针实验室完成, 所测定的锆石特征见图 3。

三个样品的 CL、透射图像中, 花岗岩样品 XC-3(N26°54'44", E102°21'28")、YL-6(N26°55'31", E102°20'45") 的锆石大部分自形, 呈长柱状, 晶形比较完整, 裂纹不发育, 且部分岩浆结晶环带发育, 有的环带比较密集, 有的环带较稀少, 可能反映不同温度条件下微量元素的扩散速度的不同。典型的韵律环带结构显示所测锆石为典型的岩浆成因锆石。与花岗岩锆石样品相比, 基性岩 XC-1(N26°55'31", E102°20'45") 锆石形状不规则, 表现出无分带或弱分带的特征, 可见继承锆石的残留核, 在锆石颗粒的边部出现晶棱圆化、港湾状结构等外形特征, 且这些区域阴极发光强度较强、无明显分带, 可能为热液溶蚀作用形成的变质锆石, 但是它的 Th/U 含量为 0.54 ~ 0.90, 且 Th 和 U 之间有明显的正相关, 不同于小于 0.1 的变质重结晶锆石(Hoskin *et al.*, 2000; Compston *et al.*, 1992), 可能锆石是在 842Ma 形成的, 受到了后期某些热事件的扰动, 不同程度地发育变质生长边。

锆石离子探针同位素分析在中国地质科学院北京离子探针中心 SHRIMP II 上进行, 按照标准测定流程(Compston W

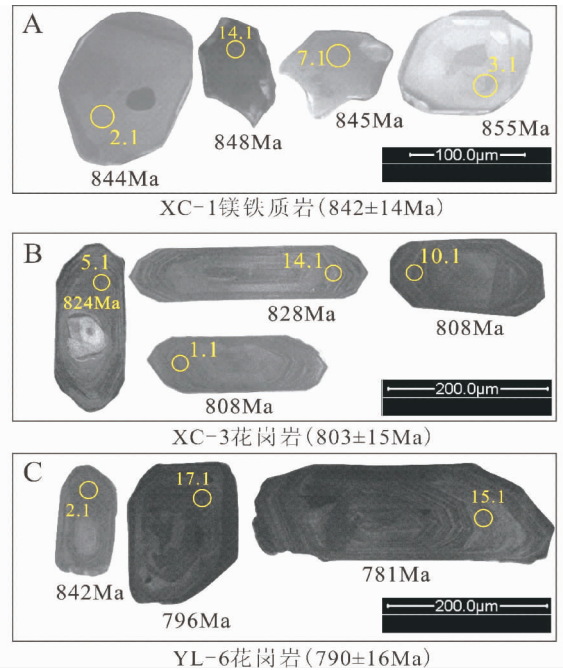


图 3 摩挲岩岩体锆石阴极发光图像

Fig. 3 Zircon CL images of the granites in the Mosuoying intrusion and analytical points

et al., 1984, 1992; Williams, 1987, 1998) 完成。数据处理及 U-Pb 谐和图绘制采用 Ludwig 编写的 Squid1.01 版本和 ISOPLOT2.49h 版本。使用的标准锆石为 SL13 (铀含量 238 ppm, 年龄为 572 Ma) 和 TEM (年龄为 417 Ma), 前者用于标定 U、Th 和 Pb 的含量, 后者用于校正年龄。TEM 和未知样品年, 分析按照 1:3 进行, 年龄结果见表 1 和图 4。

XC-1 共测了 15 个单颗粒锆石, 共 15 个点。锆石特征见图 3A, 分析结果见表 1 和图 4A。年龄数据除 1.1 外, 其余 14 个点集中分布于 820 ~ 873 Ma, 且均落在谐和线上, 14 个点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$ 加权平均年龄为 $842 \pm 14\text{Ma}$ (MSWD = 0.34)。点 1.1 普通 ^{204}Pb 高, 因此不参与最终的加权平均年龄计算。

XC-3 共测了 15 个单颗粒锆石, 共 15 个点。锆石特征图 3B, 分析结果见表 1 和图 4B。年龄数据 11 个点集中分布于 739 ~ 838 Ma, 基本均落在谐和线上, 说明 739 ~ 838 Ma 代表岩浆结晶时间, 11 个点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb}$ 加权平均年龄为 $803 \pm 15\text{Ma}$ (MSWD = 1.18)。该样品中 2.1 点为 $907 \pm 25\text{Ma}$, 4.1 点为 $636 \pm 18\text{Ma}$, 8.1 点为 $549 \pm 34\text{Ma}$, 9.1 点为 $1139 \pm 32\text{Ma}$, 从已知的年龄信息推测点 2.1 和 9.1 可能是继承锆石, 表明有古老地壳物质加入或者是因为该地区存在老基地的缘故; 点 4.1 和 8.1 的 U 含量相对较高, 不和谐度高, 可能是因为 U 裂变破坏锆石晶格, 引起 Pb 丢失的缘故。这四个年龄数据没有参与最终的加权平均年龄计算。

上述两个样品的定年结果, 都显示出无论是在锆石的内部还是在边部, 无论锆石是否具有环带结构, 定年结果在误差范围内都基本一致, 并且都具有比较高的 $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 比值

