

# 豫西太山庙铝质 A 型花岗岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其地球化学特征

叶会寿<sup>1)</sup>, 毛景文<sup>1)</sup>, 徐林刚<sup>2)</sup>, 高建京<sup>2)</sup>, 谢桂清<sup>1)</sup>, 李向前<sup>2)</sup>, 何春芬<sup>3)</sup>

1) 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京, 100037; 2) 中国地质大学, 北京, 100083;

3) 河南省地质矿产勘查开发局第一地质调查队, 河南洛阳, 471023

**内容摘要:** 太山庙岩体位于华北陆块南缘豫西地区, 呈岩基产出, 出露面积约 290km<sup>2</sup>。根据它们的接触关系可以划分为 3 期: 第 1 期中粗粒碱长花岗岩、第 2 期细中粒碱长花岗岩、第 3 期碱长花岗斑岩。利用 SHRIMP 锆石 U-Pb 法对主要岩性中粗粒碱长花岗岩进行测年的结果表明: 其成岩年龄为 115±2Ma, 晚于区域上的南泥湖等花岗斑岩体和文峪、花山、合峪等花岗岩基。在矿物组成和化学成分特点上, 这 3 期花岗岩基本相似, 主要由条纹长石、钠长石(An<10)、石英和少量的黑云母组成, 发育晶洞构造; 具富硅(SiO<sub>2</sub> 70.63%~76.59%), 偏碱(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O 8.23%~9.34%), FeO\*/MgO 值相对较高(3.00~7.21), CaO 和 MgO 含量低(分别为 0.46%~1.18%和 0.15%~0.65%), 准铝质—弱过铝质(A/CNK 为 0.95~1.13)的特点; 微量元素特征上, 明显富集 REE(Eu 除外)、Zr、Nb 和 Ta 等高场强元素(HFSE), 而 Sc、Cr、Co、Ni、Sr 和 Eu 等含量较低。此外, 还具有较高的 Ga/Al 比值特征(2.7~3.6), 所有这些特征均说明其与 I 型和 S 型花岗岩有明显的区别, 而具有铝质 A 型花岗岩的特点, 在相关判别图解上属于 A1 型花岗岩, 表明其形成于板内拉张环境。

**关键词:** SHRIMP 年龄; 地球化学特征; 铝质 A 型花岗岩; 太山庙岩体; 豫西

自从 Loiselle 等(1979)提出以碱性(alkaline)、贫水(anhydrous)、非造山(anorogenic)为主要特征的 A 型花岗岩的概念以来, 已对该类花岗岩进行了广泛和深入的研究, 人们发现除了传统的碱性 A 型花岗岩外, 还应包括中等碱质、含少量水、准铝—过铝质而不含碱性暗色矿物的铝质 A 型花岗岩(Whalen et al., 1987; Eby et al., 1990; King et al., 1997; 陈培荣等, 1998; 邱检生等, 2000; 陈丹玲等, 2001; Wu et al., 2002; 张招崇等, 2007); 在岩石学上, 包括石英正长岩、亚碱性—碱性花岗岩、流纹岩和钠闪碱流纹岩等(Eby et al., 1990, 1992; 于津海等, 1998)。产出环境不仅有非造山(Loiselle et al., 1979), 还有其它的与地壳拉张作用有关的构造环境(Eby et al., 1990; 王德滋等, 1995; 吴才来等, 1998; 陈培荣等, 1998), 如板内裂谷、地幔柱或热点环境; 或者碰撞后或造山期后的张性构造环境。因此, 利用 A 型花岗岩的类型, 结合其它构造标志综合判断构造环境具有重要的意义。

在华北陆块南缘洛南—豫西地区, 广泛发育燕山期不同期次不同规模 and 不同类型的花岗岩。前人对该区与钼(钨)铅锌成矿关系密切的呈岩株状产出

的南泥湖、石宝沟、上房沟、八宝山、后瑶峪、银家沟、金堆城等花岗斑岩体, 以及与金矿成矿关系密切的呈岩基状产出的文峪、娘娘山、花山等花岗岩体的地质—地球化学、年代学和岩石成因进行了详细的研究。结果表明: 花岗斑岩体形成于晚侏罗世早期(157Ma)(毛景文等, 2005), 属 I 型花岗岩, 为壳幔物质同熔的产物(王晓霞等, 1986; 卢欣祥, 1999a)。文峪等花岗岩基形成于早白垩世早期(140~130Ma)(毛景文等, 2005), 属 S 型花岗岩(范宏瑞等, 1994), 为地壳重熔的产物。但是对于与汝阳付店矿集区钼铅锌矿化关系密切的呈岩基产出的太山庙花岗岩体, 研究程度则较低, 仅通过 1/25 万、1/5 万地质填图和少量的岩石地球化学研究, 认为其属于 A 型花岗岩(卢欣祥, 1999a; 刘振宏等, 2004)。本文拟通过对太山庙岩体的地质学、年代学、岩石学以及地球化学特征的系统研究, 旨在了解花岗岩的成因类型和形成的构造环境, 并为华北陆块南缘豫西地区晚中生代的构造背景提供约束条件。

## 1 地质背景

位于三门峡—鲁山断裂和栾川断裂之间的华北

注: 本文为国家自然科学基金资助项目(编号 40434011)的成果。

收稿日期: 2007-09-18; 改回日期: 2008-05-22; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 叶会寿, 男, 1964 年生。高级工程师。主要从事金属矿床研究和勘探。Email: yehuishou@163.com。

陆块南缘洛南—豫西地区,主要出露结晶基底新太古界太华岩群中深变质岩系、花岗质片麻岩、TTG岩系,以及盖层中元古界熊耳群火山岩、新元古界—中三叠统的海相陆源碎屑岩、碳酸盐岩。其次在断陷盆地中分布有中—新生代陆相沉积岩,以及沿三门峡—鲁山断裂带发育的汝阳、宝丰等火山断陷盆地中分布的早白垩世晚期(117Ma)中酸性火山岩和火山碎屑岩(谢桂青等,2007)。构造主要在洛南—栾川一带发育一系列逆冲断层和逆冲推覆构造,形成于晚三叠世—早侏罗世(石铨曾等,2004;张国伟等,2003);在新太古代结晶基底出露区发育小秦岭、崤山、熊耳山等早白垩世早期的变质核杂岩及拆离断层系(张进江等,1998)。燕山期花岗岩类岩石亦广泛出露,在洛南—栾川一带,出露晚侏罗世早期的浅成—超浅成的I型花岗斑岩体;在小秦岭老牛山、华山、文峪、娘娘山,熊耳山地区花山等地出露大面积的早白垩世早期的S型花岗岩基;在熊耳山合峪

和太山庙等地分别出露早白垩世中晚期壳幔混源型花岗岩和属A型的碱长花岗岩。

## 2 花岗岩地质特征

太山庙岩体分布于华北陆块南缘豫西地区汝阳县太山庙一带,呈岩基产出,出露面积约290km<sup>2</sup>。岩体北东侧与中元古界熊耳群火山岩呈侵入接触,岩体外倾,倾角20°—45°,外接触带熊耳群火山岩中有花岗岩枝穿插,内接触带花岗岩体中偶见熊耳群火山岩顶盖,表明该岩体的剥蚀程度不大;西侧侵入于SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为127Ma的早白垩世合峪花岗岩体中(毛景文等,2005);南部与新元古代伏牛山花岗岩体呈断裂接触。根据其接触关系和结构构造的差异,岩体可以划分为3个期次,即第1期中粗粒碱长花岗岩、第2期细中粒碱长花岗岩、第3期碱长花岗斑岩(图1)。

第1期中粗粒碱长花岗岩:位于岩体南部,出露

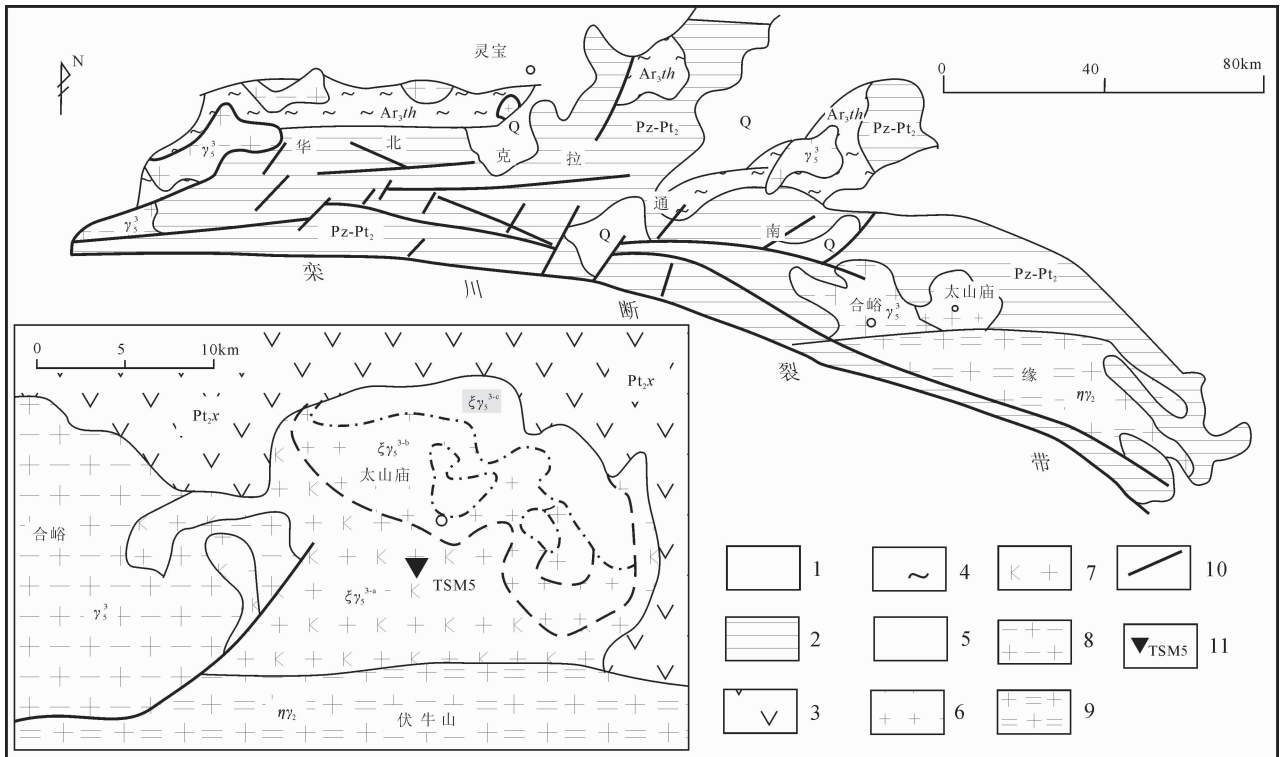


图1 太山庙岩体地质略图

Fig. 1 Schematic geological map of the Taishanmao pluton

1—第四系(Q);2—中元古代—古生代盖层(Pt<sub>2</sub>—Pz);3—中元古代熊耳群火山岩(Pt<sub>2</sub>x);4—新太古界太华群结晶基底岩系(Ar<sub>3</sub>th);5—太山庙碱长花岗斑岩(ξγ<sub>5</sub><sup>3-c</sup>);6—太山庙细中粒碱长花岗岩(ξγ<sub>5</sub><sup>3-b</sup>);7—太山庙中粗粒碱长花岗岩(ξγ<sub>5</sub><sup>3-a</sup>);8—晚中生代花岗岩(γ<sub>5</sub><sup>3</sup>);9—新元古代二长花岗岩(ηγ<sub>2</sub>);10—断裂带;11—取样位置及样品编号

