

## 蚌埠荆山和涂山岩体的年代学、 地球化学特征及其动力学意义

李印<sup>1,2,4</sup>, 韩峰<sup>1,2</sup>, 凌明星<sup>1,2</sup>, 刘健<sup>1,2</sup>, 李献华<sup>3</sup>, 李秋立<sup>3</sup>, 孙卫东<sup>1</sup>

(1 中国科学院 广州地球化学研究所 同位素年代学和地球化学重点实验室, 广东 广州 510640 2 中国科学院 研究生院, 北京 100049 3 中国科学院 地质与地球物理研究所, 北京 100029 4 中国石油天然气管道局, 河北廊坊 065000)

**摘要:** 对蚌埠地区的荆山和涂山花岗岩进行了详细的年代学和岩石地球化学研究, 分析结果表明: 花岗岩的  $\text{SiO}_2$  含量较高, 介于 71.22% ~ 73.76% 之间, 富  $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ , 贫  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$ , 为弱过铝质岩石。  $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$  图解上, 所有数据点都落在“*r*”型花岗岩区域, 结合呈右倾的微量元素标准化蛛网图, 可知该区富集大离子亲石元素, 同时具有明显的  $\text{U}$ 、 $\text{Pb}$ 、 $\text{Ba}$ 、 $\text{Sr}$  正异常,  $\text{Ti}$  的负异常, 暗示蚌埠岩体的形成背景可能为造山后的伸展环境。 *Cambrica* MS 1280 SMS 锆石  $\text{U}-\text{Pb}$  年龄分析表明, 主要有 800 Ma 左右的新元古代年龄、三叠纪相关的 220 Ma 和晚侏罗世的 165 Ma 这三种主体年龄。 根据上述地球化学资料, 推断蚌埠岩体的母岩浆来源于火成岩的部分熔融, 岩浆源区为与华北板块碰撞后继续向北伸展的部分扬子板块下地壳火成岩物质, 其中, 800 Ma 左右的新元古代年龄解释为扬子板块下地壳物质的继承锆石年龄, 三叠纪的继承锆石理解为三叠纪时期华南、华北板块的碰撞导致, 晚侏罗世的岩浆活动推测由于古太平洋板块北西向的斜向俯冲诱发扬子板块下地壳的物质部分熔融所致。

**关键词:** 扬子板块; 蚌埠隆起; 花岗岩; *Cambrica* MS 1280 SMS 锆石  $\text{U}-\text{Pb}$  定年; 下地壳

中图分类号: P595; P597 文献标识码: A 文章编号: 1001-1552(2010)01-0114-11

大别-苏鲁超高压变质带是近年来国内外地学界研究的热点地区之一, 其峰期变质时间为印支期, 已被多数地质学家所认同 (Ames et al, 1996; Li et al, 1993, 2000; Liu et al, 2006; 李曙光, 1996; 李曙光等, 1997), 但大别-苏鲁超高压变质作用影响的范围以及变质带深部俯冲的方向目前还存在不同认识 (Jahn et al, 1999; 李曙光和杨蔚, 2002; 徐佩芬等, 1999; 徐佩芬, 2000; 杨文采等, 1999; 杨文采, 1999; 许文良等, 2002, 2003)。对于华北华南板块的碰撞带位置也一直有争议, 随着桐柏-大别-苏鲁造山带的北部科研、找矿、勘探的进一步开展, 北部许多扬子型地层、矿产的发现, 让人们不得不考虑: 大别碰撞造山带的北界在何处? 北移到

什么位置? 这无论在理论上还是指导找矿上都有较为深远的意义。特别是前几年合肥盆地中榴辉岩砾石的发现 (王道轩等, 2001; 李双应和王道轩, 2002)、徐淮地区中生代侵入杂岩中榴辉岩类捕虏体的报道 (许文良等, 2002, 2003), 更是对大别-苏鲁超高压变质带的演化过程及其地球动力学意义提出了新的思考。

前人对大别-苏鲁造山带的研究主要集中在超高压变质带内部的变质岩和中生代火成岩的年代学、矿物学、岩石地球化学和构造地质学等方面 (Li et al, 1993, 2000; Li and Yang, 2003; Liu et al, 2006; 李曙光和杨蔚, 2002; 魏春景等, 1997; 马昌前, 1999)。对大别-苏鲁超高压变质带相邻地区

收稿日期: 2009-01-17; 改回日期: 2009-06-13

第一作者简介: 李印 (1985-), 男, 硕士研究生, 地球化学专业。Email: yin347@163.com 通讯作者: 孙卫东, Email: weilongsun@gig.ac.cn

的岩石和地质构造,尤其是华北板块东部和南部边缘中生代岩浆岩的研究较少。因此,本文选择位于大别造山带北部的蚌埠地区作为研究对象。

蚌埠隆起区内花岗质岩石出露广泛,通过对这些花岗岩的形成时代和岩浆源区地球化学性质的分析探讨,来进一步确定花岗岩的成因及其与大别-苏鲁造山带之间的关系。选择蚌埠隆起区内出露最为广泛的荆山和涂山花岗岩岩体,进行野外地质样品采集,结合主量和微量元素分析、Cameca MSU-Pb 锆石年代学研究,探讨花岗岩的源区和岩石成因,这对重新认识该区的地质演化和大地构造历史具有重要意义。

## 1 区域地质背景

蚌埠隆起位于华北板块东南缘,东接邻庐断裂带,南邻大别造山带北部的合肥盆地,总体构造格架为近东西向的蚌埠隆起叠加 NNE 向断裂系统,长约 100km,宽约 50km,多呈岩株状沿蚌埠复背斜核部与南翼分布,后期变质为花岗片麻岩,如图 1 (许文良等, 2006)。蚌埠隆起区主要由太古宙五河杂岩组成,包括变质镁铁质岩系、表壳岩系和变质变形花岗质侵入体。隆起区内花岗质岩石出露广泛,主要有混合花岗岩、混合二长花岗岩和混合花岗闪长岩以及混合钾长花岗岩组成。其中规模较大者有荆山、涂山、蚂蚁山等岩体,出露面积数平方公里至数十平方公里不等。

区内所谓的“混合花岗岩”是由一系列不同岩石特征的岩类组成,其中东西向分布的荆山-涂山岩体为略具片麻状的黑云母二长花岗岩,西芦山岩体则出现显著的斑状结构;燕山-陶山-老山组成北东向花岗岩带,主要岩石类型为中粗粒黑云母二长花岗岩,矿物无定向排列,锥子山花岗岩体具有典型的半自形中粒花岗结构。因此蚌埠地区的“混合花岗岩”其实是由石英闪长岩-花岗闪长岩-二长花岗岩组成的一套岩石(邱瑞龙等, 1999),而非前人所谓的经历了混合岩化和花岗岩化的变质成因(安徽省地质矿产局, 1989)。本文选择其中出露面积最广的荆山和涂山岩体作为研究对象,进行详细的岩石学、地球化学和年代学研究。