表1 淘锡坑钨矿区花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 同位素定年结果

Table 1 Results of SHRIMP zircon U-Pb dating of granites in Mosuoying intrusion

点号	U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ ($\times 10^{-6}$)	$^{206}\text{Pb}_c$ (%)	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$		$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄 (Ma)
	($\times 10^{-6}$)	测值				相对误差 (%)	测值	相对误差 (%)	测值	相对误差 (%)		
XC-1-1.1	87	51	0.61	8.96	1.45	0.0597	7.9	0.977	8.7	0.1187	3.7	723 ± 26
XC-1-2.1	97	67	0.71	11.7	0.00	0.0684	2.3	1.319	4.0	0.1398	3.2	844 ± 26
XC-1-3.1	90	60	0.70	10.9	0.37	0.0686	3.8	1.342	5.0	0.1418	3.2	855 ± 26
XC-1-4.1	94	58	0.64	11.6	0.65	0.0643	4.8	1.261	5.7	0.1422	3.2	857 ± 26
XC-1-5.1	104	68	0.68	12.5	0.17	0.0667	2.3	1.285	3.9	0.1398	3.2	843 ± 25
XC-1-6.1	129	68	0.54	15.5	0.29	0.0670	2.6	1.285	4.1	0.1392	3.1	840 ± 25
XC-1-7.1	79	48	0.62	9.50	0.41	0.0706	4.1	1.363	5.2	0.1401	3.2	845 ± 26
XC-1-8.1	91	62	0.71	10.9	0.80	0.0631	5.8	1.206	6.6	0.1386	3.2	836 ± 25
XC-1-9.1	99	56	0.58	11.7	0.67	0.0642	4.4	1.205	5.5	0.1361	3.2	823 ± 25
XC-1-10.1	112	86	0.80	13.7	0.43	0.0698	3.3	1.373	4.6	0.1427	3.2	860 ± 26
XC-1-11.1	242	212	0.90	28.6	0.18	0.0681	1.8	1.288	3.6	0.1373	3.1	829 ± 24
XC-1-12.1	97	72	0.77	11.4	0.73	0.0654	4.8	1.224	5.8	0.1357	3.2	820 ± 25
XC-1-13.1	95	53	0.58	11.3	0.23	0.0681	2.7	1.287	4.2	0.1371	3.2	828 ± 25
XC-1-14.1	178	100	0.58	21.5	0.16	0.0641	2.9	1.243	4.3	0.1407	3.1	848 ± 25
XC-1-15.1	84	54	0.66	10.5	0.00	0.0690	2.8	1.380	4.3	0.1449	3.3	873 ± 27
XC-3-1.1	1044	206	0.20	120	0.01	0.0689	2.6	1.269	5.2	0.1335	4.6	808 ± 35
XC-3-2.1	557	254	0.47	72.5	0.18	0.1040	0.85	2.166	3.1	0.1512	3.0	907 ± 25
XC-3-3.1	878	294	0.35	98.6	0.02	0.0667	0.76	1.201	3.1	0.1307	3.0	792 ± 22
XC-3-4.1	1675	255	0.16	149	0.04	0.0673	0.64	0.962	3.1	0.1037	3.0	636 ± 18
XC-3-5.1	385	115	0.31	45.1	0.09	0.0678	1.2	1.275	3.3	0.1364	3.0	824 ± 23
XC-3-6.1	627	202	0.33	67.6	0.03	0.0689	0.95	1.192	3.2	0.1254	3.0	762 ± 22
XC-3-7.1	408	117	0.30	47.7	0.07	0.0684	1.1	1.281	3.2	0.1358	3.0	821 ± 23
XC-3-8.1	1462	239	0.17	112	0.00	0.1035	9.1	1.27	11	0.0889	6.4	549 ± 34
XC-3-9.1	391	129	0.34	64.9	0.02	0.0849	0.87	2.263	3.2	0.1933	3.0	1,139 ± 32
XC-3-10.1	896	167	0.19	103	0.01	0.0726	2.4	1.338	4.2	0.1336	3.5	808 ± 27
XC-3-11.1	391	124	0.33	46.7	0.03	0.0677	1.2	1.295	3.2	0.1389	3.0	838 ± 24
XC-3-12.1	476	133	0.29	49.7	0.05	0.0706	1.2	1.181	5.8	0.1214	5.7	739 ± 40
XC-3-13.1	662	127	0.20	74.1	0.17	0.0683	2.2	1.225	3.8	0.1301	3.0	788 ± 23
XC-3-14.1	536	136	0.26	63.1	0.02	0.0673	2.5	1.272	3.9	0.1371	3.0	828 ± 23
XC-3-15.1	589	277	0.49	66.6	0.02	0.0676	1.0	1.227	3.2	0.1316	3.0	797 ± 23
YL-6-1.1	787	74	0.10	89.3	0.05	0.0667	0.93	1.215	3.2	0.1320	3.0	799 ± 23
YL-6-2.1	1678	200	0.12	201	0.03	0.0705	0.58	1.356	3.1	0.1395	3.0	842 ± 24
YL-6-3.1	919	199	0.22	99.5	0.12	0.0666	1.1	1.155	6.7	0.1259	6.6	764 ± 47
YL-6-4.1	604	138	0.24	67.6	0.04	0.0669	1.2	1.202	3.3	0.1303	3.0	790 ± 22
YL-6-5.1	627	304	0.50	62.5	0.06	0.0679	1.2	1.085	3.3	0.1158	3.0	707 ± 20
YL-6-6.1	758	206	0.28	68.0	0.02	0.0643	1.3	0.924	3.3	0.1043	3.0	640 ± 18
YL-6-7.1	4418	918	0.21	271	0.01	0.0624	0.52	0.614	4.4	0.0714	4.4	445 ± 19
YL-6-8.1	3665	612	0.17	269	0.01	0.0646	0.52	0.762	6.6	0.0856	6.6	529 ± 34
YL-6-9.1	1243	150	0.12	138	0.03	0.0661	0.82	1.175	3.2	0.1290	3.1	782 ± 23
YL-6-10.1	989	192	0.20	97.3	0.04	0.0658	1.0	1.039	3.2	0.1145	3.1	699 ± 20
YL-6-11.1	1469	298	0.21	129	0.01	0.0653	0.76	0.920	3.1	0.1022	3.0	627 ± 18
YL-6-12.1	691	116	0.17	73.7	0.03	0.0660	1.0	1.129	4.2	0.1240	4.1	754 ± 29
YL-6-13.1	3604	395	0.11	247	0.01	0.0636	1.7	0.700	4.1	0.0798	3.7	495 ± 18
YL-6-14.1	831	158	0.20	90.9	0.04	0.0665	0.96	1.167	3.2	0.1273	3.0	772 ± 22
YL-6-15.1	684	126	0.19	75.7	0.00	0.0666	1.0	1.181	3.2	0.1287	3.0	781 ± 22
YL-6-16.1	2975	399	0.14	243	0.03	0.0677	0.70	0.887	3.1	0.0950	3.0	585 ± 17
YL-6-17.1	343	171	0.52	38.8	0.00	0.0676	1.4	1.225	3.4	0.1314	3.1	796 ± 23

注: Pb_c 和 Pb^* 分别表示普通铅和放射性铅, 应用实测 ^{204}Pb 校正锆石中的普通铅, 采用年龄为 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄。

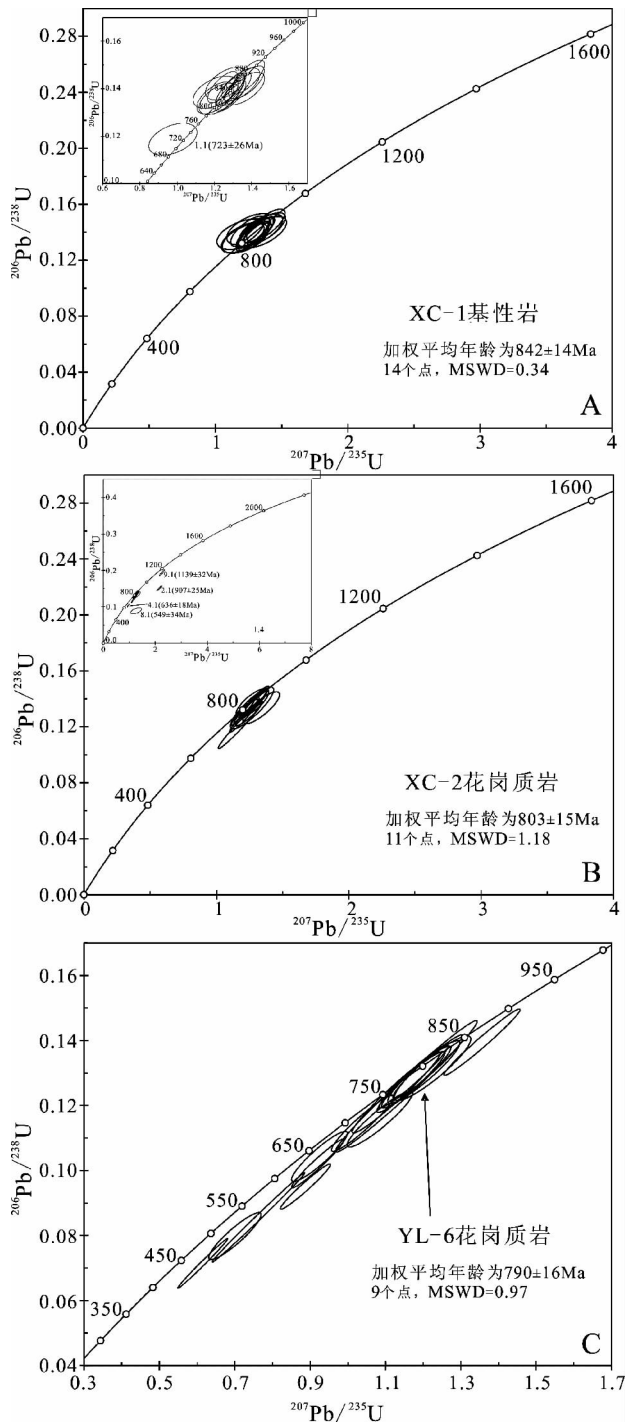


图4 摩挲营岩体锆石 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 谐和图

Fig. 4 Zircon $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ concordia diagram of the granites in the Mosuoying pluton

(>0.23)。这表明参与计算的锆石中不含继承锆石,也没有发生 Pb 丢失,属于岩浆成因。因此可以解释为岩体的侵位年龄。

样品 YL-6 共测了 17 个单颗粒锆石,共 17 个点。锆石特征见图 3C,分析结果见表 1 和图 4C。它的锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$

表现年龄比较分散,变化范围大,从 842 ~ 445Ma。其中 7.1、8.1、13.1、16.1 的 U 含量高引起锆石晶格破坏,引起 Pb 丢失的结果;但是 5.1、6.1、10.1、11.1 的 U 含量并不高,从锆石透、反射光图像分析,可能是锆石中裂隙、包体较多的缘故;由于上述 8 个点的年龄不可信,取剩余 9 个点的加权平均年龄作为岩体侵位年龄,为 $790 \pm 16\text{Ma}$ (MSWD = 0.97)。

上述分析结果表明,本文所研究的花岗岩与基性岩形成时代为 $842 \pm 14\text{Ma}$,花岗岩形成时代为 $803 \pm 15\text{Ma}$, $790 \pm 16\text{Ma}$,基性岩显然早于花岗岩。但是花岗岩中可见中性暗色包体,且有被定向拉长的迹象,表明基性岩侵入未冷却的花岗岩浆中,且随岩浆的流动被拉长,同时两者的物质成份发生混和,可以推断至少有多次基性岩浆活动。

2.2 主量、微量与稀土元素分析

主量、微量和稀土元素在中国地质科学院国家地质实验测试中心完成。岩石样品碎成 200 目以下的粉末。主量元素 (Na_2O 、 MgO 、 Al_2O_3 、 SiO_2 、 P_2O_5 、 K_2O 、 CaO 、 TiO_2 、 MnO 、 Fe_2O_3 、 FeO 、 H_2O^+ 、 CO_2 、LOI) 采用 XRF 法在 X 荧光光谱仪 (3080E) 上测定,称取 4.00g 经 105°C 烘干的样品,用低压聚乙烯镶边 (也可采用铝杯或塑料环),并在 20 吨的压力下压制样品直径为 32 mm 的圆片。用波长色散 X 射线荧光光谱仪进行测量。用国家级标准物质制作校准曲线。主、次元素采用经验系数法校正基体效应,微量元素采用靶线的 Compton 散射线或散射背景做内标校正基体效应,采用回归法计算基体校正系数和谱线重叠校正系数,本方法精密度 $<10\%$ 。

