

湘北华容地区桃花山花岗岩体年代学 及地球化学特征

彭雨春¹ 马铁球² 李英奇¹ 周柯军² 柏道远²

(1.湘潭大学能源工程学院,湖南 湘潭 411100;2.湖南省地质调查院,湖南 长沙 410011)

摘要:分布于湖南北部华容隆起中的桃花山岩体侵位于中元古代冷家溪群中,由早期细粒少斑状角闪石黑云母花岗岩、闪长岩、细中粒斑状黑云母二长花岗岩、中细粒少斑状二云母二长花岗岩至末期细粒黑(二)云母二长花岗岩等四期侵入体组成。对该岩体中部的中粒斑状黑云母二长花岗岩进行锆石 SHRIMP U-Pb 测年,获得 $^{203}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $(140.3 \pm 3.8)\text{Ma}$ (2σ) ($n=7$, $\text{MSWD}=2.3$),代表岩体侵位年龄,表明其成岩时代为晚侏罗世。岩石地球化学特征 $\text{SiO}_2=71.10\% \sim 73.00\%$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=1.09 \sim 1.66$,属过铝质高钾钙碱性系列;岩石明显富集大离子亲石元素,亏损高场强元素, $\text{Rb}/\text{Sr}=0.23 \sim 1.95$; $\sum \text{REE}$ 较高 ($175.1 \sim 259.9$),Eu 为弱负异常 ($\delta \text{Eu}=0.55 \sim 0.82$), $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=13.52 \sim 43.71$;低 $\varepsilon \text{Nd}(-8.1 \sim -10.1)$,高 $T_{2\text{DM}}(1.59 \sim 1.75 \text{ Ga})$ 。综合研究表明,桃花山花岗岩,属壳源含白云母过铝花岗岩类(MPG),为华南前寒武纪基底重熔而成;其形成的构造背景应为碰撞造山作用晚期或结束时期,陆内碰撞造山作用增温减压体制下的产物,同时也标志着湘北地区在 140 Ma 后全面转入陆内伸展阶段。

关键词:晚侏罗世;锆石 U-Pb 定年;花岗岩;地球化学;湘北

中图分类号: P597;P591

文献标志码: A

文章编号: 1000-3657(2011)02-0271-11

湘北华容地区位于扬子地块和华夏地块接合部位,即所谓扬子地块南缘、呈北东-南西向展布的江南造山带北段,也就是俗称的湘东北重要成矿花岗岩带的西延部分。江南造山带地质发展大致经历了新元古代早期(825 Ma 左右)扬子地块与华夏地块的碰撞、南华纪的(聚合的)扬子地块和华夏地块裂解、晚志留世随后的聚合,晚三叠华南地块和华北地块的最后碰撞以及中侏罗世—白垩纪时期太平洋板块向欧亚大陆的斜向俯冲等重大的构造事件^[1-3]。因而位于该区的湘东北地区的构造发展同样可能经历了包括前中生代的陆缘增生造山—陆陆碰撞造山、早侏罗世滨太平洋系陆壳俯冲造山—侏罗纪的陆内会聚走滑造山、到白垩纪—古近纪的陆内离散走滑造山以及近代的隆升等多种多样的造山运动过程^[3-5]。

该区在多次、多类型陆缘、陆间和陆内造山作

用影响下,岩浆活动频繁,从新元古代开始^[6]至晚白垩世均有岩浆活动的记录,其中尤以晚侏罗世—早白垩世(燕山中、晚期)岩浆活动最为强烈。这些燕山期花岗质岩体呈岩基、岩株状产出,广泛侵位于中元古代冷家溪群浅变质沉积岩中。而有关该区燕山期大规模花岗质岩浆作用的研究总体较为薄弱。

近年来笔者在 1:25 万区域地质调查及《湖南省区域地质志》编志过程中,对湘东北出露的各时代花岗岩体进行了详细的岩基解体和岩石地球化学、同位素等方面的研究,本文就桃花山岩体锆石 SHRIMP-U-Pb 测年及岩体岩石地球化学特征作详细介绍,并在此基础上简单讨论花岗质岩浆活动的构造背景。

1 岩体地质及岩相学

桃花山岩体位于湘鄂两省交界处的华容隆起

中,华容隆起主要由花岗岩体和冷家溪群雷神庙组、小木坪组浅变质沉积岩组成,南侧为洞庭湖平原,北侧是江汉平原,长江围绕北、东两侧而过。岩体被第四系松散堆积物分隔成大小不等的 15 个孤立小侵入体,出露面积约 153 km²。而在距华容县西侧 10 km 左右的潭子口和梅田湖一带,根据钻孔资料,第四系松散堆积物之下仍有大面积花岗岩分布,其岩石特征可与桃花山岩体类比,据此推算桃花山岩体的分布面积比现有出露的可能大 3 倍以上(图 1)。

桃花山岩体侵位于冷家溪群雷神庙组、小木坪组浅变质岩中,岩体内围岩残留体(或捕虏体)、残留顶盖较发育,说明岩体剥蚀程度较浅。由于受后期构造作用的影响,岩体内挤压破碎带发育,花岗质岩石局部还可见片麻状构造。所侵入的围岩热接触变质作用较强,常见有角岩化、斑点板岩化、硅化等,变质岩石

一般为堇青石石英角岩、堇青石红柱石角岩、角岩化砂岩、千枚状板岩等。局部地段与围岩接触界线附近可见混合岩化现象,围岩多被长英质矿物所代替。

岩体内花岗伟晶岩脉十分发育,主要分布在残留顶盖附近,呈脉状或囊状产出。另有少量的细粒花岗岩脉、石英脉、云英岩脉、花岗斑岩脉。岩石内蚀作用较强,一般为绿泥石化、绢云母化、白云母化、钾化、钠化、云英岩化等。

岩体主要由四次侵入体组成,岩性主要为花岗闪长岩—二长花岗岩(表 1)。细粒少斑状角闪石母黑云花岗闪长岩,出露面积较小,多分布于岩体南侧三封寺一带。局部斜长石含量高,为英云闪长岩。岩石中似斑晶与基质粒度大小悬殊,含量 5%左右,由微斜微纹长石、斜长石、石英组成。基质矿物主要由微斜微纹长石、斜长石、石英以及黑云母组成。斜长

