

文章编号:1671-4814(2010)01-01-11

湘北华容地区小墨山花岗岩体 SHRIMP U-Pb 年龄及地球化学特征*

马铁球,李纲,柏道远,周柯军,王先辉

(湖南省地质调查院,湖南长沙 410011)

摘要:小墨山岩体侵位于中元古代冷家溪群中,由两期侵入体组成,早期为粗中粒—中粒斑状黑云母二长花岗岩;末期为细粒黑(二)云母二长花岗岩。通过锆石 SHRIMP U-Pb 法测得岩体侵位年龄为 122.5 ± 2.1 Ma (2σ), MSWD=1.9, 成岩时代为早白垩世。主元素中, SiO_2 变化于 67.20%~75.16%, K_2O 含量高,且 $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 为 1.16~1.72; ASI 值变化于 0.96~1.10 之间,平均 1.02,属准铝质-微过铝质、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, $\text{Rb}/\text{Sr}=0.27\sim 15.13$; $\text{Nb}/\text{Ta}=15.9\sim 17.1$,为铈和铈亏损型。 ΣREE 总体较高,重稀土含量相对较高,轻重稀土分馏稍弱, $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ 为 0.49~6.18, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 为 0.66~15.54。有较高的 $\epsilon\text{Nd}(t)$,为 $-6.8\sim -8.7$; T_{DM} 相对较小 ($1.47\sim 1.62$ Ga)。综合研究表明,小墨山花岗岩为壳源型富黑云母过铝花岗岩类(CPG),其成因应为下地壳物质和上地壳物质混合而成,与花岗岩底侵作用或注入地壳中的幔源岩浆有关,形成的构造背景为陆内挤压造山向非造山转换的后造山拉张环境,是在紧随侏罗纪挤压造山运动之后的构造松弛和拉张减薄条件下所形成。

关键词:早白垩世;锆石 SHRIMP 定年;地球化学;花岗岩;小墨山

中图分类号:P588.12

文献标识码:A

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-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^[1-2]。因而位于该区的湘东北地区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-老第三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]。

* 收稿日期:2009-08-24

基金项目:中国地质调查局地质大调查项目(1212010610706)及中国地质构造区划综合研究与区域地质志修编(1212010811032)资助。

第一作者简介:马铁球(1956~),男,高级工程师,长期从事区域地质调查工作。

同样该区在多期次、多类型陆缘、陆间和陆内的造山作用影响下,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》编写过程中,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,本文就小墨山岩体锆石 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

小墨山岩体位于湖南省北部华容隆起的北东角上,北邻长江,由五个大小不等的侵入体组成,出露面积约 16 km²,岩体北侧可能被江汉平原南缘松散沉积物覆盖,在长江的南岸塔市驿仍可见有花岗岩体出露。岩体侵入于中元古代冷家溪群雷神庙组、小木坪组浅变质岩石中,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。所侵入的围岩热接触变质现象较强,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岩、堇青石红柱石角岩、角岩化砂岩、千枚状板岩等(图 1)。

岩体内岩脉较发育,主要有花岗伟晶岩脉、细粒花岗岩脉、石英脉等。岩石内蚀变作用较强,一般为绿泥石化、绢云母化、钾化、钠化、云英岩化等。岩体中见有不同程度的黄铁矿化及辉钼矿、辉铋矿、铅、铜等金属矿化现象。

岩体由二期侵入体组成,早期为粗中粒—中粒斑状黑云母二长花岗岩,组成岩体的主体;末期为细粒云母二长花岗岩(表 1),两者呈脉动侵入接触。中粒斑状黑云母二长花岗岩:岩石呈灰白色,似斑状结构,基质以中粒花岗结构为主,个别为粗中粒花岗结构,块状构造。斑晶呈肉红色,以微纹长石为主,微斜微纹长石、微斜长石次之;前者钠长石呈短条纹状、斑点状;后者具格子双晶,个别具卡钠复合双晶。晶体内常见有斜长石、石英、黑云母包体。他形-半自形板柱状,部分呈聚斑状出现。钾长石斑晶边缘常有蠕英石。斑晶大小(5~20)×(10~30) mm,含量约 5%~10%,局部达 20%左右。基质主要由斜长石、钾长石、石英、黑云母等组成,粒径 0.1~5.4 mm 为主。斜长石:为更长石-中长石(An 24~35),他形-半自形柱状及板柱状,有时呈聚晶体,晶体中有黑云母包体。钠长双晶较发育,个别为卡钠联合双晶、聚片双晶及发育不好的肖钠双晶,少数有环带构造和环带消光,3~8 环。钾长石以微斜长石为主,微纹长石次之,个别为微斜微纹长石,呈它形粒状,普遍具格子双晶,微纹长石之钠长石条纹中等发育,有交代斜长石现象;晶体内有时有斜长石、石英、黑云母包体。石英:他形粒状,普遍具波状消光。黑云母:他形及半自形片状,多色性明显,Np'亮黄色,Ng'为暗棕色,Nm'=Ng'稍淡;有锆石、磷灰石包体。副矿物有磷灰石、榍石、锆石等。

表 1 小墨山岩体各次岩石单元岩性及矿物平均含量(%)

Table 1 Lithology and average contents of minerals (%) of early-stage and late-stage lithologic units of Xiaomoshan granites