稀土元素和除 Sr、Ba 之外的微量元素采用等离子质谱 (Excell) ICP-MS 测定。微量除 Sr、Ba 采用等离子光谱 (IRIS) ICP-AES 法测定。称取样品 50.00mg 于封闭溶样器的 Teflon 内罐中,加入 1mL HF,0.5mL HNO_3 ,盖上 Teflon 上盖,装入钢套中,拧紧钢套盖。将溶样器放入烘箱中,于 190°C 保温 24h。取出,冷却后开盖,取出 Teflon 内罐,在电热板上于 200°C 蒸发至干。加入 0.5mL HNO_3 蒸发至干,此步骤再重复一次。加入 HNO_3 5mL,再次封闭于钢套中,于 130°C 保温 3h,取出,冷却后开盖,移至洁净塑料瓶中,用水定容为 50mL,ICP-AES 及 ICP-MS 待测。本两种方法主、次元素精度 2% ~ 5%;痕量元素 5% ~ 10%。测试结果见表 2。

2.3 Sr-Nd 同位素分析

化学分离与质谱测定均在中国科学院地质与地球物理研究所固体同位素地球化学实验室完成。样品用 HCl 和 HClO_4 溶解后置于密封的 Savilex 烧杯中,放在温度约为 100°C 的电炉上,溶解时间多于一个星期。Sm 和 Nd 的分离使用常规的两次离子交换技术,包括: (1) 轻稀土元素分离通过阳离子交换柱 ($1 \times 8\text{cm}$, 充填树脂 Bio-Rad AG50X8, 200-400 目), 和 (2) Sm 和 Nd 的提纯通过又一个交换柱 ($0.6 \times 7\text{cm}$), 填充 Kel-F teflon 粉, HDEHP 作为交换介质。

表2 摩挲营岩体岩石化学成分

Table 2 The petro-chemical compositions of Mosuoying intrusion

样品名称	YL-5	YL-6	YL-7	BS-2	XC-3	XC-7	XC-9	CH-7	CH-8	CH-10	XJ-1	XJ-3	JC-1	JC-3	YL-3	BS-5	XC-1	CH-9	JC-2	SH-2	
主量元素(wt. %, by XRF)																					
SiO ₂	75.36	75.35	70.88	68.52	66.31	65.66	65.02	76.44	67.96	72.25	74.01	73.18	71.02	73.4	43.03	47.04	46.45	45.42	46.82	49.7	
TiO ₂	0.07	0.16	0.29	0.34	0.61	0.61	0.68	0.2	0.56	0.3	0.29	0.27	0.48	0.3	1.12	2.18	2.86	2.97	1.3	3.76	
Al ₂ O ₃	14.72	14.08	14.29	15.87	16.01	16	16.02	12.54	14.2	13.94	12.77	13.52	13.84	13.52	15.96	14.17	15.11	14.05	16.26	14.19	
Fe ₂ O ₃	0.712	0.62	0.79	1.17	0.92	1.023	0.79	0.31	0.63	0.46	0.87	0.92	0.86	0.73	1.78	3.95	2.409	3.67	2.18	3.184	
FeO	0.61	0.34	1.71	1.82	3.13	3.39	2.82	1.12	3.41	1.63	2.12	1.42	2.14	1.69	7.02	9.65	12.68	12.52	8.96	9.04	
MnO	0.02	0.02	0.03	0.03	0.06	0.05	0.05	0.02	0.06	0.04	0.05	0.02	0.03	0.03	0.19	0.22	0.23	0.3	0.18	0.16	
MgO	0.45	0.4	0.32	0.64	1.42	1.43	1.54	0.3	1.07	0.4	0.19	0.2	0.62	0.37	9.36	6.31	6.43	5.82	7.99	4.71	
CaO	0.1	0.22	1.6	1.25	2.65	2.39	1.96	0.48	2.01	0.83	1.27	1.87	1.71	0.83	15.82	8.26	8.18	6.36	10.03	8.49	
Na ₂ O	0.19	2.71	2.99	2.15	3.44	3.54	2.78	2.26	1.02	2.77	3.3	3.1	2.41	2.22	1.13	2.88	2.84	3.02	1.97	2.46	
K ₂ O	5.7	4.95	5.74	5.94	3.82	3.9	3.16	5.83	5.19	5.15	4.29	3.96	5.17	5.29	0.18	1.63	0.52	0.79	0.56	1.84	
H ₂ O ⁺	2.08	1.22	1.38	2.18	1.38	1.78	2.88	0.73	2.46	1.14	0.86	1.26	1.3	1.38	3.92	2.88	1.96	3.72	3.16	1.76	
P ₂ O ₅	0.08	0.12	0.06	0.16	0.15	0.15	0.16	0.14	0.16	0.18	0.06	0.07	0.08	0.12	0.11	0.33	0.38	0.44	0.09	0.4	
CO ₂	0.14	0.14	0.05	0.14	0.14	0.05	2.4	0.05	1.46	0.32	0.14	0.14	0.14	0.05	0.14	0.23	0.14	0.4	0.14	0.23	
LOI	2.01	1.12	0.92	2.18	1.06	1.27	4.8	0.72	3.22	1.35	0.86	0.93	1.17	1.17	2.98	1.75	0.49	2.57	2.22	0.89	
A/CNK	2.21	1.38	1.02	1.30	1.10	1.11	1.39	1.15	1.30	1.20	1.03	1.06	1.09	1.24							
A/NK	2.27	1.43	1.28	1.59	1.64	1.59	2.00	1.25	1.95	1.38	1.27	1.44	1.45	1.44							
Mg [#]	0.38	0.43	0.19	0.28	0.38	0.37	0.43	0.27	0.32	0.25	0.10	0.13	0.27	0.21	0.65	0.45	0.43	0.39	0.56	0.41	
微量元素(in ppm, by ICP-MS)																					
Hf	1.68	3.3	8.09	5.09	6.55	6.01	6.16	2.4	9.1	4.22	7.44	7.65	8.16	4.89	2.01	5.73	6.74	5.05	2.22	9.73	
Zr	32.9	98.7	265	170	249	235	244	79.6	341	139	241	259	276	157	75.8	246	272	199	76.1	382	
Sc	3.28	2.76	7.63	5.55	9.1	9.25	10.5	3.32	7.81	3.75	10.9	2.82	6.95	4.26	36.4	38.8	37.1	47.8	41.8	24.3	
Co	0.84	0.93	2.07	3.62	9.65	9.11	14	1.18	3.33	2.61	2	2.39	6.2	3.42	41.1	45.4	50.8	30.3	55.1	39.5	
Ni	1.51	0.97	1.16	4.97	14.2	14.7	18.3	1.32	4.49	2.18	1.24	1.93	6.52	4.68	102	44.5	55.5	13.6	83.8	41.4	
Cu	2.4	5.6	3.3	7.1	8.9	12.4	10.7	13.3	6.5	2.4	2.8	4.8	8.8	7.1	72.5	123	36.5	166	61.6	212	
Zn	17.1	12.6	48.9	46	68.5	66.2	26.3	18.1	33.5	42.1	59.1	27.4	40.4	41.7	101	125	160	210	99	147	
Ga	28	23.6	24.9	21.8	24.6	24	24.4	17.8	23.3	22.1	24.5	22.7	20.9	19.9	15.3	20.5	23.8	24.4	19	25.9	
Nb	15.3	15.5	15.3	16.5	10.5	10.6	11.4	15.9	20.4	17.6	18	8.61	12.5	9.55	1.24	15.9	15.6	23.1	0.95	33.5	
Mo	0.11	0.17	0.13	0.22	0.77	0.25	0.62	0.13	0.15	0.38	0.25	1.23	0.94	0.11	0.15	0.54	0.51	0.87	0.17	1.57	
Cd	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.06	0.06	<0.05	<0.05	<0.05	0.08	<0.05	0.12	0.07	0.06	0.16	0.1	0.21	0.13	0.11	<0.05	
In	0.18	0.08	0.08	0.08	0.06	0.06	0.06	<0.05	0.12	<0.05	0.1	0.06	<0.05	<0.05	0.05	0.14	0.1	0.53	0.07	0.09	
Sb	0.48	0.45	0.48	0.49	0.41	0.51	0.53	0.44	0.57	0.46	0.43	2.2	0.66	0.56	0.42	0.97	0.61	0.76	0.53	0.54	
Cs	12	9.75	2.23	8.93	7.94	7.44	8.3	8.48	19.2	7.66	1.37	1.35	9.23	4.71	<0.05	2.5	6.26	4.11	34.7	3.24	
Ta	5.6	2.96	1.33	1.7	0.85	0.85	0.89	3.26	2.25	3.49	1.92	0.7	1.03	0.89	0.085	0.92	0.92	1.39	0.072	2.18	
W	9.97	6.78	0.61	3.59	0.47	0.46	1.86	6.82	6.72	6.5	0.7	0.72	3.24	3.25	0.08	1.01	0.39	193	0.16	0.6	
Tl	2.26	1.89	1.09	1.19	0.81	0.72	0.61	1.69	1.86	1.44	0.87	0.51	0.91	0.82	<0.05	0.31	0.2	0.55	0.81	0.25	
Pb	9.25	11.6	24.9	32	33.6	31.7	10.2	19.2	8.13	31.2	19.1	16.6	30.4	23.6	1.05	5.62	15.1	6.36	1.93	7.51	
Bi	11	1.22	0.12	1.12	0.13	3.38	0.47	1.03	0.24	0.47	0.38	0.62	0.12	0.32	<0.05	0.07	0.1	2.83	<0.05	0.05	
Th	7.24	18.9	39.1	19.5	21.6	7.98	16.7	13.9	37.4	14	31.4	17.1	36.2	19.6	0.99	2.3	3.09	2.24	0.61	7.37	
U	5.38	5.87	3.15	2.42	2.86	1.35	2.6	3.19	3.29	10.1	5.13	4.43	3.75	1.82	<0.05	0.19	0.31	0.92	<0.05	1.1	
Ba	61.7	190	726	344	509	480	182	261	357	215	378	903	752	635	4.7	561	154	847	29.3	389	
Rb	560	287	234	241	227	234	217	345	380	342	288	165	283	281	1.3	79.1	32.3	74.5	143	78.5	
Sr	16.7	21.1	64.3	46.3	194	172	106	34.3	26.2	43.2	73.2	180	70.1	55.5	27.8	315	308	76.5	126	421	
稀土元素(in ppm, by ICP-MS)																					
La	75.2	26.2	97.2	38.4	45.4	23.8	31.4	15.7	38.8	28.7	47.7	51.8	60	31.9	1.99	16.3	18.6	21.5	2.1	43.1	
Ce	32.9	44.6	204	81.4	94.5	47.4	63.4	34.1	85.3	61.8	100	101	126	68.2	6.67	36.3	44.4	46.9	6.4	97.1	
Pr	13.1	6.95	22.3	9.16	10.4	5.33	7.12	3.81	9.63	6.94	11.6	10.6	13.8	7.67	1.19	5.01	5.97	6.05	1.13	12	
Nd	40.7	25.8	82.3	33.7	39.1	20.1	27.6	14.1	35.3	25.7	44.8	38.3	51.3	28.8	6.8	23.7	28.2	27.1	6.92	49.9	
Sm	9.31	6.38	14.3	7.08	7.37	4.1	5.64	3.17	7.11	5.56	9.8	6.3	10.3	6.43	2.47	6.18	7.31	7.11	2.65	10.2	
Eu	1.12	0.74	1.1	1	1.39	1.31	1.2	0.4	0.86	0.57	0.75	1.41	1.25	0.97	0.9	2.25	2.24	2.32	1.19	3.01	
Gd	8.68	5.07	12.4	6.61	6.42	3.93	5.09	3.1	6.53	5.2	9.46	5.88	9.29	6.55	3.14	7.05	8.36	8.33	3.58	9.13	
Tb	1.56	0.82	1.75	1.04	0.85	0.6	0.72	0.56	1.01	0.86	1.57	0.88	1.32	1.1	0.59	1.19	1.38	1.4	0.69	1.31	
Dy	8.16	4.28	9	5.65	4.19	3.24	3.71	3.68	5.75	5.14	9.54	4.91	6.72	6.81	4.04	7.38	8.69	9.15	4.59	6.96	
Ho	1.12	0.68	1.66	1	0.72	0.62	0.69	0.67	1.05	0.92	1.88	0.97	1.17	1.31	0.84	1.47	1.72	1.88	0.97	1.22	
Er	2.72	1.93	5.11	3.01	2.12	1.9	2.08	2.12	3.12	2.75	5.92	3.15	3.19	4.01	2.57	4.36	5.15	5.69	2.94	3.36	
Tm	0.33	0.26	0.68	0.41	0.28	0.25	0.26	0.31	0.44	0.39	0.85	0.45	0.41	0.54	0.35	0.59	0.7	0.77	0.41	0.44	
Yb	1.9	1.8	4.36	2.65	1.85	1.73	1.68	2.07	2.89	2.59	5.58	3.09	2.58	3.5	2.32	3.98	4.49	5.05	2.71	2.63	
Lu	0.23	0.24	0.62	0.39	0.26	0.26	0.25	0.29	0.42	0.36	0.82	0.46	0.37	0.48	0.35	0.59	0.68	0.76	0.4	0.37	
Y	31.6	18.7	47.7	29.3	20.4	17.4	19	20.5	29.8	27	54	28.1	32	37	23	40.5	46.3	48.8	25.9	32.5	