1—Quaternary(Q); 2—Mesoproterozoic—Paleozoic sedimentary (Pt<sub>2</sub>—Pz); 3—Mesoproterozoic volcanic rocks of the Xionger Group (Pt<sub>2</sub>x); 4—Neoproterozoic crystalline basement of the Taihua Group(Ar<sub>3</sub>th); 5—Taishanmao alkali-feldspar granite porphyry(ξγ<sub>5</sub><sup>3-c</sup>); 6—medium- to fine-grained alkali-feldspar granite of Taishanmao(ξγ<sub>5</sub><sup>3-b</sup>); 7—coarse- to medium- grained alkali-feldspar granite of Taishanmao (ξγ<sub>5</sub><sup>3-a</sup>); 8—Late Mesozoic granites(γ<sub>5</sub><sup>3</sup>); 9—Neoproterozoic monzogranite(ηγ<sub>2</sub>); 10—fault; 11—sampling location and its number

面积约 155km<sup>2</sup>, 与新元古界伏牛山岩体呈断层接触, 与中元古界熊耳群火山岩及早白垩世合峪花岗岩呈侵入接触, 表明太山庙岩体形成要晚于 127Ma 的合峪花岗岩体。岩石呈浅肉红色, 中粗粒花岗结构, 晶洞构造、块状构造。晶洞呈不规则的椭圆形, 长条形、不规则状等, 大小 2~10cm, 含量 1%~3%, 分布不均匀, 局部成群出现, 晶洞被颗粒粗大的结晶较好的石英、钾长石充填, 含量 1%。岩石由条纹长石(45%~65%)、钠长石(10%~15%)、石英(25%~30%)及少量的黑云母组成, 粒径 3~7mm; 副矿物有锆石、磷灰石、独居石、磁铁矿、钛铁矿、萤石等。

第 2 期细中粒碱长花岗岩: 分布于岩体中部, 出露面积约 78km<sup>2</sup>, 与第 1 期中粗粒碱长花岗岩呈侵入接触。岩石呈灰白—肉红色, 细中粒花岗结构, 晶洞构造, 块状构造, 由条纹长石(50%~60%)、钠长石(10%~20%)、石英(25%~30%)及少量的黑云母组成, 粒径 1~3.5mm; 副矿物有锆石、磷灰石、独居石、磁铁矿、钛铁矿、萤石等。

第 3 期碱长花岗斑岩: 主要出露于岩体的北部, 出露面积 56km<sup>2</sup>, 侵入于熊耳群火山岩中, 并与第 1、2 期花岗岩呈侵入接触; 其次呈小岩株状分布于第 2 期细中粒碱长花岗岩体中。岩石呈灰白—浅肉红色, 斑状结构, 晶洞构造, 块状构造。斑晶由石英、条纹长石和少量钠长石组成; 基质为细粒、微粒花岗结构, 由条纹长石、钠长石和石英组成; 副矿物有锆石、磷灰石、独居石、磁铁矿、钛铁矿、萤石等。

因此, 从矿物组成上, 这 3 期花岗岩基本相似, 由条纹长石、钠长石、石英和少量的黑云母组成, 但在结构上却有明显的差异, 中粗粒碱长花岗岩具中粗粒花岗结构、细中粒碱长花岗岩具细中粒花岗结构、碱长花岗斑岩具斑状结构。

### 3 花岗岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄

太山庙岩体年龄, 前人曾用黑云母 K-Ar 法测得为 90Ma、105Ma, TIMS 锆石 U-Pb 法测得为 76Ma<sup>①</sup>, 黑云母<sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar 测得为 138 Ma(卢欣祥等, 1999a), 介于 76~138Ma 之间, 变化范围较大, 同时也由于 K-Ar 等方法测年本身的局限性, 使其测定结果具有不准确性。本次研究利用当前国际上最先进的 SHRIMP 锆石 U-Pb 法测年技术对该岩体进行了定年。

#### 3.1 样品的采集与处理

用于 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年的样品(TSM5) 采自第 1 期中粗粒碱长花岗岩中。样品采集点位于汝阳—扎木岭公路太山庙段公路旁, 经手持 GPS 全球定位仪定位, 其地理坐标为东经 111°15'10", 北纬 33°49'07"(图 1)。

测试的锆石样品是经人工破碎后, 按常规重力和磁选方法从花岗岩样品中分选出来, 最后在双目镜下挑选的。将待测样品锆石颗粒、RSES 参考样 SL13 和数粒 TEM 置于环氧树脂制靶, 然后磨至一半, 使锆石内部结构暴露, 再抛光镀上黄金膜, 用于阴极发光图像分析和 SHRIMP U-Pb 分析。

#### 3.2 SHRIMP 锆石 U-Pb 测年方法

锆石阴极发光和背散射电子图像分析是在中国地质科学院矿产资源研究所电子探针室完成。锆石离子探针同位素分析是在中国地质科学院北京离子探针中心 SHRIMP II 上进行, 详细分析流程和原理参考有关的著作(Compston et al., 1984, 1992; Williams, 1992; 宋彪等, 2002)。分析时采用跳峰扫描, 记录 Zr<sub>2</sub>O<sup>+</sup>、<sup>204</sup>Pb<sup>+</sup>、<sup>207</sup>Pb<sup>+</sup>、<sup>208</sup>Pb<sup>+</sup>、U<sup>+</sup>、Th<sup>+</sup> 和 UO<sup>+</sup> 等 9 个离子束峰, 每 7 次扫描记录一次平均值, 一次离子流约为 4.5nA, 10kV 的 O<sup>2-</sup>, 靶径约 25~30μm, 质量分辨约 5400(1% 峰高)。应用 RSES 参考锆石进行元素间的分馏校正, 应用 SL13(572Ma) 标定样品的 U、Th 和 Pb 含量做初次校正, 再用 Temora(417 Ma) 做二次校正, 测定 Temora 的重现性为 2%。为了保证测试结果的可靠性, 每分析 3 个测点, 用一次标样来监视仪器的稳定性。由于岩体形成于中生代, 所测锆石的 <sup>207</sup>Pb 和 <sup>235</sup>U 含量低,  $n(^{207}\text{Pb})/n(^{235}\text{U})$  以及  $n(^{207}\text{Pb})/n(^{206}\text{Pb})$  的比值精度较差, 因此采用  $n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})$  比值来获得 <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 年龄。数据处理采用 Ludwig SQUID1.0 及 ISOPLOT 程序。年龄计算常数采用 IUGS(1977) 推荐值, 表中所列单个数据点的误差均为 1σ, 加权平均年龄具 95% 的置信度。

#### 3.3 锆石 SHRIMP U-Pb 测年及结果

从第 1 期中粗粒碱长花岗岩样品中挑选出的锆石, 多呈浅黄色、无色, 透明度良好, 金刚光泽, 晶体以长柱状为主, 短柱状次之, 多数呈半自形—自形晶, 柱面{110}、{100}、锥面{111}、部分颗粒{211}发育。经统计, 长一般在 0.16~0.43mm, 宽 0.07~0.29mm, 长宽比 1:0.83~1:3.17, 颗粒晶面完整、平直光滑, 有些颗粒在透射光下可见到裂纹和细小的包裹体。阴极发光(CL)图像(图 2)显示, 锆石

表 1 太山庙岩体锆石 SHRIMP U-Pb 测试结果

Table 1 SHRIMP U-Pb isotopic analyses for zircons from the Taishanmaio pluton

测点号	$^{206}\text{Pb}_e$ (%)	U ( $\mu\text{g/g}$ )	Th ( $\mu\text{g/g}$ )	$\frac{n(^{232}\text{Th})}{n(^{238}\text{U})}$	$^{206}\text{Pb}^*$ ( $\mu\text{g/g}$ )	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄 (Ma)	$n(^{207}\text{Pb}^*)/n(^{206}\text{Pb}^*)$		$n(^{207}\text{Pb}^*)/n(^{235}\text{U})$		$n(^{206}\text{Pb}^*)/n(^{238}\text{U})$	
							测值	相对误差	测值	相对误差	测值	相对误差
2.1	8.52	666	383	0.59	11.2	113.9 $\pm$ 2.4	0.1017	6.6	0.080	45	0.01782	2.1
3.1	7.25	136	167	1.27	2.56	129.7 $\pm$ 5.7	0.1085	6.4	0.143	57	0.02033	4.5
4.1	3.09	1440	920	0.66	22.1	110.6 $\pm$ 1.3	0.0688	2.4	0.105	13	0.01730	1.2
7.1	2.89	659	533	0.84	10.8	118.3 $\pm$ 2.1	0.0603	4.7	0.094	25	0.01853	1.8
8.1	4.23	671	759	1.17	10.7	113.1 $\pm$ 2.1	0.0748	4.5	0.100	22	0.01770	1.9
12.1	3.14	241	352	1.51	4.01	119.7 $\pm$ 3.9	0.0934	7.6	0.179	19	0.01875	3.3
13.1	12.05	414	495	1.24	7.55	119.3 $\pm$ 3.6	0.1664	3.1	0.190	28	0.01868	3.0
1.1	8.01	248	259	1.08	4.05	112.0 $\pm$ 4.0	0.0883	9.1			0.01752	3.6
5.1	46.92	59	143	2.51	1.47	99 $\pm$ 19	0.407	7.1			0.0154	19
6.1	9.67	205	341	1.72	3.51	114.8 $\pm$ 4.8	0.0827	5.9			0.01797	4.3
9.1	7.65	260	367	1.45	4.46	117.5 $\pm$ 6.1	0.0829	5.3			0.01840	5.2
10.1	8.74	233	318	1.41	3.90	113.7 $\pm$ 4.8	0.0843	5.9			0.01780	4.3
11.1	20.07	4313	3017	0.72	76.2	105.1 $\pm$ 3.9	0.1501	2.9			0.01643	3.8
14.1	8.46	366	444	1.25	5.99	111.4 $\pm$ 3.4	0.0737	8.4			0.01744	3.1
15.1	40.36	89	147	1.71	1.48	74 $\pm$ 13	0.162	19	-0.48	71	0.0116	18