## 2 样品描述

荆山和涂山岩体位于蚌埠市西端,岩体呈东西向展布,出露长约 15km,宽约 3km,是蚌埠隆起区内

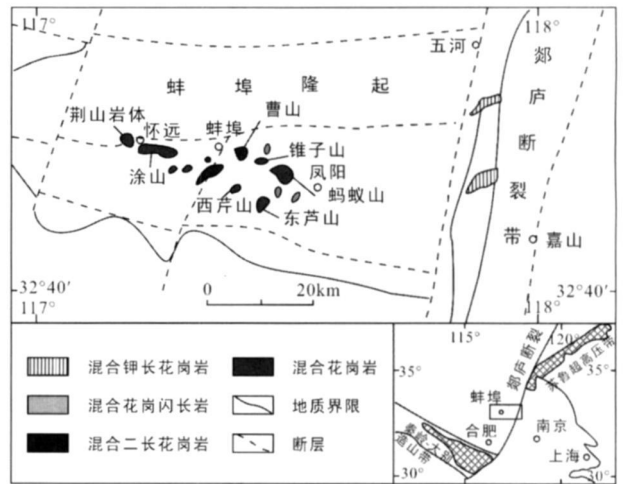


图 1 安徽蚌埠地区岩体分布图(据许文良等, 2006 修改)

Fig 1 Sketch map of distribution of intrusive rocks in the Bengbu uplift Anhui Province

规模最大的花岗岩体。主要岩性都为混合二长花岗岩,即由具有弱片麻状构造的中粗粒含石榴石黑云母花岗岩所组成。岩石组成主要为黑云母二长花岗岩,样品新鲜,灰白色,略具片麻理,中细粒结构,无同化混染残余体,主要造岩矿物为斜长石、钾长石、石英,暗色矿物为黑云母。共采集 9 块样品,其它均采自花岗岩类岩体,除了 07BB-4 采自云煌岩(辉绿岩)基性脉岩外。07BB-4 采自蚌埠涂山禹王宫附近的公路边,呈岩脉状夹于花岗岩中,灰黑色-深绿色,主要矿物组成为辉石、斜长石和少量石英。

## 3 分析方法

主微量元素测定均在中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学重点实验室完成。主量元素是用 Rigaku 100e 型荧光光谱仪 (XRF) 分析,样品的含量由 36 种涵盖硅酸盐样品范围的参考标准物质双变量拟合的工作曲线确定,基体校正根据经验的 Traill-Lachance 程序进行,分析精度优于 1% ~ 5% (Liet al, 2005)。微量元素的分析则采用 Peakin-Elmer Sciex Elan 6000 型电感耦合等离子体质谱仪 (ICP-MS),称取约 40mg 样品粉末于 bomb 中,加入 HNO<sub>3</sub> 和 HF 溶样。内部标准溶液采用元素 Rh 来监控计数信号漂移。使用 USGS 标准 W-2 和 G-2 及国内标准 GSR-1, GSR-2 和 GSR-3 来校正所测样品的元素含量。具体的流程见李献华等 (2002) 和刘颖等 (1996),分析精度为 2% ~ 5%。主微量元素的具体分析结果见表 1 和表 2。

锆石 U-Pb 定年在中科院地质与地球物理研究

表 1 蚌埠岩体的主量元素含量 (%)

Table 1 Major element contents of the Bengbu intrusions

Sample	07BB-1	07BB-2	07BB-3	07BB-4	07BB-5	07BB-6	07BB-7	07BB-8	07BB-9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.74	14.81	14.93	13.21	15.05	15.36	15.20	15.54	14.11
CaO	1.54	1.63	2.09	10.47	4.25	1.76	1.43	1.10	1.14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.73	1.41	0.68	13.8	3.19	0.36	0.85	1.00	1.13
K <sub>2</sub> O	3.95	3.66	3.53	0.80	3.75	3.74	3.64	5.76	4.31
MgO	0.10	0.24	0.16	7.48	1.20	0.15	0.26	0.23	0.25
MnO	0.02	0.07	0.01	0.20	0.12	0.01	0.01	0.03	0.05
Na <sub>2</sub> O	4.61	4.56	5.04	2.34	4.20	5.66	4.92	4.18	4.26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.03	0.02	0.08	0.19	0.02	0.02	0.04	0.04
SO <sub>2</sub>	73.60	72.69	72.55	49.45	71.82	71.84	72.63	71.22	73.76
TO <sub>2</sub>	0.08	0.17	0.12	0.87	0.34	0.09	0.11	0.13	0.16
Total	99.99	100.00	100.00	100.01	107.03	100.00	99.99	100.00	100.00
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	8.56	8.22	8.56	7.95	9.40	8.55	9.94	8.58	3.14
K <sub>2</sub> O / Na <sub>2</sub> O	0.86	0.80	0.70	0.89	0.66	0.74	1.38	1.01	0.34
Mg <sup>#</sup>	0.17	0.16	0.11	0.13	0.17	0.24	0.27	0.21	0.32

表 2 蚌埠岩体的微量元素数据 (μg/g)