表 3 摩挲营岩体的 Rb-Sr, Sm-Nd 同位素组成

Table 3 Rb-Sr, Sm-Nd isotopic data of Mosuoying intrusion

Sample No.	[Rb] ($\times 10^{-6}$)	[Sr] ($\times 10^{-6}$)	$\frac{87}{86}\text{Rb}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$2s_m$	I_{Sr}	[Sm] ($\times 10^{-6}$)	[Nd] ($\times 10^{-6}$)	$\frac{147}{144}\text{Sm}$	$\frac{143}{144}\text{Nd}$	$2s_m$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$	f (Sm/Nd)	T_{DM} (Ga)
花岗岩															
YL-5	611.29	17.12	110.6	1.425946	15	0.16283	10.04	42.80	0.1418	0.512200	13	-8.6	-2.9	-0.28	2.0
YL-6	440.31	23.01	58.13	1.220214	13	0.55605									
YL-7	252.05	76.72	9.610	0.819391	12	0.70960	14.46	82.53	0.1059	0.511858	13	-15.2	-6.0	-0.46	1.8
BS-2	293.61	52.31	16.60	0.933345	14	0.74372	7.505	35.34	0.1284	0.511944	13	-13.5	-6.6	-0.35	2.1
XC-3	189.27	233.37	2.354	0.741599	14	0.71470	7.834	40.60	0.1167	0.511955	13	-13.3	-5.1	-0.41	1.9
XC-7	187.88	207.9	2.624	0.7463	13	0.71636	4.215	19.94	0.1278	0.512030	13	-11.9	-4.8	-0.35	2.0
XC-9	161.52	108.23	4.337	0.752618	11	0.70307	5.645	27.47	0.1242	0.512010	12	-12.3	-4.9	-0.37	1.9
CH-7	361.84	35.91	30.03	1.016688	14	0.67358	3.273	14.53	0.1361	0.511947	13	-13.5	-7.3	-0.31	2.4
CH-8	462.95	24.3	57.10	1.073206	14	0.42083	6.462	32.58	0.1199	0.511891	11	-14.6	-6.7	-0.39	2.0
CH-10	339.67	60.01	16.72	0.918949	12	0.72797	5.459	24.87	0.1327	0.511934	14	-13.7	-7.2	-0.33	2.3
XJ-1	217.14	75.5	8.414	0.821039	13	0.72491	10.80	49.09	0.1330	0.511999	12	-12.5	-6.0	-0.32	2.2
XJ-3	124.51	176.81	2.045	0.742950	12	0.71959	6.414	38.71	0.1002	0.511833	13	-15.7	-5.8	-0.49	1.8
JC-1	224.67	73.55	8.962	0.850810	13	0.74842	10.28	51.57	0.1206	0.511915	13	-14.1	-6.3	-0.39	2.0
JC-3	215.82	57.12	11.11	0.875046	12	0.74811	6.713	29.53	0.1375	0.512013	14	-12.2	-6.1	-0.30	2.3
基性岩															
YL-3	0.434	28.67	0.0438	0.704511	15	0.70401	5.018	13.76	0.2204	0.513139	13	9.8	7.4		
BS-5	84.11	373.73	0.6517	0.716974	9	0.70953	6.803	25.71	0.1599	0.512529	12	-2.1	1.6		
XC-1	29.88	335.19	0.2581	0.713989	12	0.71104	6.213	23.64	0.1589	0.512505	13	-2.6	1.3		
CH-9	74.92	85.14	2.558	0.756096	11	0.72687	7.839	29.76	0.1592	0.512355	14	-5.5	-1.7		
JC-2	103.47	144.3	2.077	0.720081	28	0.69635	3.139	7.877	0.2409	0.513136	12	9.7	5.2		
SH-2	78.06	494.52	0.4568	0.710017	10	0.70480	10.57	51.28	0.1246	0.512504	13	-2.6	4.7		