注:误差为  $1\sigma$ ;  $\text{Pb}_e$  和  $\text{Pb}^*$  分别表示普通铅和放射成因铅。普通铅用实测的  $^{204}\text{Pb}$  校正。

具有明显的振荡环带结构,其 U、Th 含量分别变化于  $59\sim 4313\mu\text{g/g}$  和  $143\sim 3017\mu\text{g/g}$  之间, Th/U 值在  $0.41\sim 1.74$  之间(表 1), 显示出岩浆锆石的特点 (Belousova et al., 2002)。由此可见,本样品中的锆石应在岩浆冷却结晶过程中形成的,属岩浆成因。

测定的锆石 15 个点的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄值,有 13 个点的年龄介于  $105.1\pm 3.9\text{Ma}\sim 129.7\pm 5.7\text{Ma}$  之间(表 1), 仅有 2 个测点年龄偏低,分别为  $99\pm 19\text{Ma}$  和  $74\pm 13\text{Ma}$ 。在 Pb 同位素谐和图上,有 7 个样品点集中分布于谐和线上(图 3), 而其它的点因

普通铅偏高而没给出  $n(^{207}\text{Pb})/n(^{235}\text{U})$  值,即 X 横坐标值,在谐和图上无法表示,但亦获得了理想的 U-Pb 同位素年龄。这 7 个点的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄加权平均值为  $115\pm 2\text{Ma}$ , 置信度为 95%, MSWD 为 1.3。该年龄被解释为锆石的结晶年龄或太山庙岩体的结晶年龄,因此,太山庙岩体是在早白垩世晚期形成的,晚于合峪花岗岩体  $127\text{Ma}$  的侵位年龄(毛景文等, 2005)。这与太山庙岩体侵入到合峪岩体中的事实相吻合;同时,亦晚于区域上与钼矿化有关的花岗斑岩体和与金矿化有关的花岗岩基。

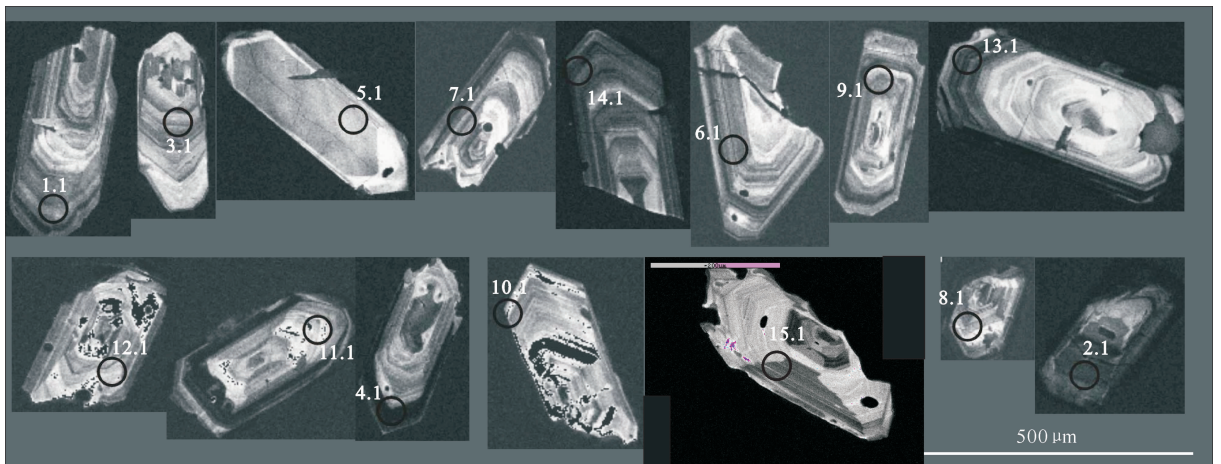


图 2 太山庙花岗岩锆石阴极发光图像

Fig. 2 CL images of zircons from the Taishanmaio granites

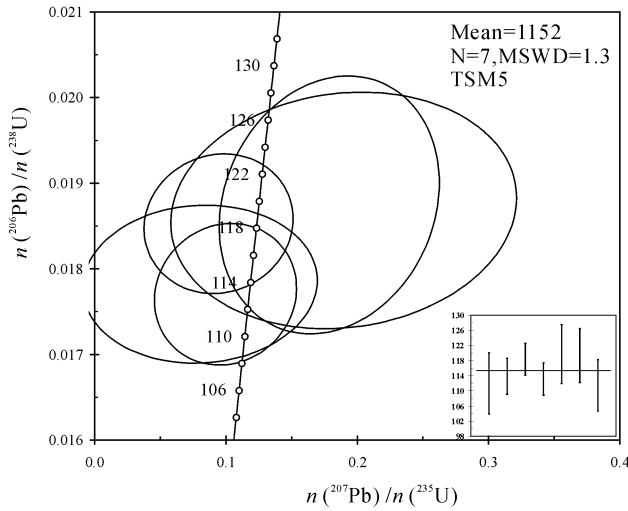


图 3 太山庙花岗岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年谐和图  
Fig. 3 SHRIMP zircon U-Pb concordia diagram for the Taishanmaio granites

## 4 岩石地球化学特征

### 4.1 主量元素、微量元素和稀土元素的分析方法

用于岩石地球化学分析的样品采自该岩体的 3 个不同期次。所有样品均磨制成薄片,然后在单偏光显微镜下仔细观察,挑选无蚀变的新鲜样品送化验室分析。岩石的主量元素、微量元素和稀土元素分析均在国家地质实验测试中心完成。主量元素分析用 3080E 型 X 荧光光谱仪(XRF)完成。其中  $Fe_2O_3$  的计算公式为  $Fe_2O_3 = TFe_2O_3 - FeO \times 1.11134$ 。微量元素和稀土元素的含量,是在利用酸溶法将样品溶液制备好后,在等离子体-质谱仪(ICP-MS)上测定的,分析相对误差小于 5%—10%。

### 4.2 分析结果

将太山庙岩体不同期次的岩石样品,即 3 件中粗粒碱长花岗岩、3 件细中粒碱长花岗岩、3 件碱长花岗斑岩的主量元素、稀土元素和微量元素的分析结果、部分岩石化学参数列入表 2 中。

### 4.3 岩石地球化学特征

#### 4.3.1 主量元素

从表 2 可以看出,太山庙岩体各期次的花岗岩主量元素成分基本相似,但是由早期的中粗粒碱长花岗岩,到细中粒碱长花岗岩,再到晚期的碱长花岗斑岩, $SiO_2$  的平均含量由 71.31%→72.84%→76.5%; $TiO_2$  则由 0.38%→0.19%→0.13%,

$FeO^*$  由 2.14%→1.52%→1.20%, $CaO$  由 1.14%→1.065%→0.47%, $MgO$  由 0.51%→0.28%→0.19%, $K_2O$  由 5.23%→5.41%→4.87%, $Na_2O$  由 4.02%→3.94%→3.73%, $P_2O_5$  由 0.11%→0.04%→0.02%。总体表现出随  $SiO_2$  的增加, $TiO_2$ 、 $FeO^*$ 、 $CaO$ 、 $MgO$ 、 $Na_2O$ 、 $K_2O$ 、 $P_2O_5$  的含量有逐渐降低的变化规律。岩石含水量约 0.74%~0.16%,表现贫水,这与含水矿物的低含量是一致的。另外,A/CNK 为 0.94~1.02,属准铝质到弱过铝质,A/NK 为 0.85~0.93, $Na_2O+K_2O$  为 8.5%~9.34%, $FeO^*/MgO$  为 4.01~7.22。在  $Na_2O-K_2O$  图解中,则全部落入 A 型花岗岩区(图 4)。

#### 4.3.2 稀土元素

从表 2 可以看出,太山庙岩体的 3 个不同期次的岩石稀土元素含量有一定差别,表现在早期的中粗粒碱长花岗岩的稀土总量相对较高,为  $312.31 \times 10^{-6} \sim 369.47 \times 10^{-6}$ ,平均  $337.78 \times 10^{-6}$ ,细中粒碱长花岗岩含量为  $195.43 \times 10^{-6} \sim 255.12 \times 10^{-6}$ ,平均  $221.82 \times 10^{-6}$ ,而晚期的碱长花岗斑岩含量最低,为  $119.92 \times 10^{-6} \sim 166.59 \times 10^{-6}$ ,平均  $149.88 \times 10^{-6}$ 。3 个单元的花岗岩具有中等—明显的铕负