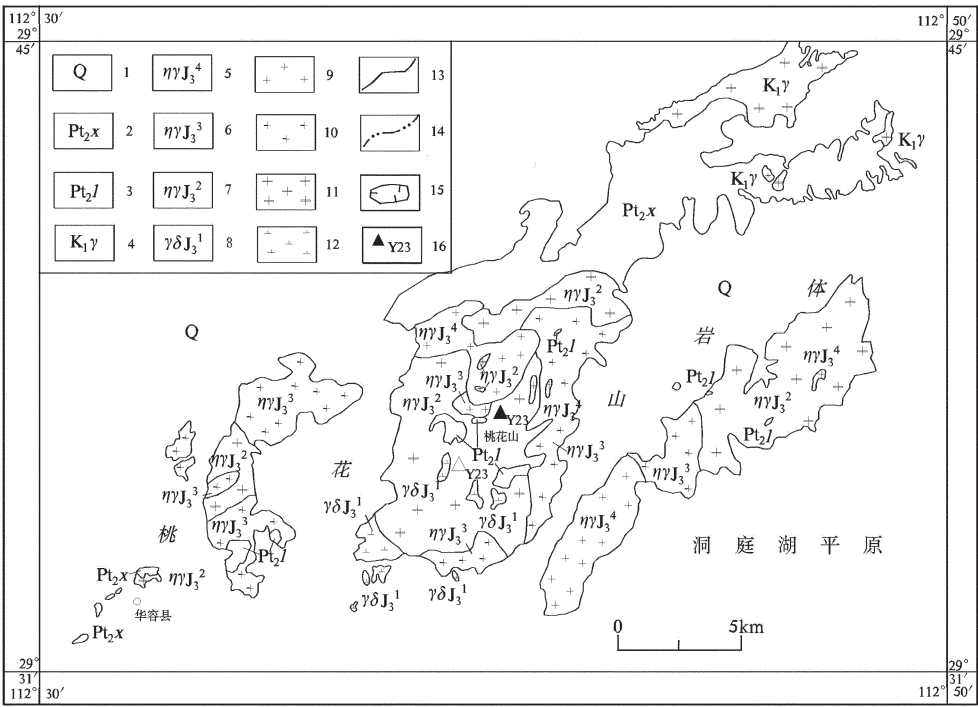


图 1 桃花山花岗岩体地质简图

- 1—第四系;2—中元古代小木坪组;3—中元古代雷神庙组;4—早白垩世花岗岩;5—晚侏罗世第四次侵入体;
6—晚侏罗世第三次侵入体;7—晚侏罗世第二次侵入体;8—晚侏罗世第一次侵入体;9—细粒二云母二长花岗岩;
10—中细粒少斑状二云母二长花岗岩;11—细中粒斑状黑云母二长花岗岩;12—中细粒少斑状黑云母花岗闪长岩;
13—地质界线;14—省界;15—隐伏岩体界线;16—采样位置及编号

Fig.1 Geological sketch map of Taohuashan granitic pluton

- 1—Quaternary; 2—Middle Porterozoic Xiaomuping Formation; 3—Middle Porterozoic Leishenmiao Formation;
4—Early Cretaceous granite; 5—Late Jurassic fourth intrusive body; 6—Late Jurassic third intrusive body; 7—Late Jurassic second intrusive body; 8—Late Jurassic fifth intrusive body; 9—Fine-grained two-mica monzonitic granite; 10—Medium- and fine-grained, sparsely-porphyritic two-mica monzonitic granite; 11—Fine- and medium-grained, porphyritic biotite monzonitic granite; 12—Medium- and fine-grained, sparsely-porphyritic biotite granodiorite; 13—Geological boundary; 14—Provincial boundary; 15—Boundary of concealed granitic body; 16—Sampling location and serial number

表 1 桃花山岩体各期次岩石单元及矿物平均含量(%)

Table 1 Lithology and average content of minerals (%) of Taohuashan granites

侵入期次	代号	岩 性	斜长石 (An)	钾长石	石英	黑云母	白云母	角闪石	样数
晚次	??J ₃ ⁴	细粒黑(二)云母二长花岗岩	28	18	35	30	4	3	4
三次	??J ₃ ³	中细粒少斑状二云母二长花岗岩	37	25	34	27	5	2	3
二次	??J ₃ ²	细中粒斑状黑云母二长花岗岩	25	35	35	28	11	1	6
早次	?dJ ₃ ¹	细粒少斑状角闪石黑云母花岗岩闪长岩	51	42	11	24	13	2	4

石一般为中长石(An35~49),半自形板状,普遍具钠长双晶,并常见卡钠联合双晶,部分具肖钠联合双晶。多数具环带构造或环带消光,环数 4~5;与钾长石接触处,常见蠕英结构。钾长石以微斜长石为主,具格子状双晶,个别具钠长石条纹,呈他形粒状、不规则板状、半自形板状。其中常见有斜长石、石英、黑云母等包体。石英他形粒状,部分呈充填状。黑云母为他形—自形板片状、鳞片状,可呈聚集状出现,常见有副矿物包体;多色性明显,Ng'暗棕色—浅褐色,Np'浅黄色、Np'=Nm'。角闪石为半自形柱状,Ng∧C=14°,Ng'浅绿色—深绿色,Np'浅黄绿色—浅黄色,可被黑云母交代。

细中粒斑状角闪石黑云母二长花岗岩:似斑状结构,细中粒花岗结构。似斑晶为微斜微纹长石,呈他形—半自形板状,格子双晶不明显,多为隐格状,可见卡氏双晶,见有细小的斜长石、石英、黑云母和角闪石嵌晶,裂纹处有不规则的石英填充;大小一般为 10 mm×25 mm 左右,含量大于 15%。基质矿物主要由微斜微纹长石、斜长石、石英以及黑云母、角闪石等组成。斜长石呈半自形板状,具钠氏双晶、卡钠复合双晶等,常见环状消光(2 环),见有绢云母化;微斜微纹长石光学特征与斑晶相似,同时有融蚀交代斜长石现象,使两者界线呈不规则曲线状分布。石英他形粒状、充填状或聚集状产出,见裂纹、波状消光等变形亚颗粒,并在石英的裂隙处见有微斜微纹长石填充。黑云母及白云母,自形片状,两者常伴生,Ng'深棕—深褐色,Np'浅黄—浅棕黄色。有磁铁矿、锆石、褐帘石包体。

中细粒少斑状二云母二长花岗岩:岩石中见有 5%左右的钾长石斑晶,呈窄板状。基质矿物特征大致与细中粒斑状角闪石黑云母二长花岗岩相似,但长石自形程度稍高,更长石(An19~28)少数具环带构造和环状消光,环数 2~6 环,内环 28~31,外环 26 左右。黑云母多色性明显,Ng'为暗褐色,Np'为黄白色。石英他形粒状,波状消光明显,部分有熔蚀交代

长石、云母现象。矿物粒径一般为 0.12~2 mm,部分为 2.2~4 mm。

细粒黑(二)云母二长花岗岩:岩石结构较均匀。主要由微斜微纹长石、斜长石、石英、黑云母、白云母等组成,矿物粒度主要为 0.2~1 mm,少量为 1~2 mm;黑云母大多被绿泥石交代。

2 样品特征、分析及结果

桃花山岩体的形成时代研究相对较薄弱,早在 20 世纪 60 年代湖南省区测队四分队曾对该岩体内的斑状黑云母二长花岗岩中的锆石和黑云母分别测得 U-Pb 年龄和 K-Ar 法年龄分别为 118 Ma、122 Ma,一直认为该岩体形成于早白垩世。由于测年的年代已早,加之黑云母 K-Ar 法测年本身存在一定的局限性,笔者根据岩体的野外地质特征及与邻近岩体相比较,认为时代有误,故采用锆石 SHRIMP U-Pb 法重新测年。样品采自于岩体中部的桃花山北侧(图 1 Y23)。

采用常规方法将锆石晶体从原岩中分选出来。在双目镜下从中挑选出晶形和透明度好的锆石颗粒,将其和标准锆石 TEM(年龄为 417 Ma)一起制作成样品靶,将样品靶打磨并抛光至大多数锆石颗粒的中心暴露出来,然后在光学显微镜下进行反射光和透射光照相,以及使用扫描电镜进行阴极发光图像分析。锆石的阴极发光图像及年龄测定(使用 SHRIMP II)均在北京离子探针中心完成。分析原理和流程见 Compston 等(1992)^[7]、Williams(1998)^[8]。一次离子流 O₂强度为 5~8 nA,一次离子流束斑直径为 25~30 μm。样品点清洗时间为 120~180 s。每个数据点测定为 5 组扫描。使用标准锆石 SL13 和 TEM,分别用于校正 U 含量和 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 比值。数据处理和 U-Pb 谐和图绘制采用 Ludwig 博士编写的 Squid 1.0 及 Isoplot 程序^[9,10]。单个点的同位素比值误差为 1 σ 相对误差,年龄误差为 1 σ 绝对误差,平均值对应的误差为 95%置信度误差。