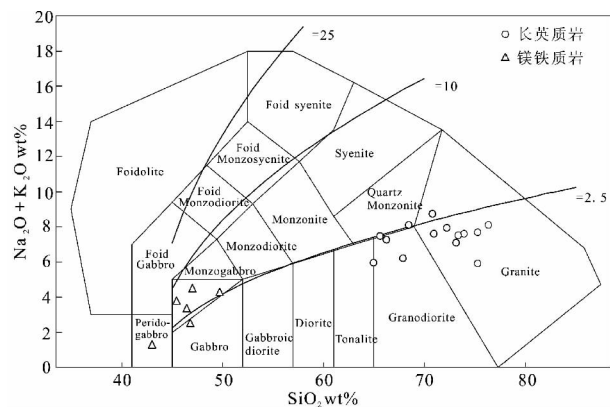


图 5 摩挲营岩体 TAS 图解

Fig. 5 TAS diagram of the Mosuoying intrusion

质谱分析使用 7 个接收器的 Finnigan MAT-262 质量分光计, Sr 用静态模式而 Nd 用动态模式, 详细的分析流程见 Zhang *et al.* (2002)。Nd 同位素比值测定以 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} =$

0.7219 进行标准化, 对 La Jolla 测定的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511854 \pm 7 (2\sigma, n = 8)$; Sr 同位素比值测定采用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ 进行质量分馏校正, Sr 同位素标准为 NBS607 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 1.20035 \pm 1 (2\sigma, n = 6)$ 。实验室全流程本底: Rb、Sr 为 $10^{-10} \sim 10^{-11}$ g, Sm、Nd 为 $10^{-11} \sim 10^{-12}$ g。详细的 Rb-Sr 和 Sm-Nd 化学制备, 质谱测定方法以及各类标准样品测定结果可见有关报道(王银喜等, 1988), 测试结果见表 3。

3 常量和微量元素地球化学

在 TAS 分类图解上(图 5)(Middlemost, 1994), 酸性岩类落在花岗岩、花岗闪长岩和石英二长岩范围内; 基性岩类落在辉长岩、二长辉长岩范围内。

花岗质岩石样品共有 14 个。它们的 SiO_2 含量较高, 为 65.02% ~ 76.44%, Al_2O_3 % 含量 12.54% ~ 16.02%, K_2O 含量较高, 3.16% ~ 5.94%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5.89\% \sim 9.04\%$, 14 个样品 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.03 \sim 0.975$, 均小于 1(图 6)

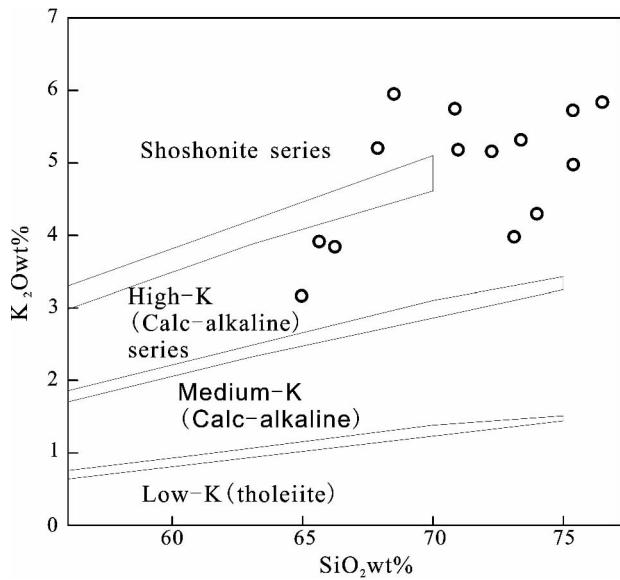
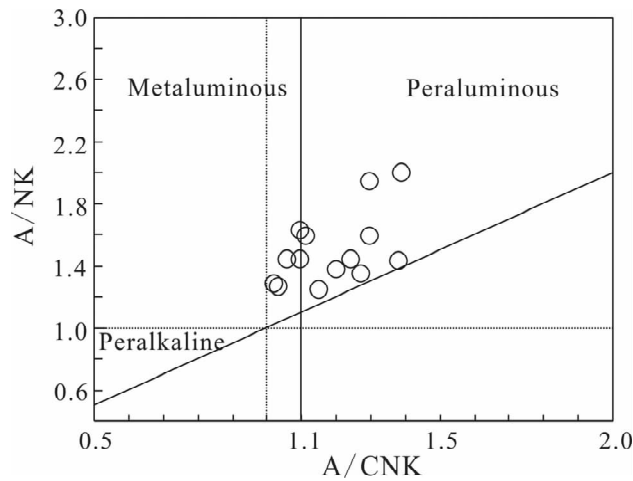
图6 摩挲营岩体主要元素 SiO₂ - K₂O 图解Fig. 6 SiO₂ - K₂O plots of the Mosuoying intrusion

图7 摩挲营岩体主要元素 A/NK - A/CNK 图解

Fig. 7 A/NK-A/CNK diagrams of the Mosuoying intrusion

(Morrison, 1980) 所示属高钾碱性花岗岩, 一般认为 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$ 的区域岩浆起源通常与角闪石在 8~12kbar 的脱水熔融有关 (Rapp *et al.*, 1995), 因此该岩体主体部分不是脱水熔融成因的。薄片中出现原生黑云母等富铝矿物, 表明花岗岩具有陆壳改造型花岗岩的富硅和铝过饱和的特征。A/NKC 值在 1.02~2.21 之间, 其中 11 个样品 A/NKC 值大于或近等于 1.1, YL-5 的 A/NKC 值高达 2.21, 显示过铝质花岗岩的特征 (图 7), 应为 S 型花岗岩。

基性岩的 SiO_2 含量较低, 为 43.03%~49.7%; $\text{Mg}^\# = 0.39\% \sim 0.65\%$ 。在 Nb/Y-Zr/TiO₂ 岩石分类图上, 所有样品 Nb/Y 比值为 0.0367~0.4734, 均 < 0.5 , 落入亚碱性玄武岩范围。

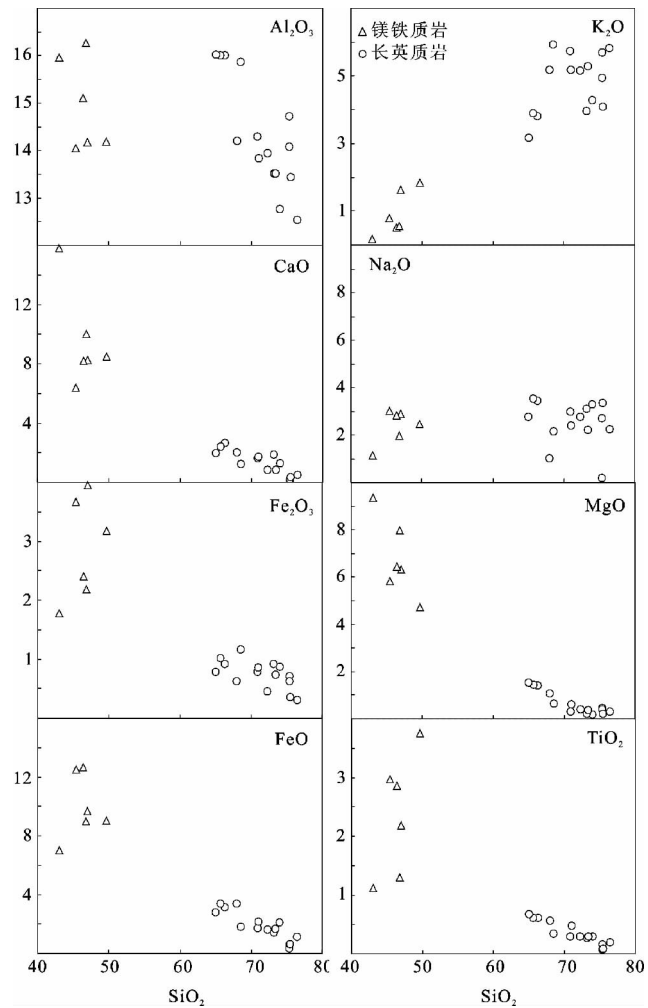


图8 摩挲营岩体主要元素 Harker 图解

Fig. 8 Main elements' Harker diagrams of the Mosuoying intrusion

在基性岩与花岗岩质石的 Harker 图解上 (图 8), SiO_2 与 CaO 、 Fe_2O_3 、 FeO 、 MgO 、 TiO_2 呈明显的负相关, 与 K_2O 呈明显的正相关, 且均显示良好的线性关系, 表明基性与花岗岩质浆混合或者花岗岩质浆由基性岩浆结晶分异而来。