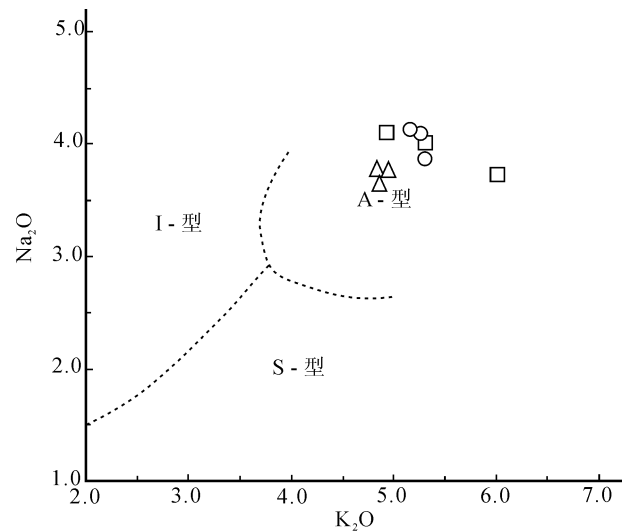


图 4 太山庙花岗岩  $K_2O-Na_2O$  图解,(底图据 Collins et al., 1982)

Fig. 4  $K_2O$  versus  $Na_2O$  diagram for the Taishanmaio granites (modified from Collins et al., 1982)

- 中粗粒碱长花岗岩, □—细中粒碱长花岗岩, △—花岗斑岩
- Coarse- to medium- graineds alkaline-feldspar granite, □—Medium- to fine-grained alkaline-feldspar granite, △—Granite porphyry

表2 太山庙花岗岩岩石化学成分

Table 2 Petrochemical compositions of the Taishanmiao granites

样品号	B1-1	B1-2	B1-3	B2-1	B2-2	B2-3	B3-1	B3-2	B3-3	FJ	SHG	HS	CJ	A
岩石名称	中粗粒碱长花岗岩			细中粒碱长花岗岩			碱长花岗斑岩							
SiO <sub>2</sub>	70.63	72.33	70.98	72.39	73.23	72.90	76.38	76.59	76.53	77.49	76.07	73.52	72.87	73.77
TiO <sub>2</sub>	0.42	0.35	0.38	0.18	0.21	0.18	0.14	0.15	0.11	0.11	0.1	0.25	0.24	0.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.92	13.35	13.73	14.57	14.06	14.47	12.28	12.39	12.30	12.24	11.67	13.18	13.47	12.45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.77	0.91	0.95	0.82	0.71	0.79	0.46	0.60	0.47	0.59	1.045	2.09	1.40	1.23
FeO	1.58	1.28	1.19	0.72	1.03	0.72	0.86	0.70	0.66	0.16	1.105		0.69	1.50
MnO	0.08	0.08	0.07	0.06	0.06	0.07	0.05	0.06	0.05	0.06	0.075	0.05	0.07	0.06
MgO	0.56	0.47	0.51	0.26	0.30	0.29	0.21	0.22	0.15	0.08	0.025	0.28	0.32	0.22
C <sub>2</sub> O	1.18	1.07	1.16	1.02	1.13	1.02	0.48	0.48	0.46	0.64	0.265	1.24	0.55	0.81
Na <sub>2</sub> O	4.13	3.86	4.09	3.72	4.10	4.00	3.65	3.77	3.78	4.16	4.075	3.21	3.95	3.94
K <sub>2</sub> O	5.15	5.30	5.25	6.00	4.92	5.30	4.85	4.94	4.82	4.25	4.81	5.39	5.34	4.63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.10	0.10	0.04	0.04	0.04	0.02	0.02	0.02	0.01	0.015	0.06	0.05	0.05
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.68	0.66	0.74	0.16	0.16	0.22	0.20	0.40	0.52				0.11	0.58
烧失	0.96	0.81	0.95	0.03	0.05	0.03	0.25	0.15	0.39	0.24	0.46	0.60	0.74	
总计	100.18	100.57	100.10	99.97	100.00	100.03	99.83	100.47	100.26	100.04	99.71	99.73	99.81	99.51
Or	30.88	31.61	31.53	35.54	29.14	31.39	28.84	29.22	28.67					
Ab	35.46	32.96	35.17	31.55	34.77	33.92	31.08	31.93	32.2					
An	4.3	3.48	3.66	4.81	5.36	4.81	2.26	2.25	2.17					
A/CNK	0.96	0.95	0.94	1.01	0.99	1.02	1.01	1.00	1.00	0.96	1.025	0.99		
A/NK	0.89	0.91	0.90	0.87	0.86	0.85	0.92	0.93	0.93	0.98		0.84		
FeO <sup>*</sup> /MgO	4.06	4.47	4.01	5.61	5.56	4.93	6.07	5.64	7.22					13.40
ALK	9.28	9.16	9.34	9.72	9.02	9.3	8.5	8.71	8.6	8.44		8.6		
La	80.7	76.7	63.8	47.8	58.2	39.8	39.9	40.1	29.8	29.9	56.7	73.0		
Ce	155	143	126	87.0	105	80.9	70.2	73.7	53.5	53.9	132.8	132.4		
Pr	15.3	13.4	13.1	9.15	10.8	8.12	6.10	6.43	4.48			14.7		
Nd	49.5	42.6	43.8	30.4	35.9	27.5	16.4	17.2	11.5	20.31		51.0		
Sm	8.06	6.55	7.47	5.05	5.87	4.81	2.28	2.27	1.50	3.95		8.90		
Eu	1.07	0.94	1.02	0.92	0.94	0.89	0.19	0.19	0.13	0.36		0.96		
Gd	6.85	5.50	6.29	4.17	4.58	3.95	1.90	1.91	1.29	3.91		7.97		
Tb	1.03	0.83	0.96	0.62	0.69	0.60	0.31	0.29	0.19	0.64		1.15		
Dy	5.97	4.84	5.73	3.48	3.84	3.41	1.93	1.85	1.24			7.13		
Ho	1.21	0.96	1.17	0.67	0.75	0.65	0.46	0.43	0.30	0.90		1.48		
Er	3.74	3.02	3.53	2.05	2.33	2.06	1.74	1.66	1.17			4.27		
Tm	0.56	0.46	0.53	0.31	0.33	0.31	0.35	0.31	0.23	0.47		0.64		
Yb	3.81	3.17	3.56	2.00	2.35	2.11	2.95	2.65	2.10	3.28		4.23		
Lu	0.57	0.50	0.55	0.28	0.34	0.32	0.53	0.50	0.39	0.48		0.61		
Y	36.1	29.1	34.8	21.0	23.2	20.0	17.9	17.1	12.1	29.78	38	39.4		
∑REE	369.47	331.57	312.31	214.9	255.12	195.43	163.14	166.59	119.92					
δEu	0.43	0.47	0.44	0.60	0.54	0.61	0.27	0.27	0.28			0.35		
Li	0.4664	11.7	11.5	21.2	22.9	21.7	10.7	8.63	9.18			73		
Sc	0.4433	2.56	2.46	0.64	0.76	0.92	2.51	2.45	2.41			3.98	7.87	4
Ti	1981	1859	2007	1048	1138	1024	723	769	613			1735	2573	
Cr	3.86	5.19	7.69	7.69	3.77	4.34	6.19	6.35	5.74			12.7	36	3
Co	3.19	2.88	2.92	1.81	1.57	1.60	1.42	1.22	0.94	2.67		7.1		
Ni	2.24	2.93	5.40	7.79	2.06	3.20	3.82	3.10	2.37	5.22			4.8	1
Cu	5.12	29.7	5.82	10.3	5.62	8.32	5.02	5.82	4.32					2
Zn	45.1	42.5	39.0	36.3	41.5	37.0	19.4	22.4	16.7	35.66				120
Ga	19.9	19.0	19.7	18.0	20.0	21.0	20.0	21.0	21.8	18.22	27.5	20.6	21.21	24.6
Rb	188	203	191	202	190	203	381	377	419	240	276.5	382	204	169
Sr	161	142	171	369	338	345	28.7	28.3	21.4	3.56	4.5	123	72	48
Zr	246	254	252	128	168	148	144	140	109	80.44	863	273	595	528
Nb	35.3	31.1	35.2	26.5	28.9	28.2	48.7	45.0	49.5	24.56	67	36.2	45	37
Mo	0.83	1.22	0.82	0.91	1.05	0.97	1.66	1.71	1.34					

样品号	B1-1	B1-2	B1-3	B2-1	B2-2	B2-3	B3-1	B3-2	B3-3	FJ	SHG	HS	CJ	A
岩石名称	中粗粒碱长花岗岩			细中粒碱长花岗岩			碱长花岗岩斑岩							
Cs	1.57	1.51	1.60	1.96	1.67	3.98	2.18	2.05	2.22			26.3		
Ba	660	650	681	1341	918	1038	63.2	61.6	39.3	<3.56	161	468	218	352
Ta	2.92	2.61	2.97	3.92	4.10	4.07	5.01	4.46	4.85	1.82		3.63		
Hf	7.94	6.79	6.91	3.13	4.66	6.25	4.25	4.41	5.66	4.44		7.49	12	
W	1.66	6.98	2.01	0.84	0.97	2.07	5.31	2.8	2.41					
Pb	22.7	26.7	23.5	43.5	38.3	43.4	25.5	23.4	27.7	38		27.4		24
Th	34.2	37.0	31.1	17.5	26.7	25.5	50.9	53.8	50.6	33.66		52.3	8.22	23
U	4.38	5.27	4.31	4.30	4.05	2.74	7.95	7.28	7.26	9.51		18.8		5
B	2.00	2.20	2.60	3.20	1.75	2.20	1.90	1.90	1.23					
Sn	3.28	3.06	3.54	1.85	2.08	1.98	2.63	3.79	2.00			11.5		
V	16.1	15.0	14.1	12.0	10.0	10.0	6.00	7.00	<5.00	4.56		17.9	27	6
Cl	74.7	36.0	63.0	23.0	26.0	21.0	48.0	49.0	62.9					
Ag	0.23	0.11	0.044	0.034	0.043	0.042	0.027	0.027	0.040					
Au	0.008	0.004	0.003	0.003	0.002	0.002	0.001	0.0005	0.001					
F	0.11	0.072	0.079	0.032	0.037	0.036	0.12	0.14	0.10				828	
10000 * Ga/Al	2.70	2.69	2.71	2.33	2.69	2.74	3.08	3.20	3.35				2.73	3.75
Y/Nb	1.02	0.94	0.99	0.79	0.80	0.71	0.37	0.38	0.24					
Yb/Ta	1.30	1.21	1.20	0.51	0.57	0.52	0.59	0.59	0.43					
Ce/Nb	4.39	4.60	3.58	3.28	3.63	2.87	1.44	1.64	1.08					