Table 2 Trace element contents of the Bengbu granites

Sample	07BB-1	07BB-2	07BB-3	07BB-4	07BB-5	07BB-6	07BB-7	07BB-8	07BB-9
Sc	1.03	2.08	1.66	2.03	5.87	51.2	1.78	1.98	2.89
Ti	657	837	603	555	2314	5318	550	506	663
V	5.97	11.9	6.80	6.76	63.4	355	9.06	13.5	11.8
Cr	2.62	3.075	0.79	2.73	15.3	110	4.39	3.13	29.8
Mn	128	465	88.5	105	1069	1826	54.9	199	502
Co	0.36	76.8	42.2	76.0	56.9	57.6	68.9	0.80	3.28
Ni	2.60	5.99	3.76	5.80	12.8	65.5	6.55	1.89	12.5
Cu	0.94	1.21	4.02	1.50	11.0	60.4	1.52	1.43	30.7
Zn	4.61	9.88	1.90	16.9	74.5	105	4.80	14.7	33.3
Ga	15.1	19.0	15.8	16.5	20.5	16.3	14.9	13.4	19.1
Ge	1.37	1.77	1.32	1.40	1.66	1.94	1.36	1.34	2.12
Rb	96.6	104	92.3	86.9	269	13.6	84.4	143	244
Sr	465	541	642	428	1419	95.9	543	98.2	128
Y	10.6	13.1	7.93	8.38	21.6	17.6	9.29	9.46	16.9
Zr	75.0	98.8	80.3	78.0	100	39.5	72.2	52.2	80.6
Nb	9.28	19.4	7.86	9.59	12.9	3.06	7.87	14.2	22.6
Cs	0.91	1.67	0.67	0.56	1.36	0.96	0.67	3.28	4.33
Ba	1826	1715	2110	1763	11522	598	2272	445	595
La	5.85	10.78	7.11	10.71	42.81	6.47	7.27	12.21	20.5
Ce	11.61	20.42	13.49	22.1	77.75	15.35	13.81	22.02	37.31
Pr	1.42	2.35	1.57	2.65	9.11	2.31	1.69	2.44	4.06
Nd	5.46	8.32	5.63	9.61	33.98	10.77	6.14	8.35	13.65
Sm	1.38	1.67	1.14	1.71	6.14	2.96	1.23	1.63	2.76
Eu	0.43	0.50	0.40	0.36	2.30	0.94	0.34	0.32	0.44
Gd	1.57	1.74	1.21	1.37	5.31	3.30	1.24	1.62	2.71
Tb	0.30	0.29	0.20	0.2	0.69	0.55	0.22	0.28	0.47
Dy	1.80	1.87	1.21	1.18	3.42	3.24	1.36	1.61	2.87
Ho	0.38	0.42	0.25	0.25	0.62	0.71	0.29	0.34	0.60
Er	1.04	1.35	0.72	0.76	1.71	1.95	0.89	0.98	1.70
Tm	0.16	0.23	0.11	0.13	0.25	0.29	0.14	0.15	0.27
Yb	1.02	1.67	0.85	0.92	1.73	1.94	1.04	1.01	1.85
Lu	0.15	0.30	0.15	0.17	0.26	0.31	0.17	0.15	0.27
Hf	2.16	3.45	2.28	2.47	2.61	1.49	2.37	2.12	3.15
Ta	0.6	1.46	0.60	0.85	0.42	0.24	0.62	1.85	3.04
Pb	33.3	34.4	29.3	20.5	86.3	11.3	30.1	48.7	63.3
Th	1.797	4.08	1.69	1.68	3.30	1.15	1.77	10.4	15.3
U	3.08	2.67	1.42	1.13	4.46	0.26	0.71	6.29	10.6
ΣREE	43.15	65.03	41.96	207.68	68.73	45.09	62.57	106.32	60.48
La/Yb	5.76	6.47	8.34	24.72	3.34	6.99	12.13	11.11	11.65
Sr/Y	43.9	41.2	81.0	51.1	65.8	5.44	58.5	10.4	7.61
δEu	0.89	0.88	1.03	1.20	0.92	0.84	0.60	0.48	0.69

所离子探针中心完成。先将新鲜的岩石样品粉碎至 60 目以下, 用常规的人工淘选和电磁选方法富集锆石, 再在双目镜下用手工方法逐个精选锆石颗粒, 未用任何化学试剂。制样时先将锆石样品与标样锆石 TEMORA (41Ma) 在玻璃板上用环氧树脂固定, 抛光使锆石内部暴露, 然后进行透射光和反射光下照相, 配合扫描电镜拍摄锆石的阴极发光照像, 三者通过对比来确定锆石的外部特征和环带发育状况。锆石分析仪器采用 CAMECA 公司的 MS 1280 SEM 激光剥蚀时间为 20s, 剥蚀斑束大小为 20~30 $\mu\text{m}$ , 一次束加速高压 13kV, 一次束强度 10nA, 样品高压 10kV, 分辨率 510Q。

## 4 地球化学特征

### 4.1 主量元素

荆山和涂山岩体(后文用“蚌埠岩体”来代替)的主量元素分析结果列于表 1。蚌埠岩体的  $\text{SiO}_2$  含量介于 71.22%~73.76% 之间,  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  含量介于 7.94%~9.94% 之间,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  比值介于 0.66%~1.38% 之间, 平均值为 0.88%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  介于 14.11%~15.54%, 平均值为 15.0%;  $\text{TiO}_2$  含量非常低, 介于 0.08%~0.34% 之间, 平均值为 0.15%;  $\text{CaO}$  介于 1.1%~4.25% 之间;  $\text{MgO}$  介于 0.1%~1.2% 之间;  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$  比值介于 1.87%~9.02% 之间, 平均值为 5.56%。样品 07BB-4(采自云煌岩脉)  $\text{SiO}_2$  含量为 49.45%,  $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$  含量非常低, 仅为 0.34%, 但是  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$  含量很高, 分别为 0.87%、7.48%、10.47% 和 13.8%。

在 TAS 图解上(图 2A), 蚌埠岩体均落在流纹岩区域, 除了 07BB-4 落入玄武岩中。在铝饱和指

数  $A/\text{CNK}-A/\text{NK}$  图解上(图 2B),  $A/\text{CNK}$  ( $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  的摩尔比)介于 0.8~1.04 之间, 均小于 1.1, 其中 07BB-4 最低, 为 0.56 左右。 $A/\text{NK}$  ( $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  的摩尔比)介于 1.15~1.37 之间, 而 07BB-4 非常高, 约为 2.8。所有样品(除 07BB-4)的投影点落于偏铝质与过铝质的过渡区域内, 属于亚铝质-弱过铝质岩石。

在  $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$  图解(图 3A)上, 样品全部落入 I 型花岗岩区域。而在  $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$  图解上(图 3B), 大部分数据位于高钾钙碱性系列范围内, 07BB-4 落入钙碱性系列范围内。值得注意的是, 07BB-8 落入橄榄粗玄岩区域, 并且其  $\text{K}_2\text{O}$  含量相对较高, 为 5.76, 推测与岩体中钾长石的富集有关。

### 4.2 微量元素

蚌埠岩体的稀土元素和微量元素分析结果见表 2。由表可见, 稀土总量相对较低,  $\Sigma\text{REE}$  变化于 41.96~106.3 $\mu\text{g/g}$  之间, 平均值为 77.89 $\mu\text{g/g}$ 。样品 07BB-5 的  $\Sigma\text{REE}$  比较高, 为 207.7 $\mu\text{g/g}$ 。La/Yb=3.34~24.72 平均为 10.01, 表明荆山岩体具有相对较高的分馏程度。