摩挲营岩体稀土元素配分与微量元素蛛网图见 (图 9), 摩挲营岩体中微量元素含量见表 (3), 稀土元素配分图和微量元素蛛网图见图 (9)。花岗岩的 ΣREE 为 104.6~504.5 $\times 10^{-6}$, $\Sigma \text{LREE}/(\Sigma \text{HREE} + \text{Y}) = 2.14 \sim 5.34$, $(\text{La}/\text{Lu})_N = 6.14 \sim 34.49$, 曲线右倾, 富 LREE, δEu ($\text{Eu} = \text{Eu}_N/(\text{Sm}_N(\text{Gd}_N/1/2)) = 0.22 \sim 0.71$, 呈现强 Eu 的负异常, 表明斜长石从岩浆中结晶分离。基性岩可分为两组, 第 1 组样品包括 SH-2, BS-5, XC-1, CH-9, 中等富集 LREE ($(\text{La}/\text{Lu})_N = 2.89 \sim 12.29$), 没有明显的 Eu 异常 ($\delta \text{Eu} = 0.88 \sim 1.04$); 第 2 组样品 (JC-2, YL-3) 表现出较平坦的 REE 分布形式, $(\text{La}/\text{Lu})_N = 0.55 \sim 0.60$, JC-2 显示 Eu 正异常。与第 1 组样品相比, 第 2 组样品的 LREE 富集程度略低, ΣREE 也略低。

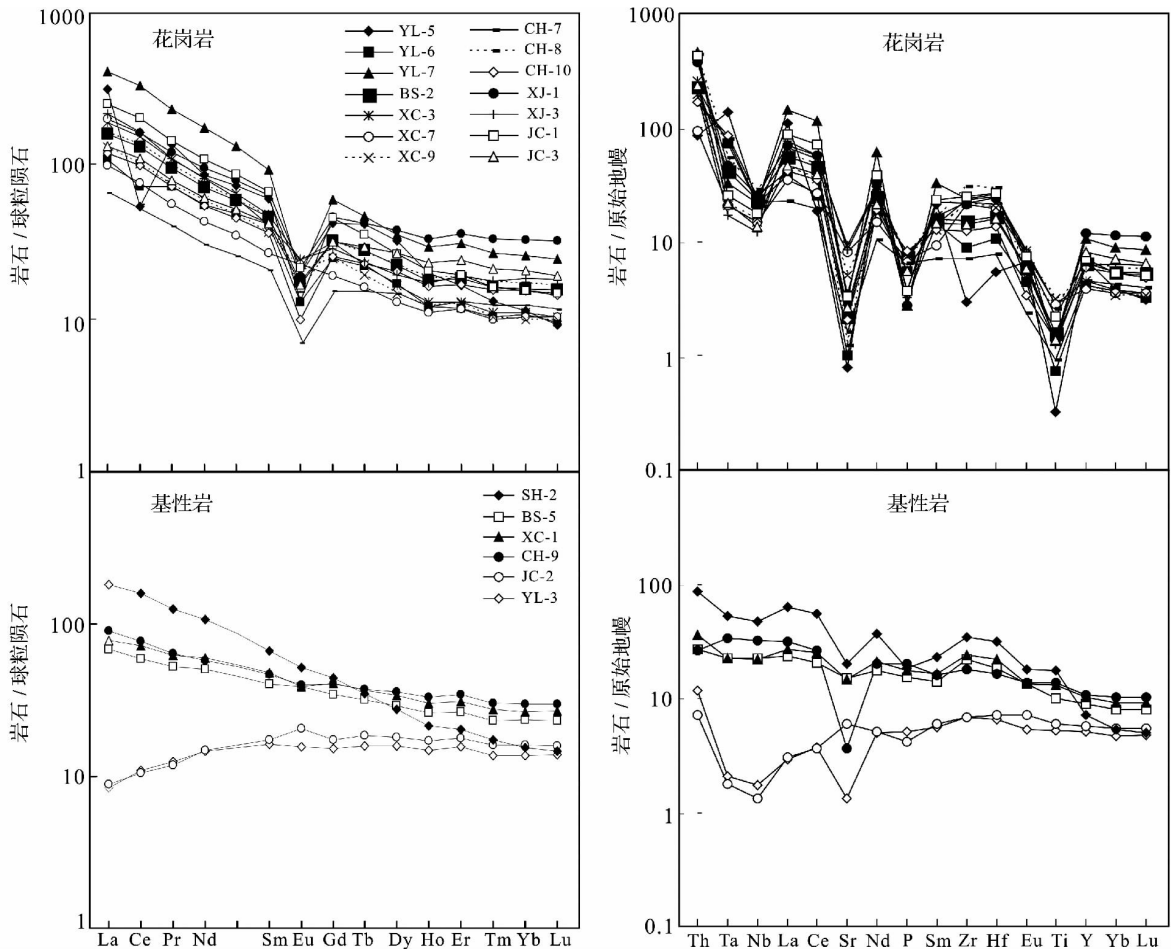


图9 稀土元素配分与微量元素蛛网图

(球粒陨石、原始地幔标准化值引自 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 9 REE patterns and of trace element spidergrams the Mosuoying intrusion (after Sun and McDonough, 1989)

在原始地幔标准化蛛网图上, 花岗岩明显亏损 Ta、Nb、Sr、Ti, Nb 亏损说明与陆壳有密切关系, 因为原始地幔形成陆壳第一阶段 Nb-Ta 优先残留于地幔; Sr 亏损指示是斜长石分离结晶, 因为 Sr 相容于斜长石; Ti 贫化表示岩浆物质来源于地壳, 因为 Ti 不易进入熔体而残留于源区。总之, 这些特征指示花岗岩的源区可能主要来自地壳, 是地壳环境下壳源岩石发生部分熔融的产物。基性岩第 1 组样品具有右倾的分布形式, 不相容元素富集, Nb-Ta 稍有亏损, 与 OIB 较相似; 第 2 组样品分布形式较平坦, Nb 和 Ta 亏损, 与 N-MORB 相类似, 只是 Th 偏高; 它们共同表现出的 Sr 明显负异常可能是由后期的蚀变所致。

由基性岩的 Zr-Ti 图解 (图 10) 可知, YL-3 和 JC-2 落于火山弧玄武岩区, 而其它四个落入板内玄武岩区。

4 Sr-Nd 同位素特征

摩掌营岩体 Rb/Sr 和 Sm/Nd 同位素数据见表 3。对高 Rb/Sr 比值的岩石来说, I_{Sr} 值会给有很大的不确定性, 表 3 中

小于 0.7000 (0.16283 ~ 0.69635) 和大于 0.70400 (0.710017 ~ 1.425946) 的 I_{Sr} 值是不合理的。显然, 由高 Rb/Sr 比值经过年龄校正计算出来的 I_{Sr} 值不能用于讨论岩石成因 (Jahn B M *et al.*, 2001)。

花岗质岩的 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 变化于 0.1002 ~ 0.2693 之间, $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值 (-7.3 ~ -2.9) 很低, 反映其源区是以古老地壳物质为主, 是古老地壳物质的再改造而形成; Nd 模式年龄 T_{DM} (1.8 ~ 2.4 Ga) 较低, 表明这种老地壳的可能年龄为早元古代的老基底。但是, 花岗质岩的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值变化范围较大, 因此存在两种可能: (1) 岩浆来自老地壳的部分熔融, 但地壳源区岩石类型复杂, 具有强烈 Nd 同位素不均一性; (2) 岩浆主体来自古老地壳的部分熔融, 但同时有少量幔源物质的混入。由于花岗岩的 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值和 SiO_2 具有正相关关系, 且花岗岩中可见到暗色包体 (图 2), 因此少量幔源岩浆混合的现象是有可能的。

基性岩的 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 变化于 0.1246 ~ 0.2409 之间, $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值为 -1.7 ~ 7.4, 显示 Nd 同位素亏损, 表明基性岩来自于亏损的软流圈地幔。但是但变化范围较大, 样品 CH-9

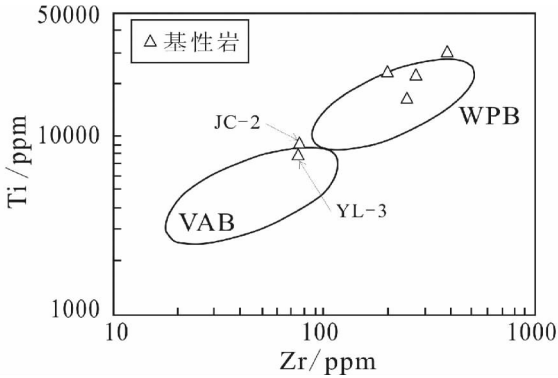


图 10 摩挲营岩体 Zr-Ti 判别图 (Pearce, 1996)