注: ① 主量元素含量单位为%, 微量元素和稀土元素含量单位为 $\times 10^{-6}$ 。② FJ—福建铝质 A 型花岗岩, 数据为邱检生等(2000)一文中 9 个样品的平均值; HS—南岭花山姑婆山铝质 A 型花岗岩, 数据为朱金初等(2006)一文中花山岩体黑云母花岗岩 13 个样品平均值。SHG 为燕山地区山海关 A 型花岗岩, 数据为许保良等(1998)一文中山海关、响山碱性花岗岩 4 个样品的平均值; CJ—长江中下游安徽地区 A 型花岗岩, 数据为邢凤鸣等(1994)一文中 18 个 A 型花岗岩的平均值; A—世界 A 型花岗岩平均值, 来源于 Whalen(1987)。

异常, 其  $\delta Eu$  为 0.27~0.61, 尤其以晚期碱长花岗岩斑岩的  $\delta Eu$  最低, 多数为 0.27~0.28, 表明岩石经历了较强的斜长石分离结晶作用。在稀土元素球粒陨石标准化图解上, 所有岩石均显示出相似的配分模式: 总体表现为向右倾斜且左陡右平, Eu 处“V”

型谷的曲线特征(图 5), 暗示它们应是同一母岩浆演化而成。

### 4.3.3 微量元素

从表 2 可知, 微量元素 Rb、K、U 和 Th 等大离子亲石元素及 Zr、Nb、Y 和 Ga 等高场强元素含量较高, Sr、Ba 和 Cr、Ni 等过渡元素含量相对较低。微量元素原始地幔标准化图解(图 6)上, 不同时期的花岗岩均展示相似的曲线特征: 表现为 Th、K、La、Nd、Zr 和 Hf 的峰值, 以及明显的 Ba、Nb、Sr、P 和 Ti 的低谷, 同样暗示它们是同一母岩浆演化而成。

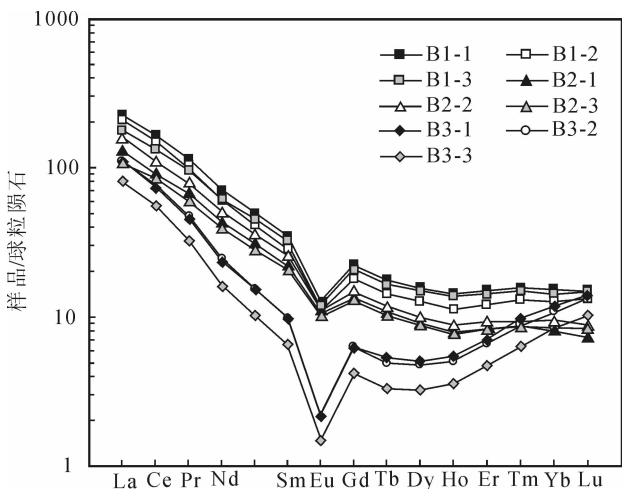


图 5 太山庙花岗岩稀土元素配分曲线(球

粒陨石数据据 Sun 和 McDonough, 1989), 图例见表 2

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns for the Taishanmiao granites(chondrite data from Sun and McDonough, 1989), and legends are the same to table 2

## 5 讨论

### 5.1 关于岩石类型归属

上世纪 70 年代, 继 Chappell and White(1974) 提出 I、S 型花岗岩之后, Loiselle et al. (1979) 又提出了 A 型花岗岩的概念。A 型花岗岩以富碱、低钙和铁镁比值大为特征, 在指定  $SiO_2$  含量为 70% 时,  $Na_2O + K_2O = 7\% \sim 11\%$ ,  $CaO < 1.8\%$ ,  $FeO^* / MgO = 8 \sim 80$  (Eby, 1990); 微量元素特征上, 明显富集 REE (Eu 除外)、Zr、Nb 和 Ta 等高场强元素 (HFSE), 而 Sc、Cr、Co、Ni、Ba、Sr 和 Eu 等含量较

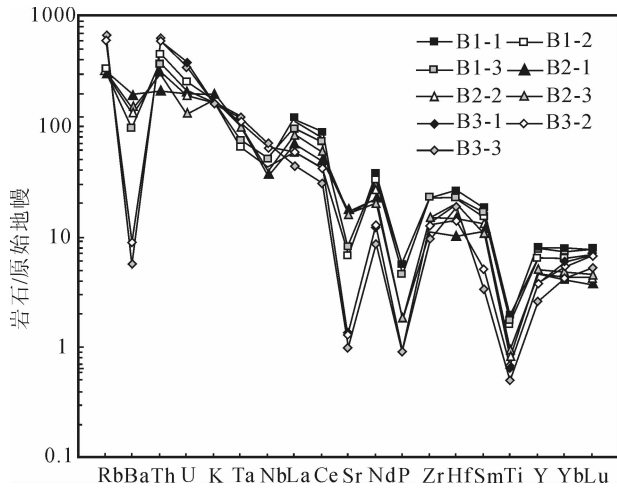


图6 太山庙花岗岩微量元素原始地幔标准化图解  
(原始地幔据 Sun 和 McDonough, 1989), 图例见表 2

Fig. 6 Primitive mantle-normalized trace element patterns of the Taishanmiao granites (primitive mantle data from Sun and McDonough, 1989), and legends are the same to table 2

低。根据碱铝等参数的相对关系, A 型花岗岩类既可以是过碱的, 也可以是准铝质和过铝质。

如前所述, 太山庙岩体各期次花岗岩, 具有高硅 ( $\text{SiO}_2 = 70.63\% \sim 76.59\%$ ), 偏碱性 ( $\text{ALK} = 8.5\% \sim 9.72\%$ ,  $\text{A/NK} = 0.85 \sim 0.93$ ), 准铝质到弱过铝质 ( $\text{A/CNK} = 0.94 \sim 1.02$ ) 的特点。岩石的  $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$  含量高, 且  $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$ , 而  $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{TiO}_2$  和  $\text{P}_2\text{O}_5$  的含量较低,  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  为  $4.01 \sim 7.22$ , 与 Eby (1990) 定义的 A 型花岗岩的高铁镁比值 ( $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  为  $8 \sim 80$ ) 相比有些偏低, 但不同于一般的 I 型 (991 个样品平均值 2.27)、S 型 (578 个样品平均值 2.38)、M 型 (17 个样品平均值 2.37) 花岗岩 (Whalen et al., 1987), 与我国燕山地区山海关 (许保良等, 1998; 蔡剑辉等, 2006)、福建沿海 (邱检生等, 2000)、长江中下游安徽地区 (邢凤鸣等, 1994)、南岭花山—姑婆山 (朱金初等, 2006) 铝质 A 型花岗岩相似 (表 2)。在  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$  图解中, 样品全部落入 A 型花岗岩区 (图 4)。太山庙花岗岩的稀土含量较高 (表 2), LREE/HREE 比值大, 介于  $9.3 \sim 17.32$ ,  $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 9.14 \sim 16.74$ , 反映轻稀土较富集, 重稀土亏损, 轻稀土分馏较强, 重稀土分馏弱的特点。Eu 具中等—明显的负异常 ( $\delta\text{Eu}$  值变化于  $0.27 \sim 0.61$  之间), 稀土分布曲线总体表现为向右倾斜且左陡右平, Eu 处“V”型谷的特征, 与福建沿海 (邱检生等, 2000)、浙江洪公 (卢成忠等, 2006) 及

澳大利亚 Mumbulla A 型花岗岩 (Whalen et al., 1987) 相似 (图 5)。岩体的微量元素总的特征是: Ga 含量较高, 介于  $(18 \sim 21.8) \times 10^{-6}$ ,  $10000 \times \text{Ga}/\text{Al}$  值除 1 件样品为 2.33 外, 其余的介于  $2.69 \sim 3.35$ , 明显高于 I 型和 S 型花岗岩的平均值 (分别为 2.1 和 2.28), 且均大于 A 型花岗岩的下限值 2.6 (Whalen et al., 1987)。在微量元素原始地幔标准化图解 (图 6) 上, 呈现 Th、K、La、Nd、Zr 和 Hf 的峰, 以及明显的 Ba、Nb、Sr、P 和 Ti 的低谷, 显示了铝质 A 型花岗岩的一般特征。由早期的中粗粒碱长花岗岩, 到细中粒碱长花岗岩, 再到晚期的碱长花岗岩斑岩, Rb/Sr 比值由  $1.24 \rightarrow 0.57 \rightarrow 15.39$ , Rb/Ba 比值由  $0.29 \rightarrow 0.18 \rightarrow 7.6$ , 反映了岩石由早期到晚期经历了分异演化。由于 I、S 型演化的长英质花岗岩 ( $\text{SiO}_2 > 74\%$ ) 的某些特点与 A 型花岗岩颇为相似, 因此, 利用化学成分准确地把它们区别开来则显得十分重要。Whalen et al. (1987) 和 Eby (1992) 根据结晶分离作用过程中主量元素、大离子亲石元素 (LILE) 和高场强元素 (HFSE) 的地球化学行为, 先后提出了一些判别图解, 在 A 型花岗岩类型判别研究中发挥了重要作用。在 Zr、Nb、Ce、Y、Zn 含量及 AKI 对  $10000\text{Ga}/\text{Al}$  判别图解上, 太山庙岩体几乎所有的岩石样品均位于 A 型花岗岩与 I、S 型花岗岩的分界线偏 A 型花岗岩区 (图 7), 表明其与未分异的和分异的 I、S 型花岗岩不同, 而具有 A 型花岗岩的特点。因而, 太山庙花岗岩的主量元素、稀土元素和微量元素皆显示了铝质 A 型花岗岩的普遍特征 (King et al., 1997; 邱检生等, 2000; Whalen et al., 1987; 陈培荣等, 1998), 另外, 对太山庙岩体锆石形态研究及 SHRIMP 测年中, 未发现继承锆石 (核), 这与一般的 S 型花岗岩常见继承锆石 (核) 明显不同, 显示该岩体的形成温度较高, 表明源区岩石经历了较充分的熔融, 这也是形成 A 型花岗岩的重要条件 (Clemens et al., 1986)。因此, 其成因类型应属于铝质 A 型花岗岩。