侵入次	代号	岩 性	斜长石 (An)	钾长石	石英	黑云母	白云母	样数	
晚期	$\eta\gamma K_1^2$	细粒二云母二长花岗岩	28	20	38	27	4	3	1
早期	$\eta\gamma K_1^1$	中粒斑状黑云母二长花岗岩	45	30	20	28	7		6

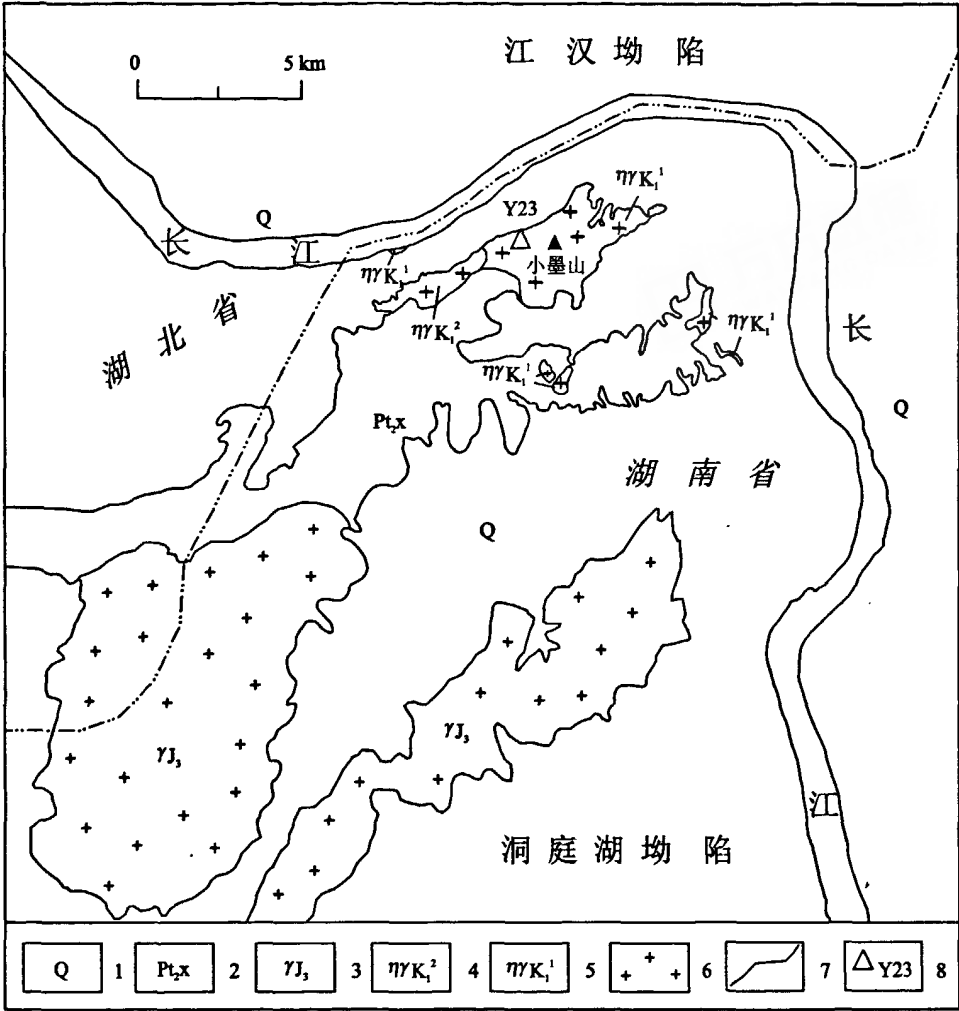


图 1 小墨山花岗岩体地质简图

Fig. 1 Geological sketch map of Xiaomoshan granitic pluton

1-第四系;2-中元古代小木坪组;3-晚侏罗世花岗岩;4-早白垩世末期侵入体;
5-早白垩世早期侵入体;6-二长花岗岩;7-地质界线;8-采样位置及编号

细粒二云母二长花岗岩:岩石呈灰白色,细粒花岗结构为主,块状构造。矿物粒径0.05~0.2 mm 为主;基质矿物主要由斜长石、钾长石、石英、黑云母等组成,矿物特征与斑状二长花岗岩相似,斜长石为更长石(An 18~26),黑云母呈他形-半自形片状,少数呈放射状聚集体,部分有被石英熔蚀交代现象。

2 样品特征、分析方法及结果

小墨山岩体的形成时代研究相对较薄弱,早在上世纪六十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黑云母测得 K-Ar 法年龄为 158 Ma,一直认为该岩体形成于中侏罗世。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,我们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。样品取自早期次侵入体中粒斑状黑云母二长花岗岩中。

样品送至中国地质科学院北京离子探针室分析,其方法采用常规浮选和电磁选,再在双目镜下挑选出晶形较好和透明度好的锆石颗粒,将其和标准锆石 TEM(年龄为 417 Ma)在玻璃板上用树脂固定、抛光,然后进行反射光和透射光照相,以及阴极发光扫描电镜图像分析。锆石的阴极发光图像及其锆石微区 U-Pb 定年测试均在北京离子探针中心完成,锆石年龄测定在北京离子探针中心 SHRIMP I 上完成,分析原理和流程见 Compston 等^[7]、Willians (1998)^[8]。实验分多次完成,但测定过程和条件类似。一次离子流 0⁻²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。标准为澳大利亚国立大学的 SL13 和 TEM。数据处理采用 Ludwig 博士编写的 Squid 1.0 及 Isoplot 程序^[9-10]。单个分析值误差为 1σ,图和文中年龄平均值误差为(95%置信度)。