Fig. 10 Zr vs. Ti diagrams of the Mosuoying pluton (after Pearce, 196)

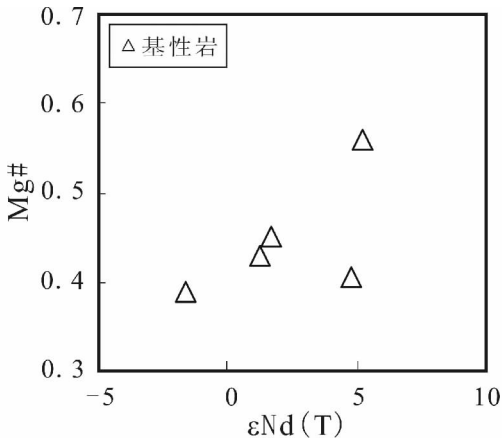


图 11 摩挲营岩体 $Mg^{\#}-\epsilon_{Nd}(t)$ 图解

Fig. 11 $Mg^{\#}-\epsilon_{Nd}(t)$ diagram of diabases of the Mosuoying intrusion

具有负的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值 (-1.7), 说明体系(1)还有其它源区; (2)与地壳物质发生了混杂。由于辉绿岩的 $Mg^{\#}$ 和 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值具有正相关关系(图 13), 表明辉绿岩的 Nd 同位素变化可能与地壳混染有关。

5 岩石成因与构造环境的讨论

扬子地台边缘广泛出露新元古代的花岗岩, 如皖南的许村岩体、修宁岩体、歙县岩体等; 赣北的九岭岩体; 桂北的三防岩体、元宝山岩体、本洞岩体等; 鄂东南的黄陵岩体; 西南边缘沿康滇地轴出露的大片岩体(从四川的康定片麻岩到云南峨山岩体)。对上述花岗岩体及同时代基性岩的成因和构造环境前人有不同的认识。

Li *et al.* (1995) 最早根据地层学的相关性和构造分析, 认为晚中元古代 Rodinia 超大陆拼合的时候, 扬子地块是位于澳大利亚和劳伦克拉通之间的陆块; 大约 0.7Ga 时当

Rodinia 超大陆裂解时扬子地块才与其它大陆分离。之后 Li ZX *et al.* (1999) 测得广西铁镁质-超铁镁质岩墙的锆石 SHRIMP 年龄为 $828 \pm 7\text{Ma}$, 认为与澳大利亚 Gairdner 岩墙群时代 ($827 \pm 6\text{Ma}$) 一致, 华南可能与劳伦、澳大利亚处在同一个超级地幔柱上, 该地幔柱 825Ma 的上升侵位导致了 Rodinia 超大陆的裂解。Li XH *et al.* (2002) 的研究表明川西早震旦世苏雄组双峰式火山岩中的碱性玄武岩具有与现代洋岛玄武岩和大陆溢流玄武岩相似的地球化学和同位素特征, 表明扬子地块约 800Ma 前的裂谷作用和火山作用是地幔柱活动引发的结果; Li XH *et al.* (2003) 提出在 860 ~ 750Ma 期间, Rodinia 超大陆下存在一个超级地幔柱, 该地幔柱活动最终导致了广泛的非造山岩浆活动和大陆裂谷; Li ZX *et al.* (2003) 根据华南中酸性岩的综合统计的年龄频率图认为在新元古代时中国华南两阶段双峰式岩浆作用, 第一阶段为 830 ~ 790Ma, 开始于大陆裂谷发生前期并持续到第一次大陆裂解开始, 第二阶段为 780 ~ 745Ma, 发生在大陆裂谷活动的晚期。相似的晚古生代非造山岩浆作用在 Rodinia 超大陆的其它部分也有记录, 例如澳大利亚、印度、马达加斯加、塞舌尔、南非、和劳伦, 持续了 85Ma 的非造山的岩浆作用所需的热源正是由 Rodinia 超大陆之下的超级地幔柱所提供的。但这一说法随后遭到了周金城等人(2005)的质疑, 他们认为能够延续 100Ma 的地幔柱是不可能的, 而且 Li ZX *et al.* (2003) 等描绘的头部直径达 6000km 的地幔柱也是不可思议的。Wang J *et al.* (2003) 通过对比华南扬子地台西缘康滇地轴的南华沉积盆地与澳大利亚东南部的 Adelaide 裂谷, 认为两者在沉积时间和沉积特征上是一致的, 从而证明在 Rodinia 超大陆中华南与东澳拼贴在一起, 直到 750Ma 时 Rodinia 裂解才与澳大利亚板块分离开。Li XH *et al.* (2005) 等人报道了金川超镁铁岩体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 $827 \pm 8\text{Ma}$, 并结合岩石和矿物地球化学特征认为金州含 Ni-Cu 超镁铁岩体很可能与 Rodinia 超大陆裂解时期的约 825Ma 的地幔柱活动有关。

周金城等(2003)通过对桂北新元古代镁铁质-超镁铁质岩的研究发现在原始地幔标准化曲线上出现明显的 Nb、Ti 负异常, $\epsilon_{Nd}(t)$ 值相对较高 ($= -0.74 \sim 2.4$), 具有岛弧火山岩系的地球化学特征, 是会聚板块边缘岩浆作用的产物; Zhou MF *et al.* (2002b) 通过对华南北部两个镁铁质侵入岩体和 Zhou MF *et al.* (2002a) 通过对扬子地台西南缘四川西北部出露的花岗片麻岩和四川西部的花岗杂岩的研究发现它们富集大离子亲石元素和轻稀土元素而亏损高场强元素, 有明显的 Nb 负异常, 认为它们是由于晚元古代时期 Rodinia 大洋岩石圈向南和向西俯冲到扬子地台下部所生成的。

本文中基性岩 JC-2 和 YL-3 轻稀土亏损, $\epsilon_{Nd}(t)$ 值为 5.2 和 7.4, 应来自于亏损地幔, 但是有明显的 Nb、Ta 负异常, 在 Zr-Ti 图解中落入火山弧玄武岩区, 应为受到地壳物质混染的缘故。基性岩其它 4 个样品来自于轻稀土富集的地幔源

区, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 -1.7 、 1.3 、 1.6 、 4.7 , 也有 Nb、Ta 的负异常, 可能也来自于较亏损地幔, 但受到了更多地壳物质的混染。花岗质岩石的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值介于 $-2.9 \sim -7.2$, 应该是来自古老地壳的老基底。

因此本文认为有可能是来源于亏损的软流圈地幔的基性岩浆以地幔柱的形式向上侵位过程中加热地壳, 引起古老地壳熔融生成花岗岩, 两者同时上升侵位, 两种端元的岩浆发生了混合并在随后的上升侵位过程中发生了分异结晶作用。综上所述, 作者认为扬子西缘晚元古代大面积的岩浆活动可能与地幔柱的作用有密切关系。

6 结论

(1) 本次研究的主体是摩挲营杂岩体, 包括其附近的锦川、六华、新田、顺河、下村等 5 个小岩体, 为一个形成于元古代晋宁期以花岗岩为主的岩基, 局部出露基性岩脉和基性包体。

(2) 基性岩的锆石 SHRIMP 年龄为 $842 \pm 14\text{Ma}$ (MSWD = 0.34), 花岗岩的为 $803 \pm 15\text{Ma}$ (MSWD = 1.18) 和 $790 \pm 16\text{Ma}$ (MSWD = 0.97), 但是, 花岗岩中的中性暗色包体有被定向拉长的迹象, 表明基性岩侵入未冷却的花岗质岩浆中, 因此推断基性岩浆应该有多次活动。

(3) 花岗岩的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值在 $-7.3 \sim -2.9$ 之间, T_{DM} 在 $1.8 \sim 2.4\text{Ga}$ 之间, 来源于古老的地壳物质, 基性岩的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 $-1.7 \sim 4.7$, 来源于亏损的软流圈地幔, 但两者之间发生了混染。主、微量元素特征显示两者在上升侵位过程中都发生了不同程度的结晶分异作用。

(4) 该岩体的形成与裂谷和岩石圈伸展的构造环境有关, 有可能是来源于亏损软流圈地幔的基性岩浆加热地壳, 引起古老地壳熔融生成花岗岩, 最终两者几乎同时定位; 本文的研究结果支持华南位于澳大利亚和 Laurentia 大陆之间的 Rodinia 超大陆重建模式。