多数分析锆石为透明的自形晶体，阴极发光图像均显示出岩浆结晶成分环带(图 2);其 U-Pb 年龄分析结果见表 2 和图 3。13 个测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄值变化于 120~157 Ma, 其平均值对应的 MSWD 值较大,说明有些数据为离群值。

其中 7 个点年龄较接近 (Y23-2.1、Y23-3.1、Y23-4.1、Y23-7.1、Y23-8.1、Y23-9.1、Y23-11.1), 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均值为 $(140.3\pm3.8)\text{Ma}$

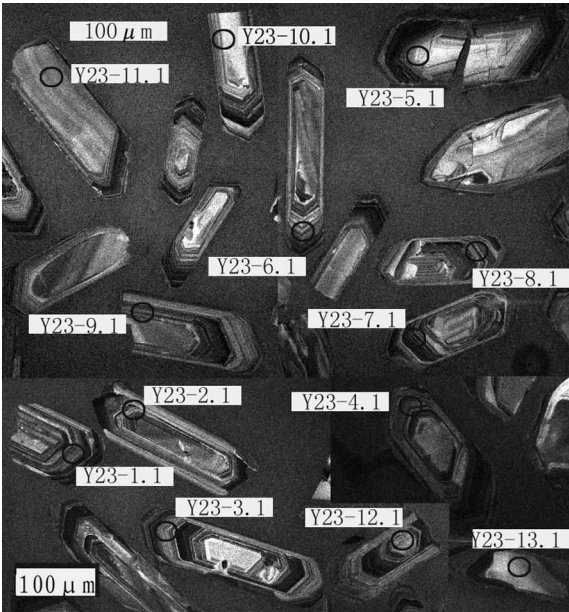


图 2 锆石阴极发光照片
Fig.2 Cathodoluminescence images of zircons

(2σ), ($n=7$, MSWD=2.3)。为花岗岩的成岩年龄,岩体形成时代为晚侏罗世。

最近王连训等^[1]对岩体边部细粒二云母二长花岗岩中的锆石进行 LA-ICP-MS U-Pb 法定年获得为 $(129\pm1)\text{Ma}$ 年龄而认为桃花山岩体形成于早白垩世。而笔者用于测年的锆石取自岩体中部的中粒斑状黑云母二长花岗岩,两者的年龄值有一定差异,反映桃花山岩体应为一复式岩体,早期规模较大的主体为晚侏罗世侵入,晚期还有早白垩世的岩浆活动。

3 岩石地球化学特征

岩石主量元素、微量元素和稀土元素、Sm-Nd

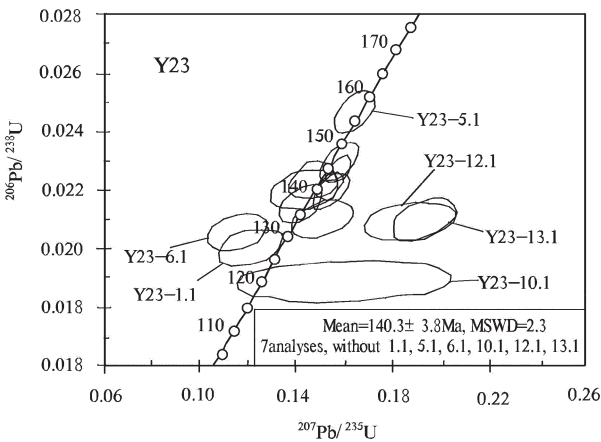


图 3 锆石 U-Pb 谐和图
Fig.3 Zircon U-Pb concordia diagram

表 2 锆石(Y23)的 SHRIMP U-Th-Pb 同位素分析结果
Table 2 U-Th-Pb composition of Y23 zircon as measured by SHRIMP

测点	$^{206}\text{Pb}\%$	U / 10^{-6}	Th / 10^{-6}	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ / 10^{-6}	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄/Ma	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄/Ma	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ $\pm 1\sigma\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ $\pm 1\sigma\%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ $\pm 1\sigma\%$
1.1	1.26	791	263	0.34	13.8	127.7 ± 2.5	-122 ± 160	0.0438	6.4	0.02000
2.1	0.72	1124	551	0.51	21.4	140.2 ± 2.7	64 ± 140	0.0473	6.0	0.02199
3.1	0.56	2327	874	0.39	44.9	142.3 ± 2.7	86 ± 95	0.0477	4.0	0.02232
4.1	0.83	3026	644	0.22	60.1	146.2 ± 2.7	193 ± 60	0.0500	2.6	0.02294
5.1	0.29	2432	629	0.27	51.7	157.1 ± 3.0	119 ± 64	0.0484	2.7	0.02466
6.1	1.29	943	558	0.61	16.9	131.1 ± 2.5	-297 ± 170	0.0409	6.8	0.02055
7.1	0.22	2585	862	0.34	48.9	140.0 ± 2.6	244 ± 59	0.0511	2.6	0.02196
8.1	0.23	1723	426	0.26	33.3	143.2 ± 2.8	214 ± 41	0.0504	1.7	0.02246
9.1	0.53	1285	430	0.35	23.8	137.1 ± 2.6	97 ± 88	0.0480	3.7	0.02149
10.1	2.49	199	201	1.04	3.30	120.4 ± 2.9	662 ± 390	0.0620	18	0.01885
11.1	0.55	742	299	0.42	13.5	134.0 ± 2.6	295 ± 120	0.0522	5.4	0.02100
12.1	3.22	817	459	0.58	15.2	133.5 ± 2.6	776 ± 130	0.0650	6.3	0.02093
13.1	0.79	265	87	0.34	4.81	133.9 ± 2.7	829 ± 84	0.0667	4.0	0.02099

注： $^{206}\text{Pb}^*$ 、 ^{206}Pb 分别为普通铅 ^{206}Pb 在总 ^{206}Pb 中的百分比和放射性成因 ^{206}Pb 的含量;普通铅根据实测 ^{238}Pb 进行校正;误差为 1σ 。

同位素及氧同位素组成样品分析由湖北武汉综合岩矿测试中心完成。主量元素采用 ICP-AES 测定,微量元素和稀土元素采用 PE Elan6000 型等离子体质谱测定,其结果见表 3。

表 3 桃花山岩体主量元素(10^{-2})、微量元素(Au 为 10^{-9} ,其他为 10^{-6})及稀土元素(10^{-6})分析结果
Table 3 Petrochemical components, trace elements and REE of Taohuashan

侵入 期次	样号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	灼失	Σ	ASI	ANK	ALK	$\frac{K_2O}{Na_2O}$	A/MF	MALI	F/F+M
四次	Y24	72.33	0.21	14.07	0.41	1.95	0.04	0.42	1.67	2.97	4.95	0.09	0.65	0.29	99.40	1.07	1.37	7.99	1.66	3.67	6.31	0.82
三次	Y21	71.77	0.23	15.07	0.85	1.75	0.05	0.47	1.69	2.97	4.16	0.19	0.54	0.30	99.50	1.23	1.61	7.19	1.40	4.10	5.48	0.79
二次	Y20	71.87	0.33	14.28	0.69	1.67	0.04	0.51	1.75	3.1	4.9	0.1	0.48	0.47	99.71	1.06	1.37	8.06	1.58	3.90	6.30	0.77
	Y23	71.48	0.33	14.5	0.48	2.02	0.04	0.67	2.06	3.43	4.08	0.1	0.54	0.18	99.37	1.06	1.44	7.57	1.19	3.18	5.50	0.75
一次	Y22	70.32	0.41	14.49	1.15	2.13	0.05	0.99	2.6	3.14	3.44	0.12	0.76	0.51	99.35	1.08	1.63	6.66	1.09	2.62	4.03	0.68