## 5.2 构造背景

近些年来, 的研究成果表明, A 型花岗岩可分为非造山型和后造山型两类 (Eby et al., 1992; Collins et al., 1982), 分别命名为 A1 型和 A2 型; 或 AA 型和 PA 型 (洪大卫等, 1995)。两类 A 型花岗岩有不同的物质来源和不同的大地构造环境。A1 (或 AA) 型花岗岩的岩浆物质来源于类似大洋岛屿玄武岩, 但侵入于大陆裂谷或在板内岩浆作用期间侵入, 为大陆岩石圈稳定之后的拉张环境, 如印度



Siwana、尼日利亚 Shira、法国 Evisa、苏丹 Rased Dom、中国四川攀西、南岭姑婆山等板内隆起断裂体系或裂谷拉张环境。A2(或 PA)型花岗岩浆则直接起源于经历了陆—陆碰撞或岛弧岩浆作用的陆壳或

板下地壳,标志造山作用结束后不久即开始拉张,其规模和深度均较小,是造山作用结束的标志,如加拿大 Topsails、马里 Ifonas、中国新疆祁漫塔格、华北陆块北缘、福建漳州等造山期后的拉张环境。在

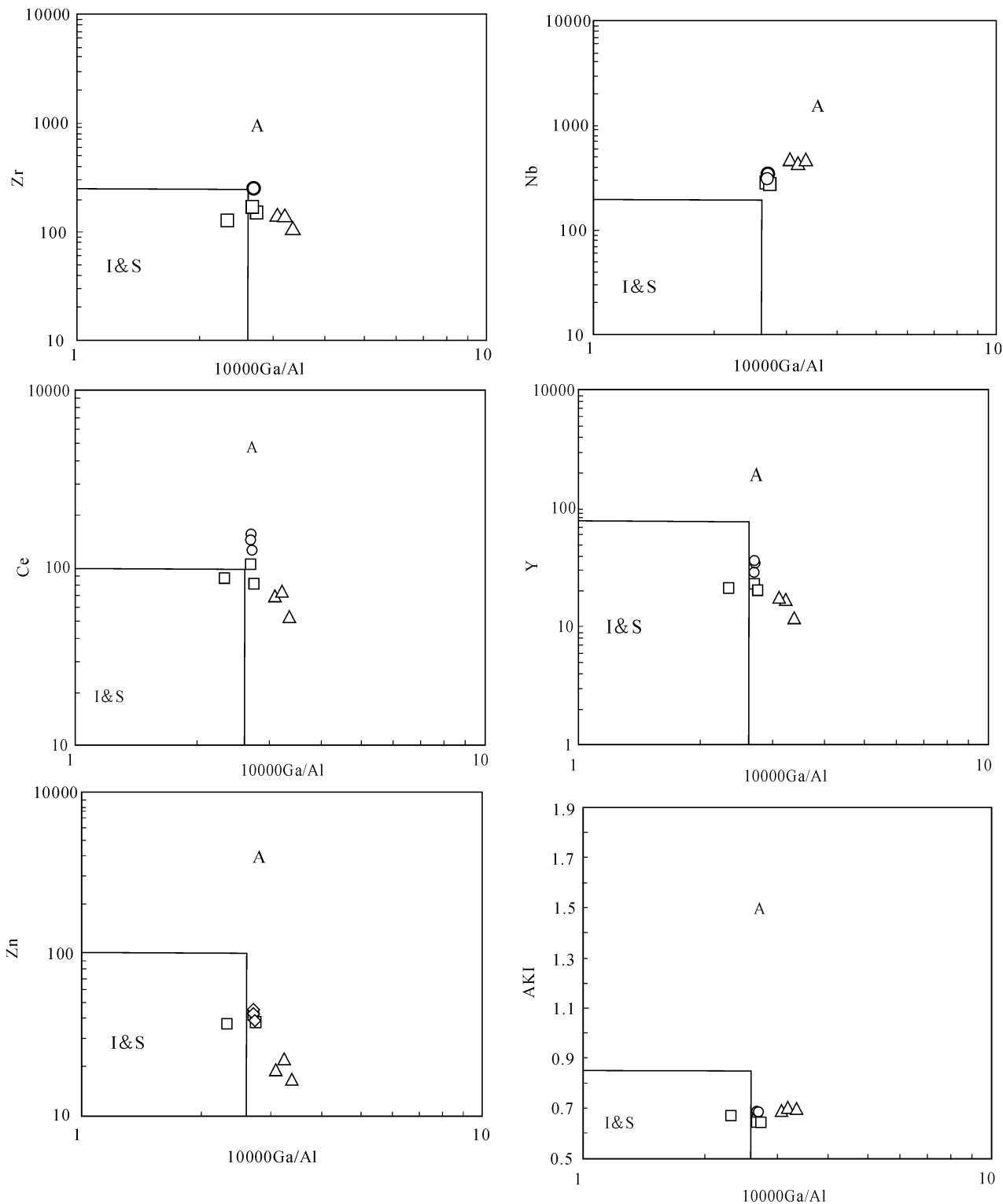


图 7 太山庙花岗岩  $10000 \times Ga/Al-Zr, Nb, Ce, Y, Zn, AKI$  图解(底图据 Whalen et al., 1987),图例同图 4

Fig. 7 Diagrams of  $10000 \times Ga/Al$  versus Zr, Nb, Ce, Y, Zn, AKI of the Taishanmiao granites

(modified from Whalen et al., 1987), and legends are the same to Fig. 4

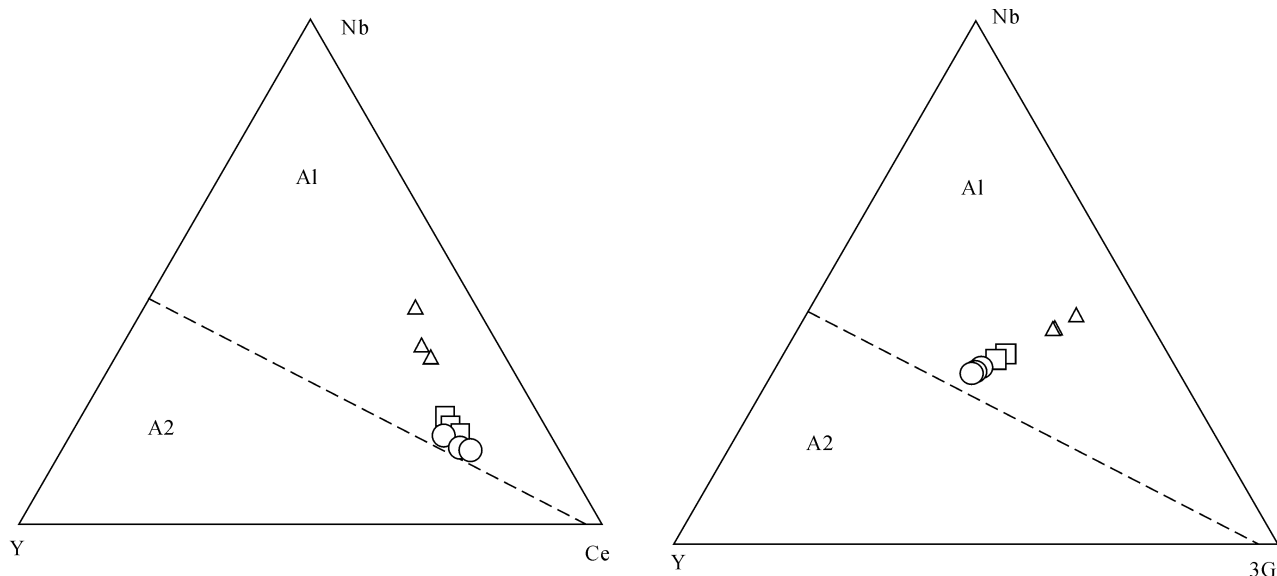


图 8 太山庙 A 型花岗岩 Nb—Y—Ce 及 Nb—Y—3Ga 三角图解(底图据 Eby, 1992), 图例见图 4  
 Fig. 8 Nb—Y—Ce and Nb—Y—3Ga triangle diagrams of the Taishanmao A-type granites  
 (modified after Eby, 1992), and legends are the same to Fig. 4

Nb—Y—Ce 和 Nb—Y—3Ga 图(图 8)上,太山庙花岗岩样品投影点均落在二者界线偏 A1 区,说明其属 A1 型花岗岩,在构造环境的微量元素判别图(图 9)上,则显示出板内花岗岩的特征,表明太山庙碱长花岗岩形成于大陆岩石圈稳定之后的拉张环境(板

内拉张环境)。与中国东部燕山地区属 A1 型花岗岩的山海关、响山碱性花岗岩,以及长江中下游安徽境内的属 A 型花岗岩的大龙山、枞阳、花园坝、马衙桥、五岭、茅坦等碱性花岗岩、钾长花岗岩一样,均形成于早白垩世的板内拉张环境(许保良等,1998;邢

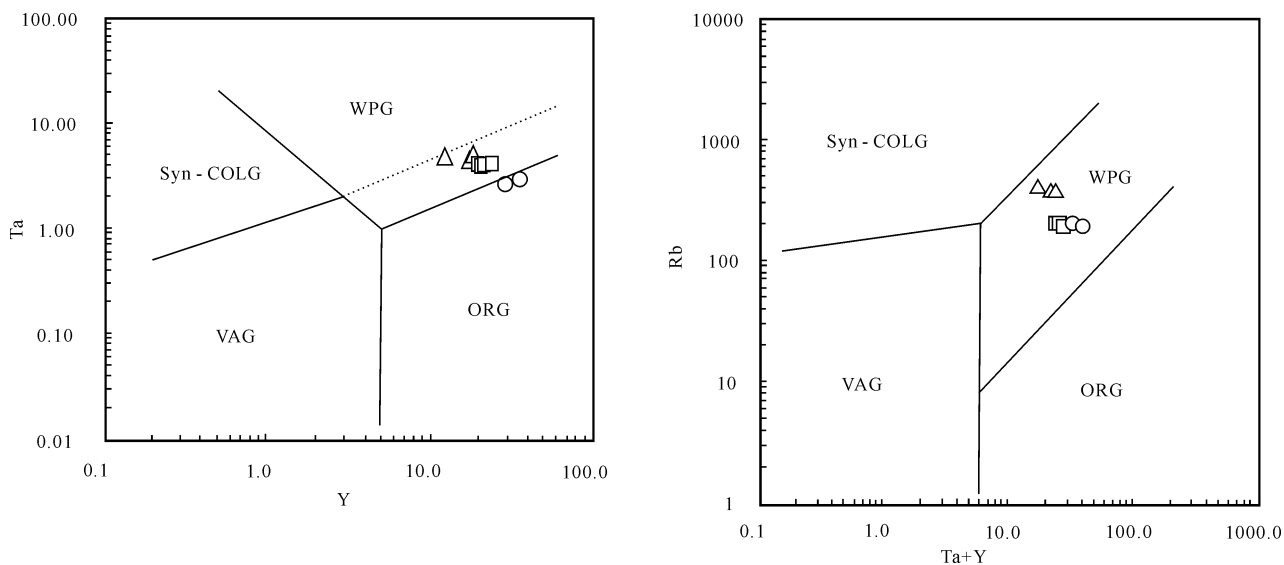


图 9 太山庙岩体构造环境的微量元素判别图(底图据 Pearce et al., 1984)