(1) 蚌埠岩体稀土元素球粒陨石标准化配分型式见图 4A。由图可见, 蚌埠岩体具有相对一致的稀土配分型式, 配分曲线呈右倾型。轻稀土元素(LREE)相对富集, 重稀土元素(HREE)相对亏损, 如  $\text{Y} = 7.93\sim 21.59\mu\text{g/g}$  平均为 13.31 $\mu\text{g/g}$   $\text{Yb} = 0.852\sim 1.84\mu\text{g/g}$  平均为 1.39 $\mu\text{g/g}$  有轻微的 Eu 亏损 ( $\delta\text{Eu} = 0.48\sim 1.20$  平均为 0.84)。长石、特别是斜长石一般为明显的正 Eu 异常, 有大量斜长石作残留相的部分熔融产的熔体则呈现明显的负 Eu 异常。一种普遍情况是, 负 Eu 值的降低是斜长石

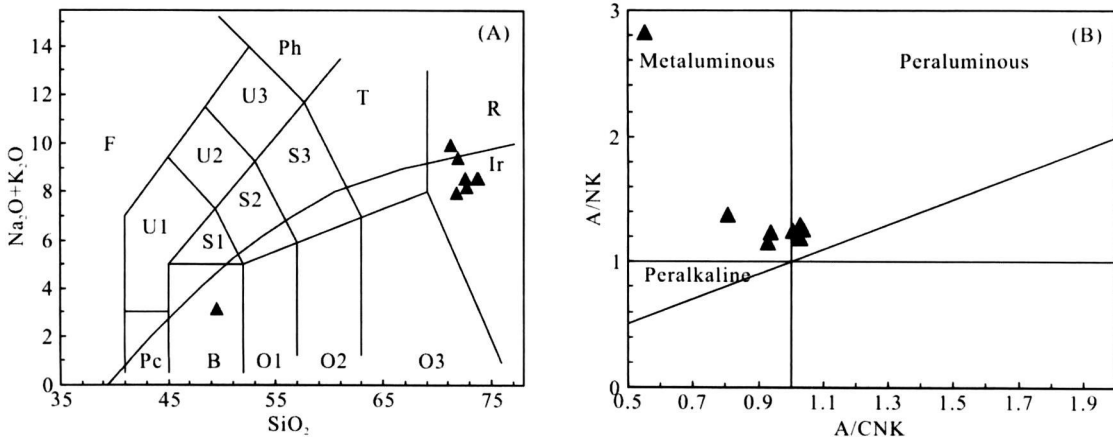


图 2 (A) 蚌埠岩体的 TAS 图解; (B) 蚌埠岩体的 A/CNK-A/NK 图解

Fig. 2 (A) TAS diagram for the Bengbu intrusions; (B) A/CNK-A/NK diagram for the Bengbu intrusions

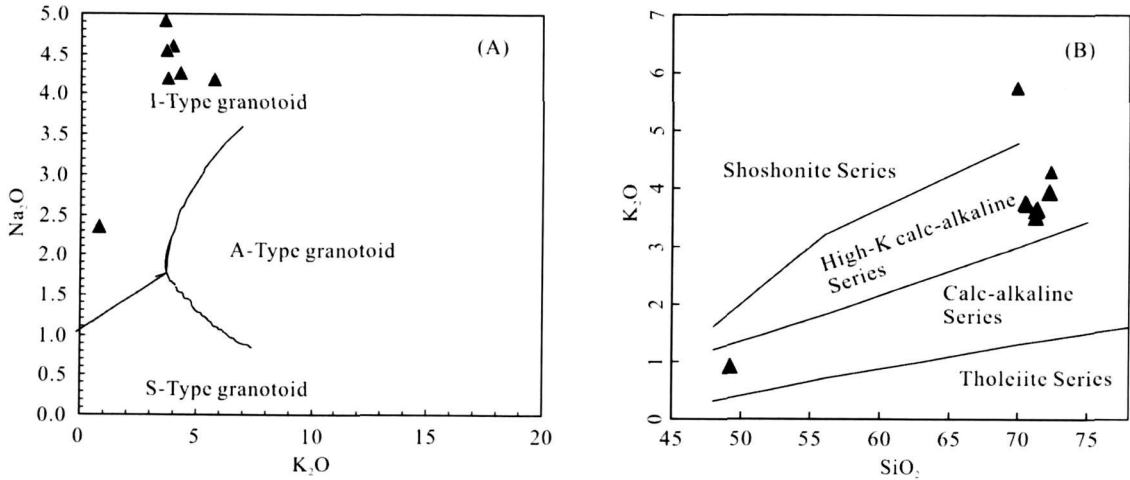


图 3 (A) 蚌埠岩体的 Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O 图解; (B) 蚌埠岩体的 SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O 图解

Fig 3 (A) Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O diagram for the Bengbu intrusions (B) SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O diagram for the Bengbu intrusions

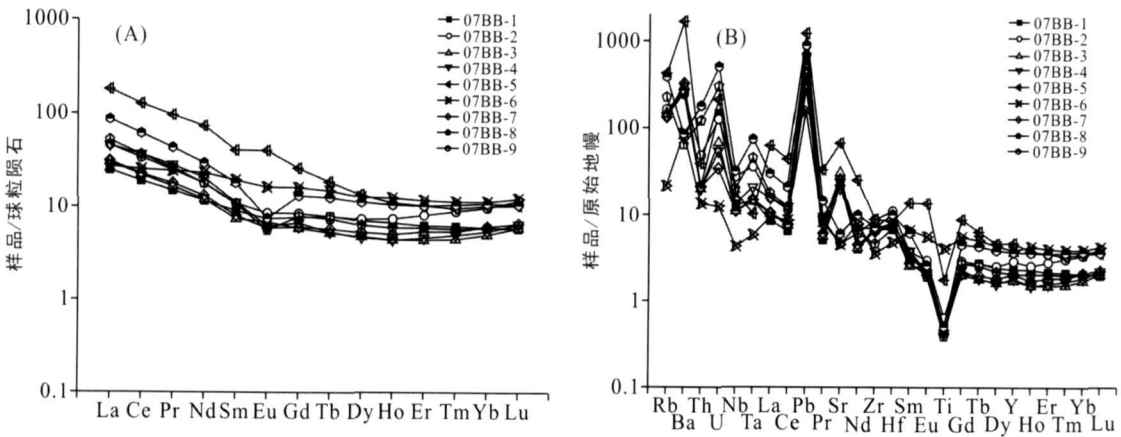


图 4 蚌埠岩体球粒陨石标准化 REE 配分图 (A) 和原始地幔标准化微量元素蛛网图 (B) (原始地幔和球粒陨石数据引自 Sun and McDonough, 1989)

Fig 4 Chondrite-normalized REE patterns(A) and primitive mantle-normalized trace element distribution diagram (B) of the Bengbu granitoid intrusions