侵入期次	样号	W	Sn	Mo	Bi	Cu	Pb	Zn	Ag	As	Sb	Hg	Sr	Ba	V	Th	U	Cl
四次	Y24	0.54	41.5	5.1	0.46	28.7	63.0	92.0	0.11	13.2	6.5	0.006	128	423	18.5	29.1	6.3	246
三次	Y21	0.82	15.3	5.9	0.29	32.3	65.1	71.0	0.11	10.3	4.6	0.007	231	740	20.9	23.8	1.6	23.3
二次	Y20	0.26	11.0	3.1	0.49	36.1	76.6	68.2	0.13	14.5	4.3	0.012	204	666	25.7	31.9	3.0	25.5
	Y23	0.10	30.4	3.4	2.3	30.0	48.7	56.3	0.077	10.4	7.1	0.010	246	645	28.9	25.4	2.2	23.3
一次	Y22	2.9	1420	3.4	0.51	23.1	62.2	82.3	0.065	7.0	3.5	1.1	684	1374	57.4	29.6	2.1	24.8
维氏值(1962)		1.5	3	1	0.01	20	20	60	0.05	1.5	0.26	0.08	300	830	40	18	3.5	240

侵入期次	样号	Co	Ni	Li	Be	Ta	Nb	Zr	Hf	Rb	Au	Cs	Cr	Ga	Sc	Cd	F	B
四次	Y24	3.5	9.2	85.6	3.3	1.4	13.1	113	3.8	249	1.2	12.0	10.4	22.2	3.2	0.13	649	6.0
三次	Y21	4.6	15.6	16.1	4.1	0.97	17.8	106	2.5	254	1.0	26.5	10.5	25.0	3.7	0.24	729	7.1
二次	Y20	4.9	14.0	82.6	3.5	1.1	11.9	169	6.0	244	1.2	12.5	9.9	20.8	4.4	0.30	783	10.7
	Y23	5.2	11.7	154	5.0	1.1	14.45	157	6.0	240	1.9	30.7	11.7	22.5	3.9	<0.03	967	5.2
一次	Y22	6.9	16.3	190	4.1	0.65	8.4	258	8.7	159	1.1	22.5	17.2	23.0	6.0	0.21	817	6.9
维氏值(1962)		5	8	40	5.5	3.5	20	200	1	200	4.5	5	25	20	0.05	0.1	800	15

侵入期次	样号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	ΣCeΣY	(La/Yb) _N	δEu
四次	Y24	41.67	76.57	9.38	30.41	5.13	0.75	3.54	0.47	2.20	0.40	0.96	0.14	0.76	0.12	8.85	181.4	9.40	32.55	0.55
三次	Y21	36.21	68.90	8.37	25.55	5.37	0.84	4.28	0.61	3.44	0.65	1.70	0.25	1.59	0.23	17.14	175.1	4.86	13.52	0.57
二次	Y20	53.91	95.80	11.16	36.40	5.61	0.91	3.80	0.47	2.37	0.44	1.01	0.15	0.86	0.12	10.60	223.6	10.28	37.22	0.62
	Y23	46.38	86.80	9.73	30.63	4.72	0.90	3.01	0.39	1.79	0.30	0.69	0.10	0.63	0.10	6.51	192.7	13.25	43.71	0.74
一次	Y22	61.29	107.1	13.80	43.95	7.87	1.67	5.06	0.66	3.12	0.55	1.28	0.19	1.12	0.17	12.06	259.9	9.74	32.49	0.82

注: ASI= Al/(Ca-1.67P+Na+K),分子比;ANK=Al/(Na+K),分子比;ALK=Na₂O+K₂O;A/MF=Al₂O₃/(MgO+FeO),分子比,FeO 为全铁;MALI=(Na₂O+K₂O-CaO);F/F+M=(FeO/FeO+MgO)。维氏值为维诺格拉多夫花岗岩平均值(1962)。

岩石酸性程度较高, SiO_2 含量 71.1%~73.0%, 平均为 72.18%; 全碱较高, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 含量 6.66%~8.06 %, 平均为 7.49 %, 且 $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 为 1.09~1.66; 铁、镁、钙等含量相对较低。ASI 值均大于 1.06(1.06~1.24), 平均 1.10。在主元素及特征参数判别图解中(图 4), 岩石为镁质(晚次有向铁质过渡), 过铝质, 高钾钙碱性岩系。在花岗岩 ACF 图解(图 5)中, 样品点落于 I 型与 S 型花岗岩的分界线附近; 在 CIPW 标准矿物中大多出现 C 值, 少量出现 Di 值; ASI 值大多大于 1; 表明花岗质岩浆可能主要为上地壳物质熔融形成, 并有少量下地壳或地壳深部的幔源物质加入。

岩石微量元素以高亲铜成矿元素及稀有、稀土、挥发份等元素, 以及低 Cr、Ni、Co、Ba、Sr 等亲石元素为特征。Rb/Sr 比值较低且变化较大, 变化于 0.23~1.95; 低 Rb/Ba 比值(0.12~0.59); 低 Sr/Ba 比值(0.3~0.5); 高 Nb/Ta 比值(9.29~18.35)。 Sr^* 、 Nb^* 值

均小于 1, 为铈和铈亏损型, 说明岩石为花岗质成分; K^* 大于 1, 为钾富集型, 表明岩浆物质成分部分可能来源于下地壳或地幔^[12]。

微量元素蛛网图(图 6)显示各岩石单元曲线相似, 总体具有 Ba、Nb、Sr、P、Ti 等元素负异常, 显示 S 型花岗岩的特征; 同时, Th 高度富集, 又反映 I 型花岗岩的特点。随着侵入期次的由早到晚 Ba、Nb、Sr、P、Ti 等元素负异常越来越大。

岩石稀土元素总量中等, 一般在 175×10^{-6} 以上, 高者达 259.9×10^{-6} ; 轻重稀土比值 $\Sigma \text{Ce}/\Sigma \text{Y}$ 和 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 比值较大, 分别为 4.86~13.25(平均 9.51)和 13.52~43.71(平均 31.90), 为轻稀土富集型。 δEu 值较大, 为 0.55~0.82, 平均 0.66, 表明大多数钕为中度亏损。在稀土元素配分型式图中(图 7)各次岩石单元曲线大致相似, 总体为向右倾斜曲线, 钕谷较小, 铈谷则不清晰, 具铈的弱负异常或亏损不明显。轻稀土一侧陡倾斜, 重稀土一侧为平缓型曲线。