Fig. 9 Tectonic discrimination diagrams for the Taishanmao pluton using trace elements (modified after Pearce et al., 1984)

VAG—火山弧花岗岩;ORG—洋脊花岗岩;WPG—板内花岗岩;Syn-COLG—同碰撞花岗岩,图例见图 4

VAG— volcanic arc granite; ORG—ocean ridge granite; WPG— intraplate granite; Syn-COLG—syncollision granite;  
 legends are the same to Fig. 4

凤鸣等,1994;蔡剑辉等,2006)。

秦岭造山带构造演化规律越来越被人们所认识。秦岭环斑花岗岩(卢欣祥等,1999b)的出现表明扬子板块与华北板块最终碰撞闭合于中一晚三叠世,此后进入了陆内演化或陆内造山阶段。晚三叠世—中侏罗世后碰撞阶段,早期发生陆内俯冲(石铨曾等,2004),岩石圈进一步缩短增厚(任纪舜等,1992),至中侏罗世则为后碰撞的拉张环境,形成小秦岭近东西向辉绿岩脉,属大陆拉斑玄武岩—碱性玄武岩系列(倪师军等,1994)。之后,晚侏罗世—早白垩早期,中国东部处于由东西向古特提斯构造系、古亚洲构造系向北东向滨西太平洋主动陆缘的构造体制大转换过程(任纪舜等,1998;牛宝贵等,2003;毛景文等,2003),早期受古太平洋板块朝欧亚大陆俯冲,造成大陆边缘隆起,形成一系列北东向压扭性断裂,并与先存的近东西向断裂构成棋盘格子式(李四光,1999)或行—列—汇(裴荣富等,1999)构造系统。华北陆块北缘基性岩墙测年的结果(邵济安等,2002)及盆地演化的特征(李忠等,2003)表明,在构造转折的晚期,受伸展构造应力场的制约,在断裂带交汇部位形成(超)浅成的壳幔混源型(I型)花岗斑岩及斑岩—矽卡岩—热液脉型钼(钨)铅锌银矿床系列(叶会寿等,2006a),以及随后的S型花岗岩基,如文峪、娘娘山、花山等花岗岩(范宏瑞等,1994)。同时,越来越多的研究成果表明,甚至在中生代中国东部岩石圈厚度仍较大,存在高原(池际尚等,1996;张旗等,2001),但经快速减薄现已不到80km(邓晋福等,1996; Fan and Hooper, 1991)。这种快速减薄事件主要发生在白垩纪中晚期。根据该时期中国东部出露的基性—中基性杂岩、辉绿岩墙、煌斑岩墙(Yang et al., 2004)、玄武质粗安岩—安山岩(范蔚茗等,2005)、橄榄安粗岩、富钾火山岩(邱检生等,2001),长江中下游地区玢岩型铁矿及相关的火山岩(余金杰等,2004),豫西地区合峪壳幔混源型花岗岩岩基(刘振宏等,2004)等岩矿石地球化学特征;以及中国东部变质核杂岩构造,如小秦岭、崮山、熊耳山等变质核杂岩(张进江等,1998)特征综合判别,它们形成于岩石圈伸展—减薄而不是板块俯冲或地体聚合的环境。

本次工作对太山庙岩体的地质学、岩石学和岩石地球化学研究厘定其为铝质A型花岗岩,通过SHRIMP锆石U-Pb定年确定太山庙花岗岩体形成于 $115 \pm 2$  Ma;与王德滋等(1995)划分的中国东部晚中生代2期中第1期A型花岗岩成岩时代135~

100Ma相当,具有相似的特点和类比性。此外,太山庙A型花岗岩与东沟花岗斑岩(SHRIMP U-Pb年龄 $112 \pm 1$ Ma)和钼矿(辉钼矿 Re-Os 同位素年龄 $116.5 \pm 1.7 \sim 115.5 \pm 1.7$  Ma)(叶会寿等,2006b),以及沿区域性三门峡—鲁山断裂分布的汝阳、宝丰盆地中分布的钾玄岩系列火山岩(SHRIMP U-Pb 年龄 $117 \pm 2$ Ma)(谢桂青等,2007)形成年龄相当,形成于统一的构造环境中,即陆内拉张环境中。与中国东部太行山—大兴安岭东麓晚中生代(135~100Ma)的碱性侵入岩,以及长江中下游安徽地区碱长花岗岩形成于非造山板内张性环境(许保良等,1998;蔡剑辉等,2006;邢凤鸣等,1994)相一致。引起中国东部早白垩世非造山板内张性环境的原因可能是岩石圈拆沉、或岩石圈去根,软流圈上涌(邵济安等,2005;2006)造成岩石圈快速减薄,地壳拉张的结果。

## 6 结论

(1)太山庙花岗岩可以划分为3个期次,它们是由同一母岩浆演化而成的,在矿物组成和化学组成上基本相似,发育晶洞构造,具高硅、偏碱、准铝质到弱过铝质的特征,富集Rb、K、Th等大离子亲石元素及Zr、Hf等高场强元素,稀土元素分布曲线呈现向右倾斜且左陡右平, Eu 处“V”型谷的特征,  $10000 \times \text{Ga}/\text{Al}$  比值大,属于典型的铝质A型花岗岩。

(2)锆石SHRIMP U-Pb同位素定年结果表明,中粗粒碱长花岗岩形成年龄为 $115 \pm 2$ Ma,表明太山庙碱长花岗岩体的侵位时代为早白垩世晚期,其形成要晚于区域上与钼矿有关的南泥湖等小花岗斑岩体,以及文峪、娘娘山、花山、合峪等花岗岩基。

(3)在成因类型上,太山庙碱长花岗岩属A1型,应形成于早白垩世晚期大陆岩石圈稳定之后的拉张环境(板内拉张环境)。

**致谢:** 锆石阴极发光图像分析得到中国地质科学院矿产资源研究所电子探针室陈振宇博士的支持;SHRIMP测年过程中得到了中国地质科学院地质研究所闫全人研究员的指导,特此致谢!

## 注释 / Notes

- ① 河南省地质调查院. 2002. 河南省内乡县幅1:25万区域地质调查报告.
- ② 河南省地质矿产局第二地质调查队. 1984. 河南省付店、背孜1:5万区调报告.