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 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄值变化于 117~127.5 Ma 之间,年龄区段相差较小,谐和图中可以看出样点较集中,13 个点的 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄给出的加权平均年龄为 122.5 ± 2.1 Ma (2σ), MSWD = 1.9。根据上述年龄测试结果,锆石年龄基本上未受后期热事件干扰,与岩体分布区的构造背景及岩浆事件相一致,故小墨山岩体侵位时代为早白垩世无疑,也与最近王连训等^[11]通过锆石 LA-ICP-MS U-Pb 法测得小墨山岩体侵位年龄为 117 ± 1 Ma 基本吻合。

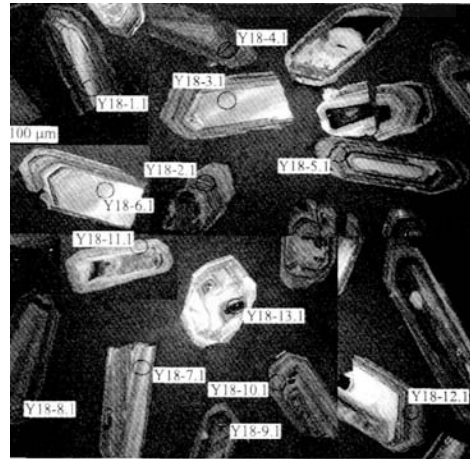


图 2 锆石阴极发光照片
Fig. 2 Cathodoluminescence images of zircons

表 2 锆石 SHRIMP U-Pb 同位素分析结果
Table 2 SHRIMP zircon U-Pb data

测点	²⁰⁶ Pbc %	U ppm	Th ppm	²³² Th / ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb * ppm	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 年龄/Ma	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb 年龄/Ma	²⁰⁷ Pb * / Pb *	±1σ %	²⁰⁷ Pb * / ²³⁵ U	±1σ %	²⁰⁶ Pb * / ²³⁸ U	±1σ %
Y18-1.1	0.63	344	290	0.87	5.55	119.4 ± 2.5	-17 ± 170	0.0457	6.9	0.1178	7.2	0.01869	2.1
Y18-2.1	0.59	1134	644	0.59	19.4	126.6 ± 2.4	44 ± 96	0.0469	4.0	0.1282	4.4	0.01983	1.9
Y18-3.1	0.52	353	220	0.64	5.94	124.3 ± 2.6	437 ± 83	0.0556	3.7	0.1493	4.3	0.01947	2.1
Y18-4.1	0.42	988	394	0.41	16.1	120.9 ± 2.5	180 ± 92	0.0497	3.9	0.1297	4.4	0.01894	2.1
Y18-5.1	0.34	1210	467	0.40	20.8	127.5 ± 2.4	145 ± 71	0.0489	3.0	0.1348	3.6	0.01997	1.9
Y18-6.1	0.59	362	189	0.54	5.90	120.4 ± 2.5	220 ± 150	0.0506	6.5	0.1315	6.8	0.01886	2.1
Y18-7.1	0.83	492	207	0.44	7.96	119.3 ± 2.6	239 ± 160	0.0510	6.7	0.1313	7.1	0.01868	2.2
Y18-8.1	1.49	385	162	0.43	6.58	125.0 ± 2.6	127 ± 190	0.0486	8.2	0.131	8.5	0.01959	2.1
Y18-9.1	0.89	1327	491	0.38	22.6	125.5 ± 2.4	106 ± 110	0.0481	4.5	0.1305	4.9	0.01967	1.9
Y18-10.1	1.12	487	231	0.49	7.75	117.0 ± 2.4	106 ± 170	0.0481	7.2	0.1215	7.5	0.01831	2.1
Y18-11.1	1.98	419	315	0.78	6.85	119.1 ± 2.5	-344 ± 380	0.0401	15	0.103	15	0.01865	2.1
Y18-12.1	1.12	553	303	0.57	9.13	121.3 ± 2.4	273 ± 170	0.0517	7.6	0.135	7.9	0.01899	2.0
Y18-13.1	0.58	896	684	0.79	15.2	125.7 ± 2.4	190 ± 99	0.0499	4.3	0.1354	4.7	0.01969	2.0

注:²⁰⁶Pbc、²⁰⁶Pb * 分别为属于普通铅的²⁰⁶Pb在总 Pb 中的百分比和放射性成因²⁰⁶Pb 的含量;普通铅根据实测²⁰⁴Pb 进行校正;误差为 1σ。

3 岩石地球化学特征

岩石主元素、微量元素、稀土元素、Sm-Nd 及氧同位素组成分析结果列于表 3 中。从表中可以看出,主元素中 SiO₂ 含量早期岩石单元较低,末期较高,变化于 67.20%~75.16%之间,弱分异演化程度, D. I= 80.29~94.26; Na₂O、K₂O 含量高, Na₂O + K₂O 含量 7.12%~8.99%,平均为 7.84 %,且 K₂O>Na₂O, K₂O/Na₂O 为 1.16~1.72;铁、镁、钙等含量相对较低。