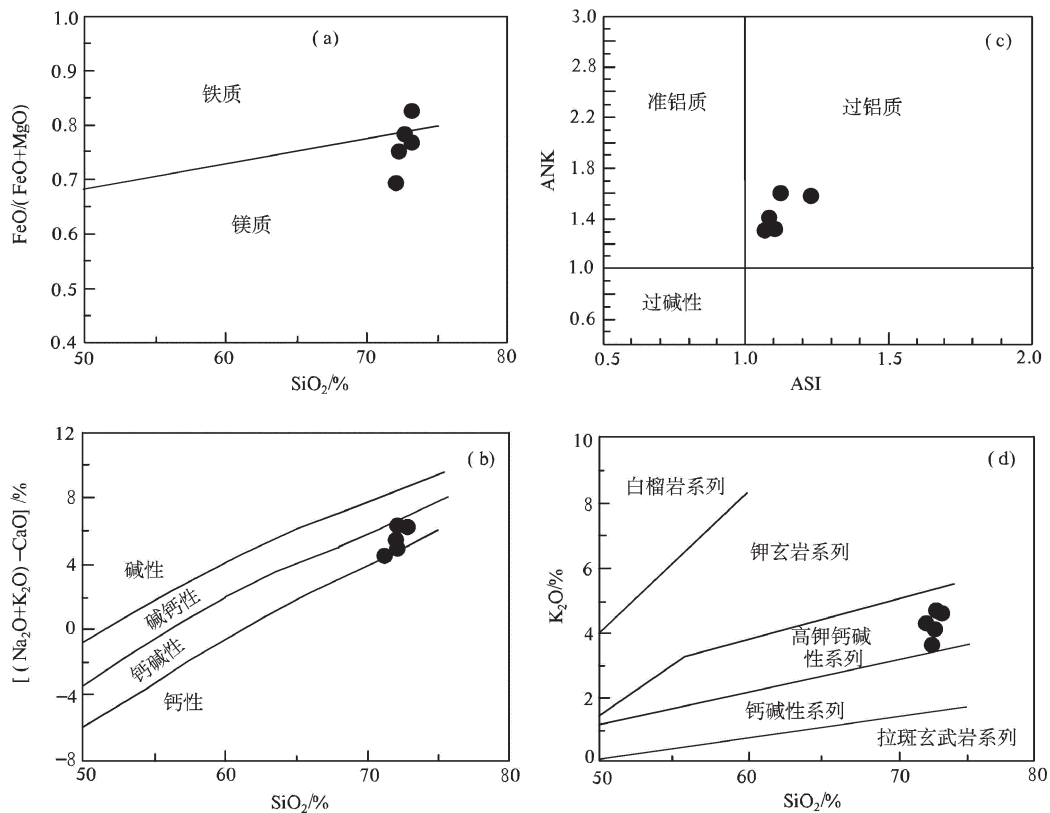


图 4 花岗岩 $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ - SiO_2 (a), $[(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{CaO}]-\text{SiO}_2$ (b), ANK-ASI(c), $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (d)图解
(a-c 据 Frost 等, 2001; d 据 Peccerillo 等, 1976)

Fig.4 Diagrams of $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ - SiO_2 (a), $[(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{CaO}]-\text{SiO}_2$ (b), ANK-ASI(c), $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (d)
(a-c after Frost et al., 2001; d after Peccerillo et al., 1976)

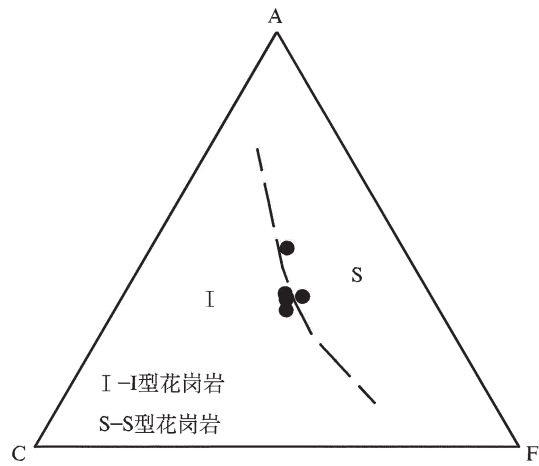


图 5 ACF 相关图解
(据 Collinson, 1982)
Fig.5 ACF diagram
(after Collinson, 1982)

Sm-Nd 同位素由中国地质科学院地质研究所同位素实验室用 Nu Plasam HR MC-ICP-MS (Nu Instruments) 仪器测试完成, 标准测定结果: $\text{JMC Nd}_2\text{O}_3$ $^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.511125$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 变化于 $0.08813\sim0.1097$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 在 $0.512040\sim0.512132$, 以 $\pm 2\sigma$; Nd 同位素质量分馏采用 $^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ 校正, 其结果列于表 4 中。岩石以 140 Ma 计算出的 $\varepsilon\text{Nd}(t)$ 值较小且变化范围较窄, 为 $-0.81\sim-10.1$; $T_{2\text{DM}}$ 较大 ($1.59\sim1.75$ Ga)。氧同位素 ($\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}\text{‰}$) 为 $6.4\sim10.5$, 变化区间较大, 说明岩浆有可能主要起源于地壳, 同时有幔源物质加入, 也可能岩体为不同期次、不同来源的复式岩体。

4 花岗岩成因及形成构造环境探讨

详细的野外地质调查查明, 桃花山岩体各期次

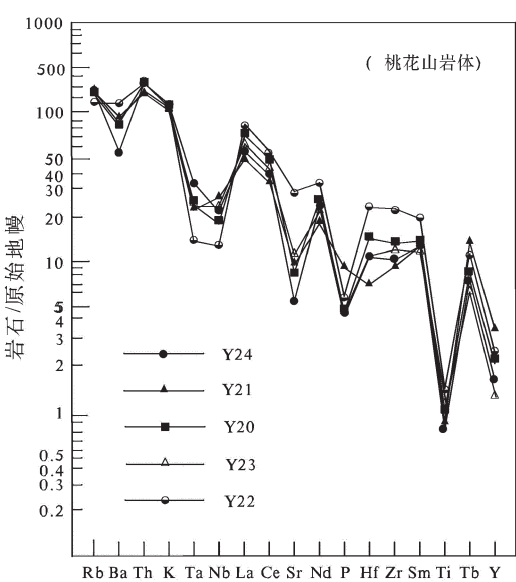


图 6 桃花山岩体微量元素原始地幔标准化蛛网图
(原始地幔数据为 Wood(1979), 转引自文献[12])
Fig.6 Primitive mantle-normalized trace element spider diagram for granites
Primitive mantle data from Wood (1979), after Li Changnian[12]

花岗岩岩石单元均具花岗结构, 岩体与围岩呈侵入接触, 界线突变, 呈不规则的锯齿状或港湾状, 热接触变质现象明显, 表明各单元均为岩浆结晶作用下的产物。花岗岩岩石酸性程度较高, 岩石类型变化, 从早到晚由黑云母花岗闪长岩—二云母二长花岗岩组成, 含典型的原生白云母矿物, 副矿物主要有磷灰石、电气石、锆石和钛铁矿。CIPW 标准矿物中刚玉分子常见, 并多数在 1% 以上, 在 ACF 成因分类图解中 (图 5) 样点全落在 I、S 型花岗岩分界线附近。从岩石地球化学特征分析表明既具 I 型 (早期) 又具 S 型 (晚期) 花岗岩特征, 总体应为下地壳物质和上地

表 4 桃花山岩体 Sm-Nd 及 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}\text{‰}$ 同位素组成
Table 4 Sm-Nd isotope and $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}\text{‰}$ values

样号	期次	年龄	Sm/ 10^{-6}	Nd/ 10^{-6}	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(T)$	$\varepsilon\text{Nd}(t)$	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$	$T_{2\text{DM}}(\text{Ga})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}\text{‰}$
Y24	四次	SH140	2.49	13.733	0.1097	0.512040	9	0.51194	-10.1	1623	1752	6.7
Y21	三次	SH140	3.696	25.370	0.08813	0.512068	14	0.51199	-9.2	1312	1676	6.4
Y20		SH140	2.837	19.441	0.08827	0.512050	6	0.51197	-9.5	1335	1704	10.5
Y23	二次	SH140	3.696	25.370	0.08813	0.512068	14	0.51199	-9.2	1312	1676	6.6
Y22	一次	SH140	6.732	40.787	0.09983	0.512132	10	0.51204	-8.1	1361	1592	9.5