参与分离结晶的特征,特别是多阶段分离结晶可以构成较大的负 Eu 异常,即  $\delta Eu \approx 0.1$ 。但斜长石作为晚结晶相,一般也可以呈现负 Eu 异常。此外,花岗岩中,钾长石/斜长石比例  $> 0.6 \sim 0.7$  (对古老花岗岩而言) 或者  $> 1.2 \sim 1.6$  (对年轻花岗岩) 的岩石,往往也呈现负 Eu 异常,反之则是无或者微弱的负 Eu 异常。据此认为本区的微弱负 Eu 异常源于斜长石作为晚结晶相,且样品中的钾长石/斜长石比值小于  $1.2 \sim 1.6$  的结果。

(2) 在微量元素原始地幔标准化图解上(图 4 B),明显具有壳源物质的特征:大离子亲石元素 (Ba Sr La) 相对富集,具有明显的 U, Pb, Ba, Sr 正异常, Ti 的负异常。Ba 与 Rb, Cs 相仿,易进入含 K 矿物。Ba 的平均含量为  $2538.9 \mu\text{g/g}$  Sr 的平均含量为  $484.77 \mu\text{g/g}$  Sr/Y 和 La/Yb 比值较高, Sr/Y =

$5.44 \sim 81.0$  平均值为  $40.55$ , La/Yb 比值介于  $3.34 \sim 24.72$  之间,平均值为  $10.05$ 。而 Ti 作为高场强元素,难以进入熔体,或者保留于熔体中。因此 Ti 的亏损,是地壳物质的指示,富集则是上地幔起源的象征。大离子亲石元素的显著富集和 Ti 的负异常一般反映继承陆壳的特征。

(3) 云煌岩脉样品 07BB-4 的微量元素原始地幔标准化图解可见,低 Rb, 高 Sr, Ba 放射性元素 Th 明显富集。稀土元素总量相对较高,轻重稀土分馏程度更高,呈陡右倾斜状的配分曲线,显示出幔源特征。然而 07BB-4 也有 Nb, Ta, Ti 的负异常,球粒陨石标准化曲线和微量元素配分型式与前面分析的蚌埠岩体不呈现耦合关系,野外产状是呈脉岩状夹于两侧的花岗岩体之间,推测此云煌岩脉为晚期的基性岩侵入于花岗岩体所成,而非徐祥等 (2005)

认为的幔源同熔型岩浆岩。

### 4.3 U-Pb年代学

本区花岗岩的锆石颗粒大小均一, 内部结构清晰, 大多数锆石具有继承核和细微震荡环带的生长边, 暗示锆石成因类型主要为岩浆成因, 阴极发光图像 (CL) 如图 5

从花岗岩 U-Pb 谐和图 (图 6) 可以看出, 具有韵律震荡环带生长边的岩浆锆石的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄介于 159~171Ma 之间, 加权平均年龄为  $165.5 \pm 1.5$  Ma (图 7A), 该年龄代表了荆山花岗岩的结晶年龄, 与前人的定年结果基本吻合。邱瑞龙等 (1999) 对荆山黑云母二长花岗岩中的黑云母  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  定年结果为  $162.8 \pm 0.3$  Ma 许文良等 (2004) 采用锆石 SHRIMP U-Pb 分析荆山“混合花岗岩”, 得出  $160.2 \pm 1.3$  Ma, 说明荆山岩体形成于中生代的燕山早期。

大部分继承锆石核部的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄集中在 700~800Ma 之间, 平均值为  $69.5 \pm 8.0$  Ma 部分继承

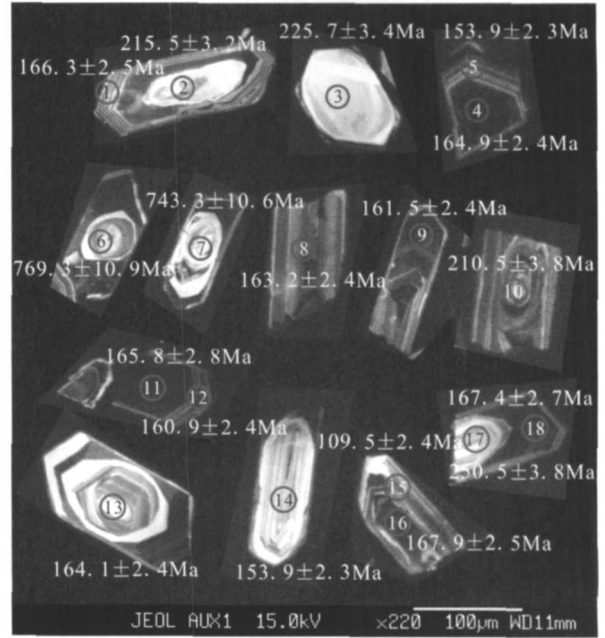


图 5 蚌埠花岗岩的锆石阴极发光图像

Fig 5 Cathodoluminescence images of zircons from the Bengbu intrusions

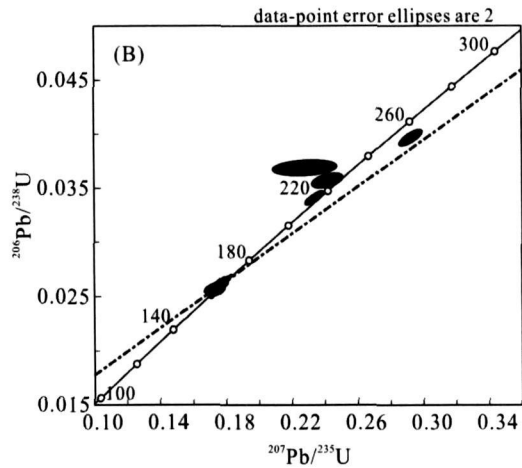
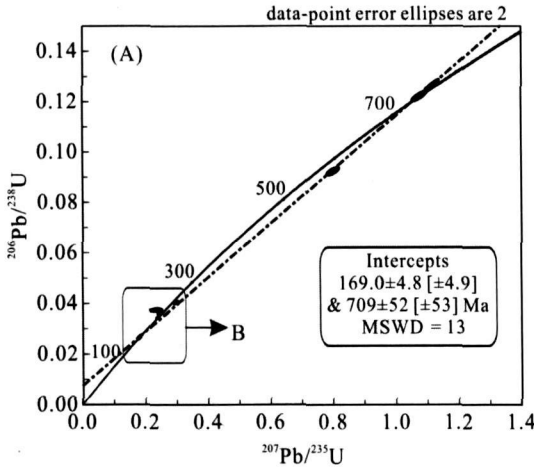