ASI 值变化于 0.96~1.10 之间,平均 1.02。CIPW 计算标准矿物均出现较高的 C 值,磷灰石、钛铁矿分子较低,反映岩石较酸性。钙碱指数 MALI 大于 4;碱度率指数 ANK 均大于 1.1;铝饱和指数 ASI 多数大于 1.0,在主元素及特征参数判别图解中(图 4),较早期单元属镁质岩系,末期单元则为铁质岩系(图 4a);ASI 值大多大于 1,主要属准铝质-微过铝质岩系(图 4c);在硅、钾相关图解中,为高钾钙碱性(部分属碱钙性系列)(图 4b、d)。在 CIPW 标准矿物中都出现 C 值;ASI 值多数在 1 左右;从上述特征表明,花岗岩质岩浆形成的物质可能主要为上地壳物质熔融并有少量下地壳或地壳深部的幔源物质加入。

表 3 小墨山花岗岩主元素、微量元素、稀土元素分析结果

Table 3 Main elements, trace elements and REE of Xiaomoshan granites

主元素(10 ⁻²)及有关参数																			
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	K ₂ O/Na ₂ O
末期	Y19	75.16	0.04	12.76	0.22	1.20	0.12	0.05	0.60	3.31	5.68	0.04	0.58	0.11	99.87	1.01	1.1	8.99	0.58
	Y18	69.43	0.45	14.58	0.92	2.23	0.06	0.97	2.54	3.36	4.25	0.15	0.57	0.23	99.74	1.00	1.44	7.61	0.79
早期	G2	68.78	0.50	14.72	1.16	2.41	0.08	1.04	2.28	3.08	4.04	0.17	0.72	0.59	99.57	1.10	1.56	7.12	0.76
	1548	67.20	0.59	15.37	1.03	2.70	0.09	1.21	3.31	3.54	4.10	0.22	0.51		99.88	0.96	1.5	7.64	0.86
微量元素丰度(Au×10 ⁻⁹ ;余为 10 ⁻⁶)																			
期次	样号	W	Sn	Mo	Bi	Cu	Pb	Zn	Ag	As	Sb	Hg	Sr	Ba	V	Th	U	Cl	
末期	Y19	0.30	2.2	9.5	0.24	14.5	87.4	13.5	0.11	2.0	0.40	<0.005	15.6	44.0	7.2	37.5	16.3	20.0	
早期	Y18	0.10	2.4	2.8	0.10	14.9	30.6	60.3	0.035	1.4	0.29	<0.005	466	1758	52.2	18.8	2.3	34.4	
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	
期次	样号	Co	Ni	Li	Be	Ta	Nb	Zr	Hf	Rb	Au	Cs	Cr	Ga	Sc	Cd	F	B	
末期	Y19	1.9	9.5	16.8	2.0	2.1	35.9	99.4	4.7	236	0.61	4.0	7.2	17.3	6.8	0.068	144	4.9	
早期	Y18	6.5	11.2	44.4	2.4	1.0	15.9	164	6.0	125	0.56	4.7	11.9	18.2	6.2	0.032	699	3.3	
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	
稀土元素丰度(10 ⁻⁶)																			
期次	样号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	ΣCe/ΣY(La/Yb) _N	δEu
末期	Y19	8.03	12.87	1.66	6.43	1.98	0.17	2.92	0.66	5.14	1.26	4.54	0.84	7.28	1.23	39.74	94.8	0.49	0.66
早期	Y18	62.28	114.6	12.65	42.48	6.90	1.50	5.53	0.81	4.42	0.89	2.35	0.38	2.38	0.33	21.84	279.3	6.18	15.54
	G2	63.25	114.99	13.35	41.81	6.90	1.40	5.00	0.76	4.36	0.90	2.56	0.42	2.73	0.41	22.79	281.63	6.05	13.76

注:表中 G2 为湖南省花岗岩专题取样;1548 为 1:20 万区调取样。其余均为本次取样。样品分析由湖北武汉综合岩矿测试中心完成。主元素采用 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。ASI=Al/(Ca-1.67P+Na+K),分子比;ANK=(Al/(Na+K),分子比);ALK=(Na₂O+K₂O)/(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。