References

Compston W, Williams IS and Meyer C. 1984. U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *Journal of Geophysical Research*, 89 (Supp.): 325-534

Compston W, Williams IS, Kirschvink JL, Zhang Z and Ma G. 1992. Zircon U-Pb ages for the early Cambrian time scale. *Journal of the Geological Society, London*, 149, 171-184

Guo CL, Wang DH, Fu XF, Zhao ZG, Fu DM and Chen YC. 2006. Discovery of indium-rich ores in Chahe tin deposits, Huili, Sichuan, and its significances. *Geological Review*, 52(4): 1-6 (in Chinese with English abstract)

Hoskin PWO, Black LP. 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, 18: 423-439

Huang JQ. 1945. Comments on On Major Tectonic Forms of China. Geological Publishing House (in Chinese)

Jahn BM, Wu FY, Capdevila R, Martineau F, Wang YX and Zhao ZH. 2001. Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: the Woduhe and Baerzhe granites from the Great Xing'an Mountain in NE China. *Lithos*, 59: 171-198

Jin MX, Liu BZ, He CH and Shen S. 1993. Metallogenetic Criteria and Indications and Prospecting for the Tin and Tungsten Deposits in the Mosuoing Region. Chengdu: Southwest Jiaotong University Press, 4-20

Jin MX and Shen Su. 1995. Ore-control conditions of Sn and W ore deposits in the Mosuoing region, Sichuan, China. *Scientia Geologica Sinica*, 4(1): 287-294

Li FH, Tan JM, Shen YL, Yu FX, Zhou GF, Pan XN and Li XZ. 1988. The Presinian in the Kangdian Area. Chongqing Publishing House, 264 (in Chinese)

Li XH. 1999. U-Pb zircon ages of granites from northern Guangxi and their tectonic significance. *Geochimica*, 28(1): 1-9 (in Chinese with English abstract)

Li XH, Li ZX, Zhou H *et al.* 2002. U-Pb zircon geochronology, geochemistry and Nd isotopic study of Neoproterozoic bimodal volcanic rocks in the Kangdian rift of South China: Implications for the initial rifting of Rodinia. *Precambrian Research*, 113: 135-154

Li XH, Li ZX, Ge W *et al.* 2003. Neoproterozoic granitoids in South China: Crustal melting above a mantle plume at ca. 825 Ma? *Precambrian Research*, 122: 45-83

Li XH, Su L, Chung SL, Li ZX, Liu Y, Song B and Liu DY. 2005. Formation of the Jinchuan ultramafic intrusion and the world's third largest Ni-Cu sulfide deposit: Associated with the ~825 Ma South China mantle plume? *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6: Q11004, 1029/2005GC001006

Li ZX, Zhang L and Powell CM. 1995. South China in Rodinia: part of the missing link between Australia-East Antarctica and Laurentia? *Geology*, 23: 407-410

Li ZX, Li XH, Kinny PD and Wang J. 1999. The breakup of Rodinia: did it start with a mantle plume beneath South China? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 173: 171-181

Li ZX, Li XH, Kinny PD, Wang J, Zhang S and 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. *Precambrian Research*, 122: 85-109

Lin GC, Li XH and Li WX. 2006. Zircon SHRIMP U-Pb ages, element and Nd-Hf isotopic geochemistry of Neoproterozoic basaltic dyke swarms in Western Sichuan: Petrogenesis and tectonic significance. *Science in China (Ser. D)*, 36(7): 630-645 (in Chinese)

Liu YR, Jin MX, Xing XF and Shen GF. 1988. Granitoids and their metallogenetic characteristics in Xichang-middle part of Yunnan. Chongqing: Chongqing Press, 31-79 (in Chinese)

Ma YF (ed.). 2002. China Geology Atlas. Beijing: Geological Publishing House, 277-284 (in Chinese)

Middlemost EAK. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Sci. Rev.*, 37: 215-224

Morrison GW. 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 13: 97-108

Pearce JA. 1996. A User's Guide to Basalt Discrimination Diagrams. In: Wyman DA (ed.). Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12: 79-113

Peng QM. 1987. Geology and genesis of the proterozoic deposit at Chahe, Huili, West Sichuan. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 17(2): 177-188 (in Chinese with English abstract)

Rapp RP and Watson EB. 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36: 891-931

- Shen WZ, Ling HF, Xu SJ, Zhou XM, Zhao ZF, Guo JQ. 2000. Geochemical characteristics and genesis of some Neoproterozoic granitoids in the northern part of the western margin of the Yangtze block. *Geological Review*, 46(5): 512 - 519 (in Chinese with English abstract)
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; Implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ (ed.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publications, 42: 313 - 345
- ernon RH, Etheridge MA and Wall VJ. 1988. Sharp and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow. *Lithos*, 22: 1 - 11
- Wang J and Li ZX. 2003. History of Neoproterozoic rift basins in South China; implications for Rodinia break-up. *Precambrian Research*, 122: 141 - 158
- Wang YX, Yang JD, Tao XC and Li HM. 1988. A study of the Sm-Nd method for fossil mineral rock and its application. *Journal of Nanjing University (Natural Sciences)*, 21(2): 297 - 308 (in Chinese with English abstract)
- Williams IS and Claesson S. 1987. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides: II. Ion microprobe zircon U-Th-Pb. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 97: 205 - 217
- Williams IS. 1998. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: McKibben MA, Shanks III WC and Ridley WI (eds.). *Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes*. *Reviews in Economic Geology*, 7: 1 - 35
- Zhang HF, Sun M and Zhou XH. 2002. Mesozoic lithosphere destruction beneath the North China Craton; evidence from Major-, trace-element and Sr-Nd-Pb isotope studies of Fangcheng basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 144: 241 - 253
- Zhou JC, Wang XL and Qiu JS. 2005. Is there a magmatism about Neoproterozoic super-mantle plume in South China? *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 24 (Supp.): 103 - 105 (in Chinese)
- Zhou MF, Yan DP, Kennedy AK, Li YQ and Ding J. 2002a. SHRIMP U-Pb zircon geochronological and geochemical evidence for Neoproterozoic arc-magmatism along the western margin of the Yangtze Block, South China. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 196: 51 - 67
- Zhou MF, Kennedy AK, Sun M, Malpas John and Leshner CM. 2002b. Neoproterozoic arc-related mafic intrusions along the northern margin of South China; Implications for the accretion of Rodinia. *The Journal of Geology*, 110: 611 - 618
- Zhou XM. 2003. My thinking about granite geneses of South China. *Geological Journal of China Universities*, 9(4): 556 - 565 (in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

- 郭春丽, 王登红, 付小方, 赵支刚, 傅德明, 陈毓川. 2006. 四川盆河锡矿区富铜矿石的发现及其找矿意义. *地质论评*, 52(4): 1 - 6
- 黄汲清. 1945. 中国主要地质构造单元. 地质出版社
- 金明霞, 刘炳璋, 何长虹, 沈苏. 1993. 四川摩挲营地区锡钨成矿标志及找矿方向. 西南交通大学出版社, 4 - 20
- 李复汉, 覃嘉铭, 申玉连, 玉福星, 周国富, 潘杏南, 李兴振. 1988. 康滇地区的前震旦系. 重庆出版社, 264
- 李献华. 1999. 广西北部新元古代花岗岩锆石 U-Pb 年代学及其构造意义. *地球化学*, 28(1): 1 - 9
- 林广春, 李献华, 李武显. 2006. 川西新元古代基性岩墙群的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄、元素和 Nd-Hf 同位素地球化学: 岩石成因与构造意义. *中国科学(D)*, 36(7): 630 - 645
- 刘俨然, 金明霞, 邢雪芬等. 1988. 西昌—滇中地区花岗岩类及其含矿特征. 重庆出版社, 31 - 79
- 马丽芳(主编). 2002. 中国地质图集. 北京: 地质出版社, 277 - 284
- 彭齐鸣. 1987. 四川会理盆河元古宙锡矿床的地质特征及成因探讨. *吉林大学学报(地球科学版)*, 17(2): 177 - 188
- 沈渭洲, 凌洪飞, 徐士进, 周新民, 赵子福, 郭建强. 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. *地质论评*, 46(5): 512 - 519
- 王银喜, 杨杰东, 陶仙聪, 李惠民. 1988. 化石、矿物和岩石样品的 Sm-Nd 同位素实验方法研究及其应用. *南京大学学报(自然科学版)*, 21(2): 297 - 308
- 周金城, 王孝磊, 邱经生. 2005. 华南是否存在与新元古代超级地幔柱有关的岩浆活动? *矿物岩石地球化学通报*, 24(增刊): 103 - 105
- 周新民. 2003. 对华南花岗岩研究的若干思考. *高校地质学报*, 9(4): 556 - 565