图 6 蚌埠岩体 SMS 锆石 U-Pb 谐和图

Fig 6 MS 1280 SM S zircon U-Pb concordia diagram for the Bengbu intrusions

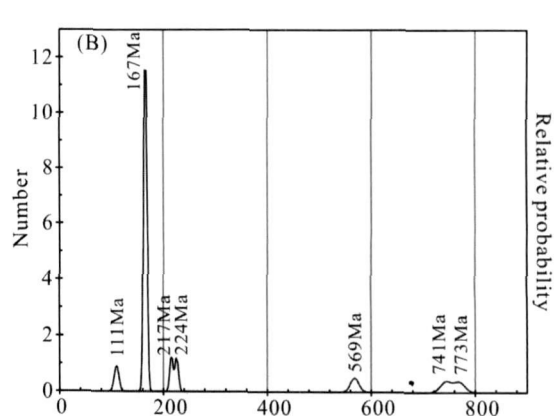
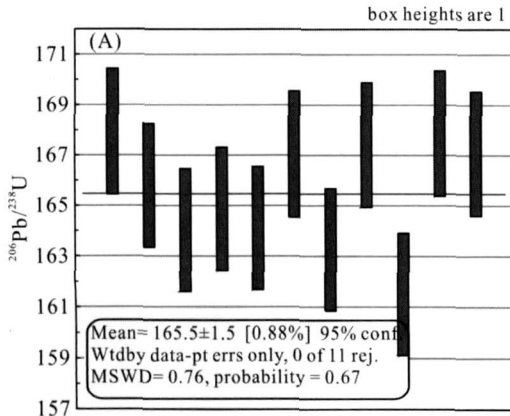


图 7 蚌埠岩体中锆石年龄的加权平均值 (A) 与锆石年龄分布图 (B)

Fig 7 (A) Weighted mean age of the Bengbu intrusions, (B) Distribution pattern of zircon U-Pb ages in the Bengbu area

锆石的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄落在 220Ma 左右, 这与大别-苏鲁造山带中超高压变质的峰期年龄相吻合。荆山岩体锆石年龄分布频率图见图 7B。

分析样品 07BB-4 中继承锆石核部的 CL 图像见图 8 分析结果见表 3 和图 9  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  年龄集中在 1650~1850Ma 这与华北板块 1.8Ga 的大规模地壳隆升事件相吻合 (Ma and Bai, 1998; Zhao, 2001)。而与荆山花岗岩的核部年龄 (695±80Ma) 不同, 再次说明云煌岩与花岗岩非同源。

## 5 讨论

### 5.1 岩石成因及岩浆源区

从 SMSU-Pb 锆石定年结果看, 花岗岩核部继承锆石为新元古代继承锆石以及 220Ma 左右变质锆石。一般来说, 继承锆石可作为失踪岩浆源区物质性质的指示剂 (Keay et al., 1999)。暗示岩浆源区或者其上部应该存在扬子板块的基底, 并且经历过超高压变质作用的改造。这与苏鲁造山带五莲地

表 3 蚌埠地区部分岩体的锆石 U-Pb 数据表

Table 3 SMSU-Pb dating data of some Bengbu intrusive rocks

Sample spot#	U (mg/g)	Th (mg/g)	Th/U meas	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm s$ (%)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm s$ (%)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm s$ (%)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm s$ (%)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm s$ (%)
07BB-1@ 1	4984.8	1994.6	0.40	no data	no data	0.01714	4.07436	no data	no data	no data	no data	109.5	4.4
07BB-1@ 2	229.5	15.5	0.07	0.15679	3.04	0.02416	1.51805	53.1	61.6	147.9	4.2	153.9	2.3
07BB-1@ 3	1068.8	122.7	0.11	0.17275	1.71	0.02537	1.50700	166.4	18.7	161.8	2.6	161.5	2.4
07BB-1@ 4	2486.4	392.6	0.16	0.17355	1.59	0.02565	1.50183	151.6	12.5	162.5	2.4	163.2	2.4
07BB-1@ 5	2597.4	366.3	0.14	0.17473	1.58	0.02577	1.50055	156.2	11.5	163.5	2.4	164.0	2.4
07BB-1@ 6	2051.8	263.4	0.13	0.17491	1.81	0.02578	1.50279	157.5	23.3	163.7	2.7	164.1	2.4
07BB-1@ 7	2707.6	552.8	0.20	0.17641	1.60	0.02590	1.50009	166.6	13.1	165.0	2.4	164.9	2.4
07BB-1@ 8	3671.3	1130.4	0.31	0.17768	1.58	0.02605	1.50332	170.0	11.5	166.1	2.4	165.8	2.5
07BB-1@ 9	3241.4	755.4	0.23	0.17696	1.68	0.02625	1.52338	142.9	16.8	165.4	2.6	167.0	2.5
07BB-1@ 10	2715.2	405.3	0.15	0.17831	1.60	0.02625	1.50260	160.3	12.6	166.6	2.5	167.0	2.5
07BB-1@ 11	2236.7	302.8	0.14	0.17819	1.59	0.02631	1.50359	153.8	12.2	166.5	2.4	167.4	2.5
07BB-1@ 12	3127.1	652.5	0.21	0.17899	1.58	0.02638	1.50459	157.7	11.0	167.2	2.4	167.9	2.5
07BB-1@ 13	357.1	15.5	0.04	0.23309	1.94	0.03399	1.51681	182.9	27.8	212.7	3.7	215.5	3.2
07BB-1@ 14	93.8	13.8	0.15	0.24118	3.21	0.03563	1.53706	152.4	64.7	219.4	6.4	225.7	3.4
07BB-1@ 15	309.0	125.3	0.41	0.29219	2.00	0.03962	1.55001	349.3	28.4	260.3	4.6	250.5	3.8
07BB-1@ 16	73.6	84.4	1.15	0.79804	2.13	0.09214	1.50146	702.2	31.7	595.7	9.6	568.2	8.2
07BB-1@ 17	113.7	118.7	1.04	1.07575	1.85	0.12222	1.50374	736.2	22.5	741.6	9.8	743.3	10.6
07BB-1@ 18	243.7	308.6	1.27	1.11526	1.65	0.12674	1.50578	735.6	14.1	760.7	8.9	769.3	10.9
07BB-1@ 19	1288	111	0.087	0.17616	1.86	0.0258	1.51	175.9	25.4	164.8	2.8	164.0	2.4
07BB-1@ 20	2186	316	0.144	0.17595	1.81	0.0261	1.50	139.3	23.7	164.6	2.8	166.3	2.5
07BB-1@ 21	1417	203	0.143	0.17128	1.95	0.0257	1.53	120.1	28.3	160.5	2.9	163.3	2.5
07BB-1@ 22	1544	264	0.171	0.17239	1.78	0.0255	1.51	145.8	21.8	161.5	2.7	162.6	2.4
07BB-1@ 23	663	83	0.125	0.17379	2.07	0.0253	1.50	189.6	32.8	162.7	3.1	160.9	2.4
07BB-1@ 24	1839	395	0.215	0.17086	2.49	0.0256	1.50	117.1	46.0	160.2	3.7	163.1	2.4
07BB-1@ 25	1288	111	0.087	0.17616	1.86	0.0258	1.51	175.9	25.4	164.8	2.8	164.0	2.4
07BB-1@ 26	2186	316	0.144	0.17595	1.81	0.0261	1.50	139.3	23.7	164.6	2.8	166.3	2.5
07BB-1@ 27	1417	203	0.143	0.17128	1.95	0.0257	1.53	120.1	28.3	160.5	2.9	163.3	2.5
07BB-1@ 28	1544	264	0.171	0.17239	1.78	0.0255	1.51	145.8	21.8	161.5	2.7	162.6	2.4
07BB-1@ 29	663	83	0.125	0.17379	2.07	0.0253	1.50	189.6	32.8	162.7	3.1	160.9	2.4
07BB-1@ 30	2514	637	0.253	0.17508	1.71	0.0262	1.50	119.0	19.2	163.8	2.6	166.9	2.5
07BB-1@ 31	1839	395	0.215	0.17086	2.49	0.0256	1.50	117.1	46.0	160.2	3.7	163.1	2.4
07BB-4@ 1	428.7	365.0	0.85	4.76074	1.52	0.30978	1.50029	1823.4	4.7	1778.0	12.9	1739.6	22.9
07BB-4@ 2	289.6	134.7	0.47	4.46292	1.56	0.29318	1.51242	1806.1	7.2	1724.1	13.1	1657.4	22.1
07BB-4@ 3	325.1	247.0	0.76	4.49425	1.53	0.29264	1.50015	1822.1	5.4	1729.9	12.8	1654.7	21.9
07BB-4@ 4	481.6	233.6	0.49	4.53546	1.53	0.29831	1.50803	1803.8	4.5	1737.5	12.8	1682.9	22.4
07BB-4@ 5	93.7	5.2	0.06	5.21968	1.70	0.32304	1.52181	1913.8	13.7	1855.8	14.6	1804.6	24.0
07BB-4@ 6	407.8	260.0	0.64	4.33775	1.53	0.28633	1.50125	1797.3	5.3	1700.6	12.7	1623.2	21.6
07BB-4@ 7	416.2	295.5	0.71	4.00786	1.55	0.28528	1.50050	1658.9	7.4	1635.8	12.7	1617.9	21.5
07BB-4@ 8	120.7	7.5	0.06	4.44729	1.60	0.29500	1.50062	1788.4	10.1	1721.2	13.4	1666.5	22.1
07BB-4@ 9	344.5	278.2	0.81	4.59813	1.56	0.30042	1.51611	1816.0	6.8	1748.9	13.1	1693.4	22.6
07BB-4@ 10	73.5	3.9	0.05	4.83844	1.64	0.31505	1.50103	1822.1	11.8	1791.6	13.9	1765.5	23.2
07BB-4@ 11	45.8	5.4	0.12	4.63711	1.73	0.30301	1.50003	1815.7	15.7	1756.0	14.6	1706.2	22.5
07BB-4@ 12	302.6	165.1	0.55	4.75840	1.53	0.30945	1.50029	1824.4	5.6	1777.6	12.9	1738.0	22.9