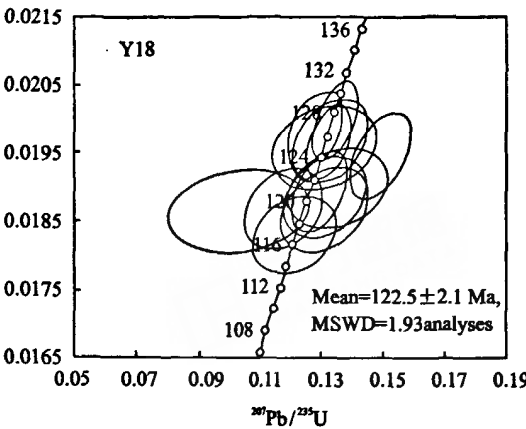


图 3 锆石 SHRIMP U-Pb 年龄谐和图

Fig. 3 Zircon SHRIMP U-Pb concordia diagram for Xiaomoshan granites

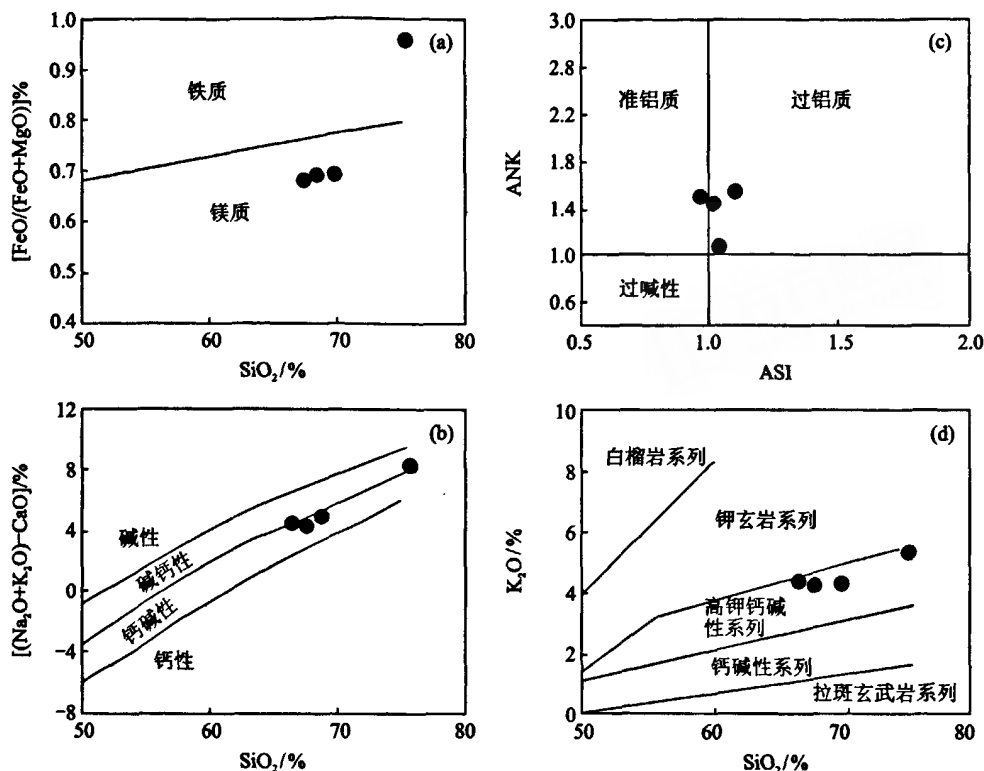


图 4 小墨山花岗岩 $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})-\text{SiO}_2$ (a), $[(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{CaO}]\%-\text{SiO}_2$ (b), $\text{ANK}-\text{ASI}$ (c), $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (d)图解(a-c 据 Frost 等, 2001; d 据 Peccerillo 等, 1976)

Fig. 4 $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})-\text{SiO}_2$ (a), $[(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{CaO}]\%-\text{SiO}_2$ (b), $\text{ANK}-\text{ASI}$ (c) and $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (d) diagrams for Xiaomoshan granites

岩石微量元素丰度总体偏低, 其中 Sn、Mo、Bi、Pb、Nb、Hf、Zn、Sb、Ga、Sc 等元素丰度相对较高; Sr、Ba、Zr 等元素丰度较低。Rb/Sr、Rb/Ba 等比值较低且变化较大, 分别变化于 0.27~15.13、0.07~5.34 之间; 较低的 Sr/Ba 比值(0.27~0.36); 高 Nb/Ta 比值(15.9~17.1)。Sr^{*}、Nb^{*} 值均小于 1, 为铷和铌亏损型, 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]。

在微量元素比值蛛网图上(图 5), 两次岩石单元曲线相似, 总体具 Ba、Nb、Sr、P、Ti 等元素负异常, 显示 S 型花岗岩特征, 同时具 Th 高度富集, 又反映有 I 型花岗岩曲线的特点。

岩石稀土元素总量早期的较高 $(279.3 \sim 281.63) \times 10^{-6}$, 末期较低 94.8×10^{-6} ; 重稀土含量相对较高, 轻重稀土分馏稍弱; $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ 为 0.49~6.18, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 为 0.66~15.54; Eu 亏损早期不明显, δEu 为 0.76~0.79; 末期岩石 Eu 亏损明显, δEu 值为 0.24。在稀土元素配分型式图中(图 6), 早期单元呈向右倾斜曲线, 晚期单元为近乎对称的“V”字型曲线, 铕谷很大。

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: JMC Nd₂O₃ $^{143}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.511125$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 变化于 0.08813~0.1097 之间, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 在 0.512040~0.512132

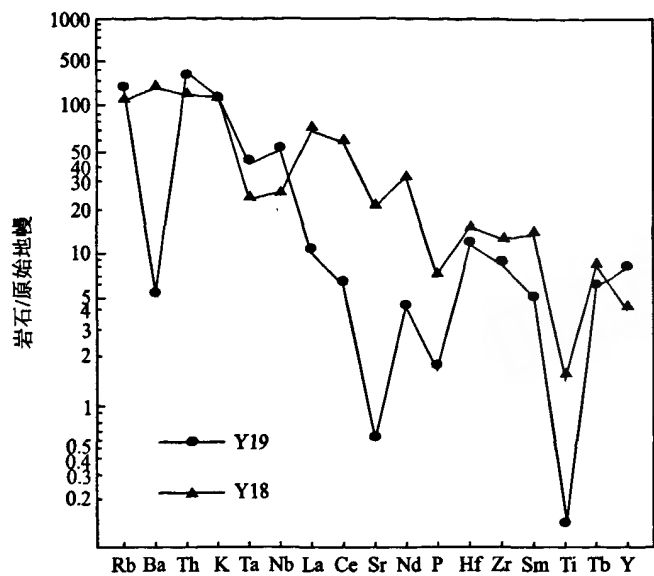


图 5 微量元素原始地幔标准化蛛网图
原始地幔数据 Wood(1979), 转引自李昌年^[12]