## 参考文献 / References

- 蔡剑辉, 阎国翰, 许保良, 王关玉, 牟保磊, 赵永超. 2006. 太行山—

- 大兴安岭东麓晚中生代碱性侵入岩岩石地球化学特征及其意义. 地球学报, 27(5): 447~459.
- 陈丹玲, 刘良, 车自成, 罗金海, 张云翔. 2001. 祁漫塔格印支期铝质 A 型花岗岩的确定及初步研究. 地球化学, 30(6): 540~546.
- 陈培荣, 章邦桐, 孔兴功, 蔡笔聪, 凌洪飞, 倪琦生. 1998. 赣南寨背 A 型花岗岩体的地球化学特征及其构造地质意义. 岩石学报, 14(3): 289~298.
- 池际尚, 路凤香. 1996. 华北地台金伯利岩及古生代岩石圈地幔特征. 北京: 科学出版社, 1~292.
- 邓晋福, 赵海玲, 莫宜学. 1996. 中国大陆根—柱构造: 大陆动力学的钥匙. 北京: 地质出版社, 1~110.
- 范春方, 陈培荣. 2000. 赣南陂头 A 型花岗岩的地质地球化学特征及其形成的构造环境. 地球化学, 29(4): 358~366.
- 范宏瑞, 谢奕汉, 王英兰. 1994. 豫西华山花岗岩基岩石学和地球化学特征及其成因. 岩石矿物学杂志, 13(1): 19~32.
- 范蔚茗, 郭锋. 2005. 华北地区晚中生代镁铁质岩浆作用及其地球动力学背景. 大地构造与成矿学, 29(1): 44~45.
- 洪大卫, 王式洗, 韩宝福, 靳满元. 1995. 碱性花岗岩的构造环境分类及其鉴别标志. 中国科学(B辑), 25(4): 418~426.
- 李四光. 1999. 地质力学概论(第二版). 北京: 地质出版社, 1~228.
- 李忠, 刘少峰, 张金芳, 王清晨. 2003. 燕山典型盆地充填序列及迁移特征: 对中国东部构造转折的响应. 中国科学(D辑), 33(10): 931~940.
- 刘振宏, 王世炎, 张良, 杨长秀, 武太安, 崔霄峰. 2004. 华北陆块南缘燕山期陆内造山岩浆活动特征. 地质调查与研究, 27(1): 35~42.
- 卢成忠, 汪庆华, 董传万, 董学发. 2006. 浙江洪公铝质 A 型花岗岩类的岩石地球化学及其构造环境. 高校地质学报, 12(4): 500~506.
- 卢欣祥. 1999a. 秦岭花岗岩大地构造图. 西安: 西安地图出版社, 1~27.
- 卢欣祥, 尉向东, 肖庆辉, 张宗清, 李惠民, 王卫. 1999b. 秦岭环斑花岗岩的年代学研究及其意义. 高校地质学报, 5: 372~377.
- 毛景文, 李晓峰, 张荣华, 王义天, 赫英, 张作衡. 2005. 深部流体成矿系统. 北京: 中国大地出版社, 65~135.
- 毛景文, 张作衡, 余金杰, 王义天, 牛宝贵. 2003. 华北及邻区中生代大规模成矿的地球动力学背景: 从金属矿床年龄精测得到启示. 中国科学(D辑), 33(4): 289~299.
- 倪师军, 李朝阳, 张诚, 高荣德, 刘春富. 1994. 中基性脉岩对金矿成矿的贡献——以小秦岭金矿区为例. 成都理工大学学报, 21(3): 70~78.
- 牛宝贵, 和政军, 宋彪, 任纪舜. 2003. 张家口群火山岩 SHRIMP 定年及其重大意义. 地质通报, 22(2): 140~141.
- 裴荣富, 熊群尧. 1999. 中国特大型金属矿床成矿偏在性与成矿构造聚敛(场). 矿床地质, 18(1): 37~46.
- 邱检生, 王德滋, 蟹泽聪史, Brent I A McInnes. 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, 徐夕生, 罗清华. 2001. 鲁西富钾火山岩和煌斑岩的  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  定年及源区示踪. 科学通报, 46(8): 1500~1508.
- 任纪舜, 陈廷恩, 牛宝贵, 刘志刚, 刘凤仁. 1992. 中国东部及邻区大陆岩石圈的构造演化与成矿. 北京: 科学出版社, 1~203.
- 任纪舜, 牛宝贵, 和政军, 等. 1998. 中国东部的构造格局和动力演化. 见: 任纪舜, 杨巍然. 主编: 中国东部岩石圈结构与构造岩浆演化. 北京: 原子能出版社, 1~12.
- 邵济安, 路凤香, 张履桥, 施光海. 2006. 华北早白至世末岩石圈局部被扰动的时空证据. 岩石学报, 22(2): 277~284.
- 邵济安, 张履桥, 肖庆辉, 李晓波. 2005. 中生代大兴安岭的隆起——一种可能的陆内造山机制. 岩石学报, 21(3): 789~794.
- 邵济安, 张履桥. 2002. 华北北部中生代岩墙群. 岩石学报, 18(3): 312~318.
- 石铨曾, 尉向东, 李明立, 庞继群. 2004. 河南省东秦岭山脉北缘的推覆构造及伸展拆离构造. 北京: 地质出版社, 1~109.
- 宋彪, 张玉海, 刘敦一. 2002. 微量原位分析仪器 SHRIMP 的产生与锆石同位素地质年代学. 质谱学报, 23(1): 58~62.
- 王德滋, 赵广涛, 邱检生. 1995. 中国东部中生代 A 型花岗岩的构造制约. 高校地质学报, 1(2): 13~21.
- 王晓霞, 姜常义, 安三元. 1986. 中酸性小斑岩中二辉麻粒岩的特征及其意义. 西安地质学院学报, 8(2): 16~22.
- 吴才来, 周若, 黄许陈, 等. 1998. 安徽茅坦 A 型花岗岩研究. 地质学报, 72(3): 237~248.
- 谢桂青, 毛景文, 李瑞玲, 叶会寿, 张毅星, 万渝生, 李厚民, 高建京, 郑榕芬. 2007. 东秦岭宝丰盆地大营组火山岩 SHRIMP 定年及其意义. 岩石学报, 23(10): 2387~2398.
- 邢凤鸣, 徐祥. 1994. 安徽两条 A 型花岗岩带. 岩石学报, 10(4): 357~369.
- 许保良, 王式光, 韩宝福, 阎国翰, 何中甫. 1998. 富集性和亏损性 A 型花岗岩: 以华北燕山和新疆乌伦古河地区岩石为例. 北京大学学报(自然科学版), 34(2-3): 352~362.
- 叶会寿, 毛景文, 李永峰, 燕长海, 郭保健, 赵财胜, 何春芬, 郑榕芬, 陈莉. 2006a. 豫西南泥湖矿田钨及铅锌银矿床地质特征及其成矿机理探讨. 现代地质, 20(1): 165~174.
- 叶会寿, 毛景文, 李永峰, 郭保健, 张长青, 刘珺, 闫全人, 刘国印. 2006b. 东秦岭东沟超大型斑岩钼矿 SHRIMP 锆石 U-Pb 和辉钼矿 Re-Os 年龄及其地质意义. 地质学报, 80(7): 1078~1088.
- 于津海, 王德滋, 耿建华. 1998. 一个古元古代 A 型流纹岩. 地球化学, 27(6): 549~558.
- 余金杰, 毛景文. 2002. 宁芜玢岩铁钠长石  $\sim(40)\text{Ar}\sim(39)\text{Ar}$  定年及意义. 自然科学进展, 12(10): 1059~1063.
- 张旗, 王焰, 钱青, 杨进辉, 王元龙, 赵太平, 郭光军. 2001. 中国东部燕山期埃达克岩的特征及其构造—成矿意义. 岩石学报, 17(2): 236~244.
- 张国伟, 张本仁, 袁学诚, 肖庆辉, 等. 2001. 秦岭造山带与大陆动力学. 北京: 科学出版社, 1~729.
- 张进江, 郑亚东, 刘树文. 1998. 小秦岭变质核杂岩的构造特征、形成机制及构造演化. 北京: 海洋出版社, 1~118.
- 张招崇, 简平, 魏蓉蓉. 2007. 江西三清山国家地质公园花岗岩 SHRIMP 年龄、地质—地球化学特征和岩石成因类型. 地质论评, 53(增刊): 28~40.
- 朱金初, 张佩华, 谢才富, 张辉, 杨策. 2006. 南岭西段花山—姑婆山 A 型花岗岩杂岩带: 岩石学、地球化学和岩石成因. 地质学报, 80(4): 529~542.
- Belousova E A, Griffin W L, O'Reilly S Y, et al. 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. Contrib. Mineral. Petrol., 143: 602~622.
- Campston W, Williams I S, Meyer C. 1984. U-Pb geochronology of zircons from lunar braccia 73217 using a sensitive high mass-resolution microprobe. Geophys. Res., 89: B525~534.
- Compston W, Williams L S, Kirschvink J L, et al. 1992. Zircon U-Pb ages of early Cambrian time-scale. J. Geol. Soc. London, 149: 171~184.
- Chappell B W, White A J R. 1974. Two contrasting granite types. Pacific Geology, 8: 173~174.
- Clemens J D, Holloway J R, White A J R. 1986. Origin of an A-type granite experimental constraints. America Mineral, 71:

317~324.

- Collins W J, Beams S D, White A J R, Chappell B W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to south-eastern Australia. *Contrib. Mineral petrol.*, 80(2):189~200.
- Eby G N. 1990. The A-type granitoids: A reviews of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26:115~134.
- Eby G N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20:641~644.
- Fan Q C, Houper Y K. 1991. The Cenozoic basaltic rocks of Eastern China: petrology and chemical composition. *Journal of petrology*, 32:765~810.
- Gao S, Zhang B K, Jin Z M, Kem H, Luo T C, Zhan Z D. 1998. How mafic is the lower continental crust? *Earth and Planetary Science letters*, 106:101~117.
- King P L, White A J R, Chappell B W, et al. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *J. Petrol.*, 38(3):371~391.
- Loiselle M C, Wones D R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geol. Soc. Am. Abstracts*, 11: 468.
- Pearce J A, Harris N B W, Trindle A G. 1984. Trace element

discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25(4): 956~983.

- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D and Norry M J. eds. *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society London, Special Publication, 42: 313~345.
- 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. 1992. Some observations on the use of zircon U-Pb geochronology in the study of granitic rocks. *Trans. R. Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, 83: 447~458.
- Wu F Y, Sun D Y, Li H M, Wilde S. 2002. A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Chemical Geology*, 187: 143~173.
- Yang J H, Chung S L, Zhai M G and Zhou X H. 2004. Geochemical and Sr Nd Pb isotopic compositions of mafic dikes from the Jiaodong peninsula, China: evidence for vein-plus-peridotite melting in the lithospheric mantle. *Lithos*, 73(3~4): 145~160.

## SHRIMP Zircon U-Pb Dating and Geochemistry of the Taishanmiao Aluminous A-type Granite in Western Henan Province

YE Huishou<sup>1)</sup>, MAO Jinwen<sup>1)</sup>, XU Lingang<sup>2)</sup>, GAO Jianjing<sup>2)</sup>,  
XIE Guiqing<sup>1)</sup>, LI Xiangqian<sup>2)</sup>, HE Chunfen<sup>3)</sup>

1) *Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037;*

2) *China University of Geosciences, Beijing, 100083;*

3) *No. 1 Geological Survey Party, Department of Geology and Mineral Resources of Henan Province, Luoyang, Henan, 471023*

**Abstract:** The Taishanmaio intrusion is situated in the western Henan province as a batholith, which is on the southern margin of the North China craton with an area of ca. 290 km<sup>2</sup>. Based on the contact relationship, it can be divided into three stages (from early to late): medium—coarse grained alkali-feldspar granite, fine—medium grained alkali-feldspar granite and alkali-feldspar granite porphyry, respectively. The SHRIMP U-Pb zircon dating for the primary medium—coarse grained alkali-feldspar granite yields an age of 115±2Ma, which is later than Nannihu granite porphyries and Wenyu, Huashan, Heyu granite batholiths in this area. All three stages of granites have similar mineralogy and geochemistry. They are composed of primary perthite, albite (An<10), quartz and a small quantity of biotite, with miarolitic structures, and they are metaluminous and slightly peraluminous (A/CNK=0.95~1.13) and characterized by high silica (70.63%~76.59%), alkali (8.23%~9.34%), FeO\*/MgO (3.00~7.21) and low CaO (0.46%~1.18%) and MgO (0.15%~0.65%). They also have relatively higher REE (except for Eu) and high strength field elements such as Zr, Nb and Ta concentrations, but lower Sc, Cr, Co, Ni, Sr and Eu concentrations. In addition, they have relatively high Ga/Al ratios (2.7~3.6), characterizing A-type granite, neither I nor S types of granite. On the geochemical discrimination diagrams, they can be classified into A1 type, and formed during the lithospheric extensional movement.

**Key words:** SHRIMP U-Pb dating, Geochemical characteristics, Aluminous A-type granite, Taishanmaio intrusion, Western Henan Province