注: 数据由中国地质科学院地质研究所同位素实验室测试。 $\varepsilon\text{Nd}(t)$ 、 $T_{2\text{DM}}$ 的计算据陈江峰和江博明 (1999); 计算参数为: $t=140$ Ma, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}=0.512638$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}=0.1967$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CC}}=0.118$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}=0.2137$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}=0.513151$, $\lambda_{\text{Sm}}=6.54\times 10^{-12}\text{a}^{-1}$ 。参数中下角字母代表的含义: CHUR 为球粒陨石均一储库; DM 为亏损地幔; CC 为大陆地壳。

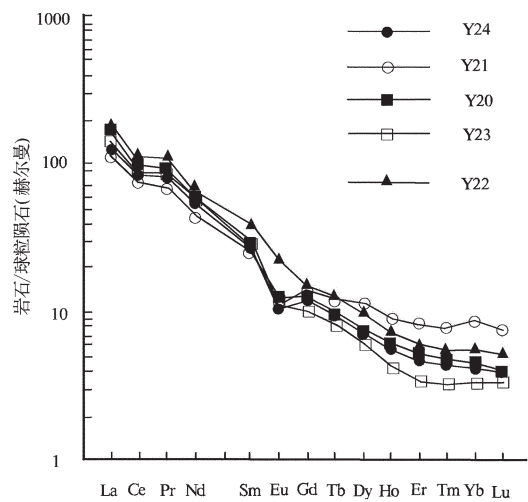


图 7 桃花山岩体稀土元素配分型式图

Fig.7 Chondrite-normalized REE patterns of Taohuashan rock body

壳物质混合而成。在野外露头上, 镁铁质微粒包体极少, 仅见少量黑云母析离体。花岗岩属过铝质, 有较高的分异指数 D.I, 高 Al_2O_3 、低 CaO 、 $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ 中等, 低 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值 ($-0.81\sim-10.1$)。较早期次的侵入体中岩石片麻理化明显, 片麻理方向与区域上深大断裂的走向一致。综合上述特征, 桃花山岩体花岗质岩石应属于 Barbarin 分类中的 MPG^[13-15]。MPG 花岗岩主要通过地壳岩石的“湿”深熔作用和岩浆的结晶分馏作用形成, 主要产在受大型的地壳剪切构造或逆掩断层构造使地壳加厚的造山带中^[16]。

在 Sr-Nd 同位素组成上, 桃花山主体花岗岩具有高 ISr 值 ($0.7196\sim0.7227$)^[11], 低 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值 ($-8.1\sim-10.1$), 表明这些花岗岩可能为较老的壳源物质部分熔融形成。在花岗岩的 $\epsilon\text{Nd}(t)-t$ 图解中, 样品投影于华南元古宙基底演化域内 (图 8), 表明桃花山花岗岩可能是前寒武纪的基底岩石部分熔融形成的。

华南地区广泛发育的 NE-NNE 向褶皱构造主要形成于中侏罗世晚期 ($175\sim165\text{ Ma}$), 形成了宽达 1300 km 的褶皱逆冲构造系统, 表明该地区已进入陆内造山作用阶段^[17-18], 紧随其后的是大规模的花岗岩浆活动。湘北地区相应地也经历了由陆内会聚走滑造山向陆内离散走滑造山的动力学转变, 由此形成了一系列向大型走滑断裂 (如长—平断裂)、变质核杂岩 (如连云山核杂岩) 及广泛的陆内岩浆作

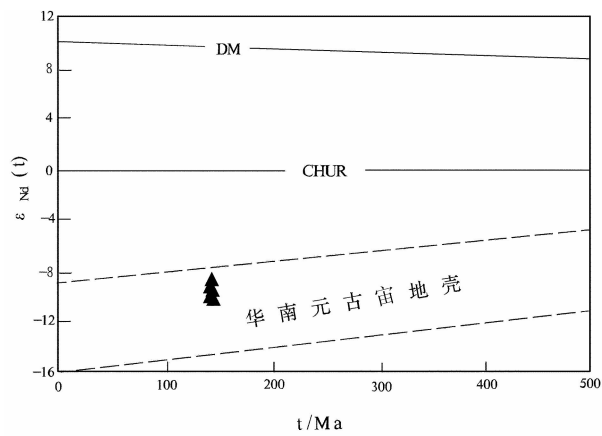


图 8 花岗岩 $\epsilon\text{Nd}(t)-t$ 图解

(转引自文献[11])

Fig.8 $\epsilon\text{Nd}(t)-t$ diagram of granites (from reference [11])

用^[19-21]。故湘东北燕山期所发生的大规模花岗质岩浆活动是与当时该区的地球动力学变化密切相关的。花岗岩地球化学特征既可以反映其源区的性质, 同时也可提供构造环境方面的信息^[22-23]。桃花山岩体主量元素反映出岩石具高钾钙碱性、过铝质特性, 矿物组合和化学成份又类似于 CPG-MPG 过渡类型。据 Barbarin (1999), 无洋壳存在及大陆碰撞取代俯冲作用的地方, 大陆壳的熔化可形成过铝质花岗岩类 (MPG 和 CPG), 并参与产生富钾钙碱性花岗岩 (KCG), MPG 和 CPG 则与造山作用鼎盛时期有关, 而高钾钙碱性花岗岩和花岗闪长岩 (KCG) 代表了大陆碰撞事件的结束, 指示大陆汇聚向离散的转折, 两种 (含白云母和董青石富黑云母, MPG、CPG) 过铝质花岗岩主要产于大陆碰撞环境^[24]; 白云母/二云母花岗岩是与陆-陆碰撞作用有关的陆壳岩石熔融产物^[25]。在多组主元素构造环境判别图解中 (图 9)^[16,26], 桃花山岩体显示为 IAG+CAG+CCG 一侧的 POG 特征。以一些蚀变过程中不活泼的元素进行构造环境判别图中 (图 10), 样品点总体位于同碰撞花岗岩区和火山弧花岗岩的交界线附近的同碰撞花岗岩一侧, 暗示形成于碰撞造山向非造山转化过渡的后造山环境。结合华南及湘东北地区中生代以来陆内造山地球动力学特点, 笔者推断桃花山高钾钙碱性过铝质花岗岩, 可能形成于碰撞造山作用晚期或结束时期, 同时也标志着湘北地区在 140 Ma 后转入陆内伸展阶段。