Fig. 5 Primitive mantle-normalized trace element spider diagram for granites
Primitive mantle data are quoted from Wood (1979), after Li Changnian^[12]

之间,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。 Sm/Nd 比值为 $0.151\sim 0.271$,相对均一,表明它们没有发生明显的 Sm、Nd 同位素的分异。岩石以 123 Ma 计算出的 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值偏高,为 $-6.8\sim -8.7$; I_{Sr} 偏低($0.70748\sim 0.70879$)^[12],在 $\epsilon\text{Nd}(t)-t$ 关系图上位于华南元古代地壳演化域上方(图 7)。 $T_{2\text{DM}}$ 相对较小($1.47\sim 1.62\text{Ga}$)。氧同位素($\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}\%$)为 $6.2\sim 9.0$,总体相当于泰勒划分的正常 $\delta^{18}\text{O}$ 花岗岩范畴,说明岩浆有可能主要起源于地壳,同时有幔源物质加入。

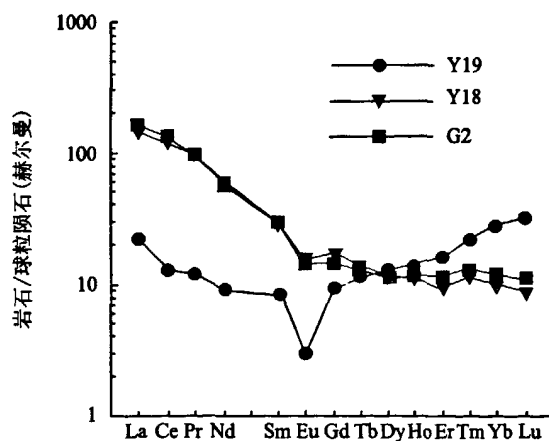


图 6 稀土元素配分型式图
Fig. 6 Chondrite-normalized REE pattern for Xiaomoshan granites

表 4 Sm-Nd 及氧同位素组成
Table 4 Sm-Nd isotope and $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}\%$ values

样号	期次	年龄	Sm10 ⁻⁶	Nd10 ⁻⁶	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	$\pm 2\sigma$	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd(T)	$\epsilon\text{Nd}(T)$	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$	$T_{2\text{DM}}(\text{Ga})$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}\%$
Y18	末期	SH123	5.059	33.460	0.09146	0.512110	8	0.51204	-8.7	1.30	1.62	9.0
Y19	早期	SH123	1.043	3.848	0.1640	0.512263	15	0.51213	-6.8	1.70	1.47	6.2

注: 中国地质科学院地质研究所同位素实验室测试。 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 、 $\epsilon\text{Sr}(t)$ 、 I_{Sr} 和 $t_{2\text{DM}}$ 的计算据陈江峰和江博明(1999); 计算参数为: $t=420\text{Ma}$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}=0.512638$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}=0.1967$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{UR}}=0.7045$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CC}}=0.118$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}=0.2137$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}=0.513151$, $\lambda_{\text{Sm}}=6.54\times 10^{-12}\text{a}^{-1}$, $\lambda_{\text{Rb}}=1.42\times 10^{-11}\text{a}^{-1}$ 。参数中下角字母代表的含义: UR, 铈同位素均一储库; CHUR, 球粒陨石均一储库; DM, 亏损地幔; CC, 大陆地壳。

4 花岗岩成因及形成构造环境探讨

在野外露头上,小墨山花岗岩体中可见镁铁质微粒包体;矿物组合上,花岗岩则富含黑云母;岩石类型上变化较窄,均为黑云母二长花岗岩;地球化学特征上,花岗岩岩石酸性程度较高,岩石化学成分反映全碱($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)和 CaO 较高, K_2O 大于 Na_2O ; CIPW 标准矿物中均含少量的刚玉分子,但含量较低(0.14%~0.15%);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,较早期单元属镁质岩系,末期单元则为铁质岩系,ASI 比值在 0.96~1.1 之间,属准铝质-微过铝质岩系; $\epsilon\text{Nd}(t)$ 为 -6.8~-8.7; I_{Sr} 偏低(0.7075~0.7088)^[11];以上特征均表明小墨山花岗岩应属于 Barbarin^[13-15] 花岗岩分类 CPG (富黑云母过铝花岗岩类)。

CPG 花岗岩是通过热的幔源岩浆底侵或贯入而使地壳岩石发生“干”的深熔作用形成。CPG 花岗岩通过水和热的加入使沉积的或火成的地壳岩石接近于熔融温度。水和其它流体可以由深部地壳断裂或剪切构造来提供,热的加入主要来自底侵或注入地壳中的幔源岩浆来提供^[16]。小墨山花岗岩 Th/U 值(平均 5.24),高于 2.8 的地壳平均值^[17],Zr/Hf 比值(21.2~27.3)介于地壳平均值和地幔平均值之间。在 Sr-Nd 同位素组成上,小墨山主体花岗岩具有较低的 I_{Sr} 值(0.7075~0.7088), $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值偏高(-6.8~-8.7),两阶段模式年龄明显偏低(1.43~1.46 Ga);在花岗岩的 $\epsilon\text{Nd}(t)$ -t 图解中,样品投影于华南元古代地壳演化域上方(图 7),均反映了幔源物质的贡献,说明地幔物质参与了花岗岩的成岩过程。