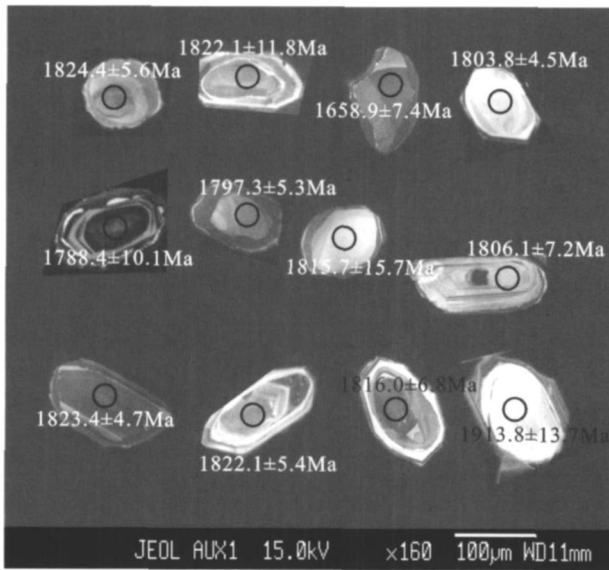


图 8 07BB-4 云煌岩的锆石阴极发光图像

Fig 8 Cathodoluminescence images of zircon in sample 07BB-4

区中生代岩浆岩 (周建波等, 2002) 以及胶东滦家河和玲珑花岗岩 (罗振宽和苗来成, 2002) 的研究一致。

从岩石地球化学特征上看, 荆山花岗岩的  $SiO_2$  含量非常高, 介于 71.22% ~ 73.76% 之间,  $K_2O$ 、 $Na_2O$  含量较高, 贫  $TiO_2$ 、 $CaO$ 、 $MgO$ , 为弱过铝质岩石。 $K_2O$ - $Na_2O$  图解上, 所有数据点都落在 I 型花岗岩区域。结合呈右倾的微量元素标准化蛛网图, 富集大离子亲石元素, 同时具有明显的 U、Pb、Ba、Sr 正异常, Ti 的负异常, 均指示荆山花岗岩的母岩浆来源于火成岩的部分熔融。杨德彬等 (2006) 分析荆山花岗岩的  $Sr$ -Nd 同位素发现,  $Sr$ -Nd 同位素比值变化范围较小, 暗示岩浆来源于均一的岩浆源区。而且  $T_{DM}$  集中于 2.47 ~ 2.94 Ga, 明显大于岩体的岩浆侵位年龄, 说明该花岗岩可能是古老地壳的衍生物, 并没有幔物质的影响 (杨德彬等, 2006)。这些都证明蚌埠岩体的母岩浆没有幔源组分的涉入, 直接来源于地壳物质的部分熔融。

虽然蚌埠岩体的产出位置是属于华北板块的范畴, 前人研究却认为蚌埠岩体源自于扬子下地壳的部分熔融 (靳克等, 2003; 许文良等, 2004; 杨德彬等, 2006), 那么其源区到底是属于华北板块古老下地壳, 还是属于扬子板块下地壳呢? SMS U-Pb 定年发现, 蚌埠岩体的岩浆锆石的核部年龄为  $695 \pm 80$  Ma 与许文良等 (2004) 的定年结果一致, 为扬子板块新元古代大规模生长时间 (Li et al., 1999; 周