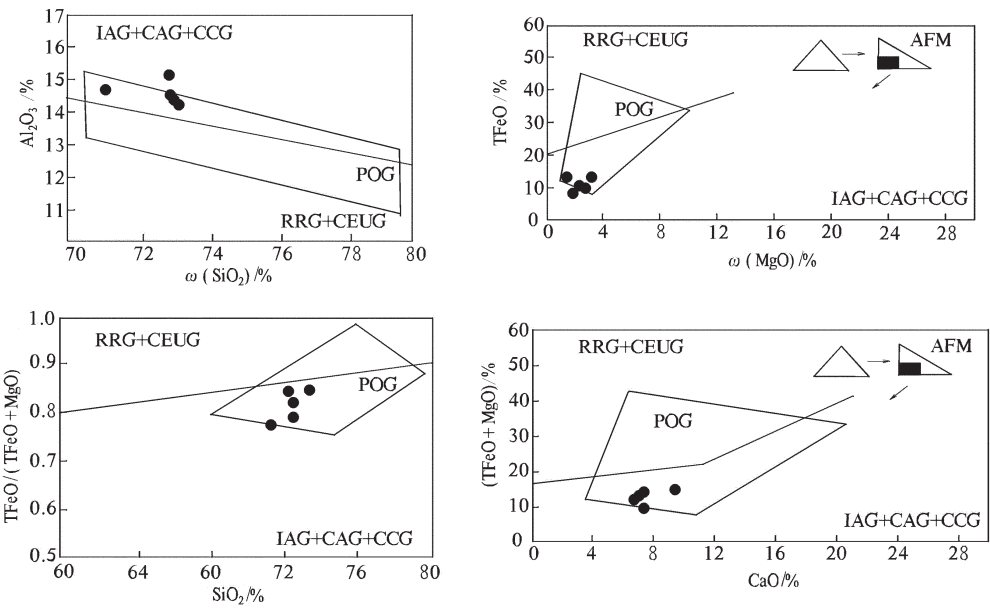


图 9 花岗岩形成的构造环境判别图(据 Maniar 等,1989)
IAG—岛弧花岗岩;RRG—与裂谷有关的花岗岩;CAG—大陆弧花岗岩类;CEUG—大陆的造陆抬升花岗岩类;CCG—大陆碰撞花岗岩类;POG—后造山花岗岩类

Fig.9 Diagrams for discrimination of structural environment of granites (after Maniar et al.,1989)
IAG—Island-arc granite; RRG—Granite related to rift; CAG—Continent-arc granite; CEUG—Continent emergence-uplift granite; CCG—Continent-collision granite; POG—Post-orogenic granite

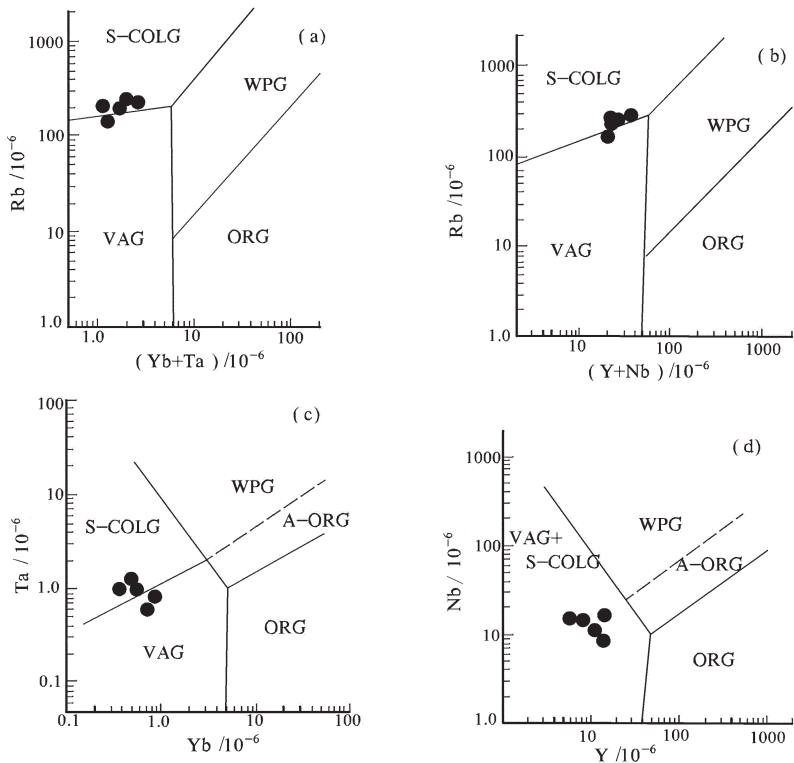


图 10 花岗岩微量元素构造环境判别图解(据 Pearce 等,1984^[22])
VAG—火山弧花岗岩; WPG—板内花岗岩; S-COLG—同碰撞花岗岩; ORG—洋中脊花岗岩; A-ORG—异常洋中脊花岗岩

Fig.10 Discrimination diagrams for granites (after Pearce et al., 1984)
VAG—Volcanic-arc granite; WPG—Intraplate granite; S-COLG—Syncollision granite; ORG—Ocean-ridge granite; A-ORG—Abnormal Ocean-ridge granite

5 结 论

(1)桃花山岩体形成的时代为晚侏罗世,其锆石 SHRIMP U–Pb 年龄为(140.3±3.8)Ma。

(2)花岗岩岩石属镁质、过铝质、高钾钙碱性花岗岩系列,具典型 MPG 型花岗岩特征(含白云母过铝质花岗岩类),主要为前寒武纪的基底岩石或中、下地壳物质部分熔融形成的,同时有少量的地幔物质加入。

(3)综合华南及湘东北地区中生代以来陆内造山地球动力学特点,桃花山花岗岩形成于碰撞造山作用晚期或结束时期,是陆内碰撞造山作用增温减压体制下的产物。

致谢:SHRIMP 分析样品制备、分析测试始终得到了北京离子探针中心工作人员及刘敦一、万渝生、董春艳等老师的支持和具体指导,成文后又得到万渝生老师的进一步指导和修改,在此深表谢忱。

参考文献(References):

[1] 杨明桂, 黄水保, 楼法生, 等. 中国东南陆区岩石圈结构与大规模成矿作用[J]. 中国地质, 2009, 36(3):528–543.
Yang Minggui, Huang Shuibao, Lou Fasheng, et al. Lithospheric structure and large-scale metallogenic process in Southeast China continental area [J]. Geology in China, 2009, 36 (3):528–543 (in Chinese with English abstract).

[2] 李鹏春, 许德如, 陈广浩, 等. 湘东北金井地区花岗岩成因及地球动力学暗示岩石学、地球化学和 Rb–Sr 同位素制约 [J]. 岩石学报, 2005, 21(3):921–934.
Li Pengchun, Xu Deru, Chen Guanghao, et al. Constraints of petrography, geochemists and Sr–Nd isotopes on the Jinjing granitoids from northeastern Hunan Province, China: implications for petrogenesis and geodynamic setting [J]. Acta Petrologica Sinica, 2005, 21(3): 921–934(in Chinese with English abstract).

[3] 傅昭仁, 李紫金, 郑大瑜. 湘赣边 NNE 向走滑造山带构造发展样式[J]. 地学前缘, 1999, 6(4):263–272.
Fu Zhaoren, Li Zijin, Zheng Dayu. Structural pattern and tectonic evolution of NNE-trending strike-slip orogenic belt in the border region of Hunan and Jiangxi Provinces [J]. Earth Science Frontiers, 1999, 6(4):263–272(in Chinese with English abstract).

[4] 贾大成, 胡瑞忠. 湘东北燕山晚期花岗岩构造环境判别 [J]. 地质地球化学, 2002, 30(2):10–14.
Jia Dacheng, Hu Ruizhong. Tectonic setting discrimination of late Yanshanian granites in northeast Hunan Province [J]. Geology – Geochemistry, 2002, 30(2):10–14 (in Chinese with English abstract).

[5] 贾大成, 胡瑞忠, 赵军红, 等. 湘东北中生代望湘花岗岩体岩石地球化学特征及其构造环境[J]. 地质学报, 2003:77(1):98–103.

Jia Dacheng, Hu Ruizhong, Zhao Junhong, et al. Lithogeochemical characteristics of the Mesozoic granitic intrusion from the Wangxiang area in northeastern Hunan Province and its tectonic setting [J]. Acta Geologica Sinica, 2003, 77 (1):98–103 (in Chinese with English abstract).