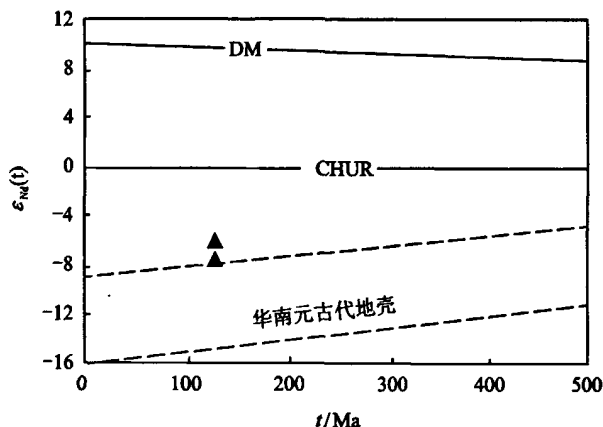


图 7 花岗岩的 $\epsilon\text{Nd}(t)$ -t 图解

(转引自参考文献[11])

Fig. 7 $\epsilon\text{Nd}(t)$ -t diagram of Xiaomoshan granites

湘北华容隆起位于洞庭湖拗陷和江汉拗陷之间,呈北西西向分布,南北两侧分别为北景港断裂和石首一监利断裂所限。小墨山岩体产在华容隆起的北东侧,呈东北向狭长带状产出,接触边界呈明显的锯齿状、港湾状,岩体外接触变质带较窄,且未见同侵位挤压剪切构造形迹。从岩体地质、地球化学特征及区域资料表明,岩体均显示出受张性断裂控制,沿张性断裂充填的就位机制。岩石化学上属高钾钙碱性、微过铝质,微量元素具板内花岗岩的特征。花岗岩的微量元素蛛网图和稀土元素配分曲线与南岭地区早白垩世花岗岩十分相似,暗示其形成于相似的拉张环境。在 Maniar 和 Piccoli(1989)^[18] 多组主元素构造环境判别图解中,早白垩世花岗岩清楚显示为 IAG+CAG+CCG 一侧的 POG 特征(图 8),在部分较稳定的微量元素构造环境判别图中(图 9),各样点大多落入同碰撞花岗岩或与板内花岗岩的分界线附近,也暗示花岗岩形成于陆内造山向板内裂谷的过渡环境—后造山环境。徐杰等(1991)研究认为,江汉-洞庭盆地从早白垩世开始地壳受拉张作用开始破裂而发育的裂陷盆地^[19];李鹏春等(2005)、贾大成等(2003)研究均认为早在 140~130 Ma 华南及湘东北地区就已完成

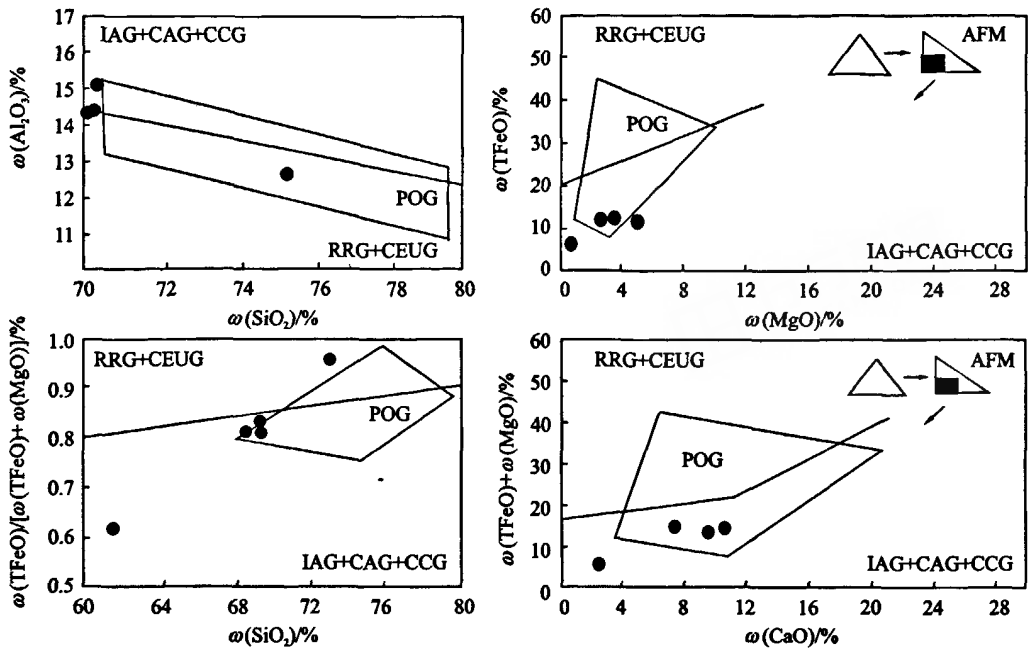


图 8 花岗岩形成的构造环境判别图(据 Maniar 等, 1989)

Fig. 8 Discrimination diagrams for tectonic condition of granites (from Maniar et al. , 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

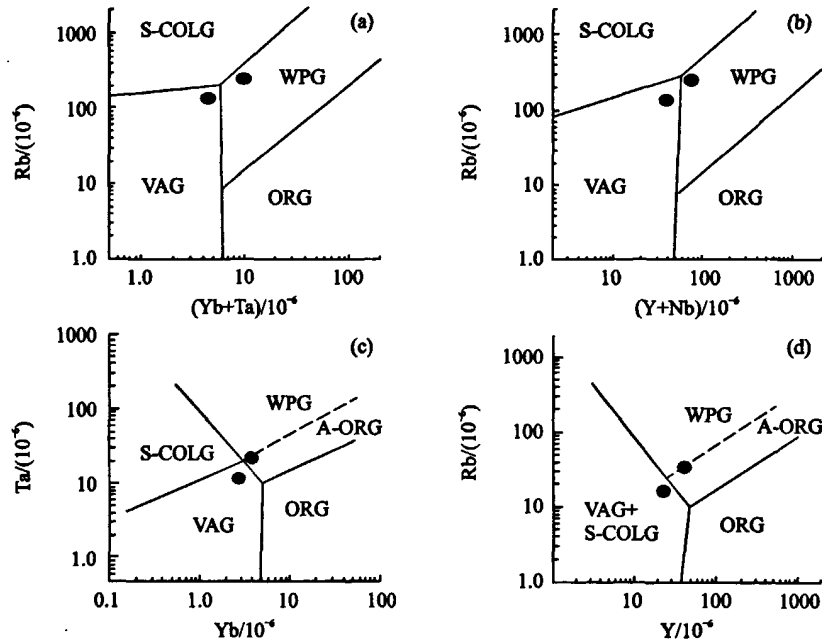


图 9 花岗岩微量元素构造环境判别图解(据 Pearce 等, 1984)

Fig. 9 Discrimination diagrams for tectonic setting of granites (from Pearce et al. , 1984)

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

了由陆内碰撞挤压向陆内伸展的转变^[20,5]。因此,湘北华容隆起区在早白垩世是不存在陆-陆碰撞的构造环境。结合湘东北地区的区域构造背景和岩石地球化学等多方面研究均表明,早白垩世小墨山花岗岩体是紧随侏罗纪挤压造山运动之后的构造松弛和拉张减薄条件下所形成。

5 结 论

(1)小墨山岩体形成的时代为早白垩世,其锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 122.5 ± 2.1 Ma。

(2)花岗岩岩石属准铝质—微过铝质、高钾钙碱性花岗岩系列,具典型 CPG 型花岗岩特征(富黑云母过铝质花岗岩类),其成因应与底侵或注入地壳中的幔源岩浆有关,总体应为下地壳物质和上地壳物质混合而成。

(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,小墨山花岗岩形成的构造背景应为陆内挤压造山向非造山转换的后造山拉张环境,是在紧随侏罗纪挤压造山运动之后的构造松弛和拉张减薄条件下所形成。

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、董春艳等老师的支持和具体指导,在此深表谢忱。

参考文献

- [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壤作用[J].中国地质,2009,36(3):528-543.
- [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.
- [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.
- [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.
- [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.
- [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.
- [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 Svea Nappes, Scandinavian Caledonides, I. 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, 1999:47.
- [10] Ludwig K R. Squid 1.02: A User Manual[M]. Berkeley Geochronological Center Special Publication, 2001.
- [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.
- [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.
- [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.
- [17] Taylor S R, McLennan S M. *The Continental Crust: its Composition and Evolution* [J]. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1985.
- [18] Maniar P. D, Piccolo P M. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological society of America Bulletin*, 1987, 101: 653-643.
- [19] 徐杰, 邓起东, 张玉岫, 等. 江汉—洞庭盆地构造特征和地震活动的初步分析 [J]. *地震地质*, 1991, 13 (4): 332-342.
- [20] 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 Sr-Nd 同位素制约 [J]. *岩石学报*, 2005, 21 (3): 921-934.

SHRIMP U-Pb zircon dating and geochemical characteristics of Xiaomoshan granites in Huarong county, northern Hunan

MA Tie-qiu, LI Gang, BAI Dao-yuan, ZHOU Ke-jun, WANG Xi-hui
(*Hunan Institute of Geology Survey, Changsha 410011, China*)

Abstract

Xiaomoshan granitic pluton in northern Hunan intrude in Middle Proterozoic Lengjiaxi Formation, and is composed of early-stage coarse-medium-grained and medium-grained porphyritic biotitic monzonitic granite and late-stage fine-grained biotite-two-mica monzonitic granite. SHRIMP U-Pb zircon dating of the granites is 122.5 ± 2.1 Ma which belong to Early Cretaceous. The granites belong to metaluminous to weakly peraluminous high-K calc-alkaline series with $\text{SiO}_2 = 67.20 \sim 75.16\%$, rich in K_2O and $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.16 \sim 1.12$, $\text{ASI} = 0.96 \sim 1.10$ with average value of 1.02. The large-ion lithophile elements are rich and high field-strength elements are depleted in the rocks, while Sr and Nb are depleted with $\text{Rb}/\text{Sr} = 0.27 \sim 15.13$, $\text{Nb}/\text{Ta} = 15.9 \sim 17.1$; ΣREE are rich as a whole with $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y} = 0.49 \sim 6.18$ and $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 0.66 \sim 15.54$; $\epsilon\text{Nd} = -6.8 \sim -8.7$, $T_{2\text{DM}} = 1.47 \sim 1.62\text{Ga}$. Studies show that the Xiaomoshan granites belong to crust-derived rich peraluminous biotitic granitoid (CPG) and were derived from upper and lower crust, and were related with the underplating of mantle magma. The rocks were formed in a post-orogenic tectonic setting with the weakening of the stress and lithospheric extending and thinning after Jurassic compression orogeny.

Key words: Early Cretaceous; SHRIMP U-Pb zircon dating; geochemistry; granite; Xiaomoshan