[6] 马铁球, 陈立新, 柏道远, 等. 湘东北新元古代花岗岩 SHRIMP U–Pb 测年及其地质意义[J]. 中国地质, 2009, 36(1):65–73.
Ma Tieqiu, Chen Lixin, Bai Daoyuan, et al. Zircon SHRIMP dating and geochemical characteristics of Neoproterozoic granites in southeastern Hunan[J]. Geology in China, 2009, 36(3):528–543 (in Chinese with English abstract).

[7] Compston W, Williams I S, Kirschvink J L, et al. Zircon U–Pb ages of early Cambrian time-scale[J]. J. Geol. Soc., 1992, 149:171–184.

[8] Williams I S, Claesson S. Isotope evidence for the Precambrian province and Caledonian metamorphism of high grade paragneiss from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides, II . Ion microprobe zircon U–Th–Pb [J]. Contrib. Mineral. Petrol., 1987, 97: 205–217.

[9] Ludwig K R. Using Isoplot/EX, version 2, a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel [M]. Berkeley Geochronological Center Special Publication 1a, 1999:47.

[10] Ludwig K R. Squid 1.02: A User Manual [M]. Berkeley Geochronological Center Special Publication, 2001:2.

[11] 王连训, 马昌前, 张金阳, 等. 湘东北早白垩世桃花山—小墨山花岗岩体岩石地球化学特征及成因 [J]. 高校地质学报, 2008, 14 (3):334–348.
Wang Lianxun, Ma Changqian, Zhang Jinyang, et al. Petrological and geochemical characteristics and petrogenesis of the early Cretaceous Taohuashan–Xiaomoshan Granites in Northeastern Hunan Province [J]. Geological Journal of China Universities, 2008, 14(3):334–348 (in Chinese with English abstract).

[12] 李昌年. 火成岩微量元素岩石学[M]. 武汉:中国地质大学出版社, 1992. 109.
Li Changnian. Trace Element Lithology of Magmatic Rock [M]. Wuhan: China University of Geoscience Press, 1992:109 (in Chinese).

[13] Barbarin B. Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting[J]. Geology Journal, 1990, 25:227–238.

[14] Barbarin B. Genesis of the two main types of peraluminous granitoids [J]. Geology, 1996, 24:295–298.

[15] Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments [J]. Lithos, 1999, 46:605–626.

[16] 肖庆辉, 邓晋福, 马大铨, 等. 花岗岩研究思维与方法[M]. 北京:地质出版社, 2002:72–75.
Xiao Qinghui, Deng Jinfu, Ma Daquan, et al. The Methods of Investigation on Granitoids [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2002, 72–75 (in Chinese).

[17] 张宁, 夏文臣. 华南晚古生代硅质岩时空分布及再扩张残留海槽演化[J]. 地球科学, 1998, 23(5):480–486.

- Zhang Ning, Xia Wenchen. Time-space distribution of late paleozoic cherts and evolution of respreading tvench in south China[J]. Earth Science, 1998, 23(5):480-486 (in Chinese with English abstract).
- [18] 徐宪兵, 张岳桥, 贾东, 等. 华南早中生代大地构造过程[J]. 中国地质, 2009, 6(3):573-593.
- Xu Xianbing, Zhang Yueqiao, Jia Dong, et al. Early Mesozoic geotectonic processes in South China [J]. Geology in China, 2009, 36(3):573-593(in Chinese with English abstract).
- [19] 刘后群, 张录秀, 金维群. 湘东北燕山期花岗岩 [J]. 华南地质与矿产, 1999, (4):1-9.
- Liu Gouqun, Zhang Luxiu, Jin Weiqun. The Yanshanian granitoids in northeast Hunan [J]. Geology and Mineral Resources of South China, 1999, (4):1-9(in Chinese with English abstract).
- [20] 傅昭仁, 李紫金, 郑大瑜. 湘赣边区 NNE 向走滑造山带构造发展样式[J]. 地学前缘, 1999, 6(4):263-272.
- Fu Zhaoren, Li Zijin, Zheng Dayu. Structural pattem and tectonic evolution of NNE trending strike slip orogenic belt in the border region of Hunan and Jiangxi Province [J]. Earth Srienice Froetiers. 1999, 6(4):263-272(in Chinese with English abstract).
- [21] 李金冬, 彭和求, 贾宝华, 等. 湘东北连云山杂岩流变学特征研究[J]. 现代地质, 2005, 19(2):211-216.
- Li Jindong, Peng Heqiu, Jia Baohua, et al. Study on rheology characteristics of the Lianyunshan complex in northeastern Hunan Province [J]. Geoscience, 2005, 19(2):211-216.
- [22] Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. Petrolgy, 1984, 25:956-983.
- [23] Forster H J, Tischendorf G, Trumbull R B. An evaluation of the Rb vs. (Y+Nb)discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks[J]. Lithos, 1997, 40:261-293.
- [24] 王德滋, 周金城. 我国花岗岩研究的回顾与展望 [J]. 岩石学报, 1999, 15(2):161-169.
- Wang Dezi, Zhou Jincheng. Lookback and look forward to granite research [J]. Acta Petrologica Sinica, 1999, 15 (2):161-169 (in Chinese with English abstract).
- [25] Harris N B W, Pearce J A, Tindle A G. Geochemical characteristies of collision zone magmatism[C]//Coward M P, Rise A C, (eds.). Collision Tectonics Ceol Soe Lond Spec. Publ., 1986, 19:67-81.
- [26] Maniar P. D, Piccolo P M . Tectonic disceimination of granitoids [J]. Geological Society of America Bulletin, 1987, 101:653-643.

Zircon SHRIMP dating and geochemical characteristics of Taohuashan granites in Huarong County, northern Hunan

PENG Yu-chun¹, MA Tie-qiu², LI Ying-qi¹, ZHOU Ke-jun², BAI Dao-yuan²

(1. Institute of Energy Engineering, Xiangtan University, Xiangtan 411100, Hunan, China;

2. Hunan Institute of Geological Survey, Changsha 410011, Hunan, China)

Abstract: The Taohuashan granitic pluton in northern Hunan which intruded into Middle Proterozoic Lengjiaxi Formation is composed of early fine-grained sparsely-porphyritic hornblende biotite granodiorite, fine- and medium-grained porphyritic biotite monzonitic granite, medium- and fine-grained sparsely-porphyritic two-mica monzonitic granite and late fine-grained biotite-two-mica monzonitic granite. Zircon SHRIMP dating of the granites yields an age of (140.3 ± 3.8) Ma, belonging to Late Jurassic. The granites belong to the peraluminous High-K calc-alkaline series with SiO_2 being 71.10%~73.00% and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 1.09~1.66. The rocks are enriched in large-ion lithophile elements and depleted in high field-strength elements, with the data $\text{Rb}/\text{Sr}=0.23\sim1.95$, $\sum \text{REE}=175.1\sim259.9$, $\delta \text{Eu}=0.55\sim0.82$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=13.52\sim43.71$, $\varepsilon \text{Nd}=-8.1\sim-10.1$, $T_{2\text{DM}}=1.59\sim1.75$ Ga. Studies show that the Taohuashan granites belong to muscovite-bearing peraluminous granitoids whose materials were derived from Precambrian basement. The rocks were formed with the weakening of the stress in late collision period, suggesting that northern Hunan has entered into an extensional period since 140Ma BP.

Key words: Late Jurassic; zircon U-Pb dating; granite; northern Hunan

About the first author: PENG Yu-chun, female, born in 1965, lecturer, long engages in teaching and scientific research; E-mail: matieqiu18@sina.com.