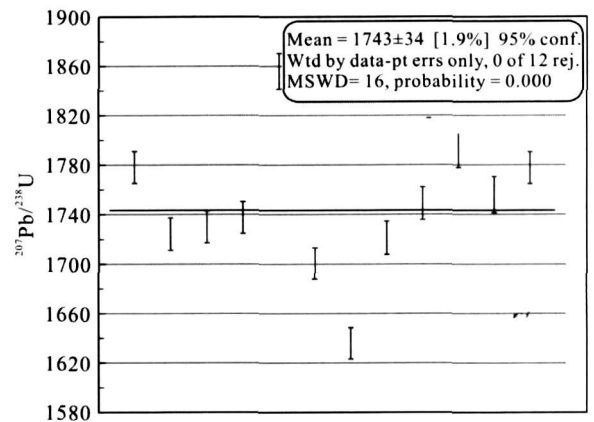


图 9 07BB-4 继承锆石核部 U-Pb 年龄的谐和图和加权平均值

Fig 9 U-Pb concordia diagram and the weighted mean age of zircon core of sample 07BB-4 inherited zircons

建波等, 2002; 薛怀民等, 2002)。而且蚌埠岩体的同位素研究发现:  $\epsilon_{Nd}(t)$  值变化于 -15.30 ~ -16.20 远高于 Jahn et al. (1999) 归纳出来的华北板块古老下地壳的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值 (-44 ~ -32), 更接近于扬子板块下地壳 (杨德彬等, 2006);  $\epsilon_{Hf}(t)$  值变化于 -0.71 ~ -7.33, 与南岭东端武平黑云母花岗岩中锆石  $\epsilon_{Hf}(t)$  值相似, 暗示相同的源区性质, 即扬子板块基底属性 (杨德彬等, 2006)。可见, 蚌埠岩体的岩浆源区应为扬子板块下地壳的火成岩物质。

此外, 在华北板块东部中生代花岗岩中继承锆石的研究也表明岩浆源区有扬子板块基底物质的涉入, 并且经历了超高压变质作用的改造 (罗振宽和苗来成, 2002)。这些特征都暗示扬子板块曾经在中生代早期俯冲于华北板块之下。

采自云煌岩脉的样品 07BB-4 其  $SiO_2$ 、 $K_2O$ 、 $Na_2O$  含量非常低, 但  $TiO_2$ 、 $MgO$ 、 $CaO$ 、 $Fe_2O_3^T$  含量很高。 $Mg$ - $Ca$ - $Fe$  的富集可能暗示其经过地幔交代。微量元素配分型式与荆山混合花岗岩不存在耦合关系。以及 07BB-4 锆石核部年龄为  $1743 \pm 34$  Ma 不同于混合花岗岩的  $695 \pm 80$  Ma 显示为非同源, 再考虑蚌埠云煌岩呈脉状夹于花岗岩体内, 综上所述定义其为源自华北板块的晚期基性脉岩。

## 5.2 动力学意义

大别-苏鲁造山带是中国大陆南北两大地块的交界地带, 其形成、演化过程与动力学机制, 特别是超高压变质带形成的俯冲、折返机制, 以及这一碰撞事件对华北岩石圈的影响是非常吸引科学家的关注, 也是研究的热点 (徐纪人和赵志新, 2005)。但



是关于大别-苏鲁超高压变质带相邻地区的岩石和地质构造,尤其是华北板块东部和南部边缘中生代岩浆岩的研究非常少,可以说是一个盲点。

而蚌埠隆起恰恰位于华北板块东南缘的边缘,南距大别造山带约 200km,该区晚侏罗世荆山岩体和晚期的花岗岩,轻稀土相对富集,具有明显的  $E_u$  的正异常,显示低的  $\epsilon_{Nd}$  值(杨德彬等, 2005),而且发现华南的继承锆石通过对锆石的 U-Pb 年龄分析,主要有 800Ma 左右的新元古代年龄、三叠纪相关的 220Ma 与早白垩世的 165Ma 这三种主体年龄(靳克等, 2003; 许文良等, 2004)。再结合蚌埠岩体的主微量研究,发现蚌埠地区的岩体具有典型的陆壳物质的特征,花岗质岩体的母岩浆没有幔源组分的涉入,直接来源于地壳物质的部分熔融。800Ma 左右的新元古代年龄解释为扬子板块下地壳物质的继承锆石年龄,三叠纪的继承锆石可以理解为三叠纪的华南板块的碰撞导致的,那么晚侏罗世的岩浆活动是有什么控制的或者诱导的呢?

徐祥等(2005)曾细致划分过蚌埠地区岩浆岩的时代,其研究表明,蚌埠地区的花岗岩并不局限于晚侏罗世,而是自南往北年龄逐渐变新,主体岩浆年龄集中在早白垩世,这与靳克等(2003)、杨德彬等(2005, 2006)研究一致。我们在北边的徐淮地区也发现了三叠纪相关的年龄,但在早白垩世年龄的解析上还是存在很大的挑战。华南板块的迅速折返的时间通过 Rb-Sr 法得到  $182.7 \pm 3.6$  Ma (Li and Q, 2005),如果说徐淮地区与蚌埠地区的岩浆活动与华南板块的第二次快速折返相联系的话,很难理解在 50Ma 这样一个跨度里面再继续将这两期的构造运动联系起来,从物理化学的稳定性上来说,在这么长时间里面应该是一个稳定态,而稳定态要突然不稳定产生大规模的岩浆活动,体系应该受到干扰导致不平衡才是合理的。最新的研究成果表明在早白垩世 140Ma 左右,东太平洋板块的漂移方向是由南东向北西斜向俯冲于欧亚大陆之下(Sun et al, 2007),所以东太平洋板块俯冲可能会引起这样扰动而导致了早白垩世大规模的岩浆活动。在同位素数据上也支持了这一点,一个可能的模式就是在三叠纪,华南板块俯冲到华北陆块下面,然后处于一个亚平衡状态,由于与地幔橄榄岩以及上地壳的接触时间较长所以具有高  $Mg^{\#}$ 、负  $\epsilon_{Nd}$  值、高的  $^{87}Sr/^{86}Sr$  值,随后由于古太平洋板块的俯冲扰动导致中生代花岗质岩浆的喷出。

## 6 结 论

(1) 通过主微量元素、SMS U-Pb 锆石年代学分析了蚌埠地区的 9 个岩体,其中 8 个样品为花岗岩,其  $SD_2$  含量非常高,具较高的  $K_2O$ 、 $Na_2O$ , 贫  $TiO_2$ 、 $CaO$ 、 $MgO$ , 为弱过铝质岩石。 $K_2O-Na_2O$  图解上,所有数据点都落在“P”型花岗岩区域。微量元素标准化蛛网图呈右倾,具有明显的 U、Pb、Ba、Sr 正异常, Ti 负异常,暗示蚌埠岩体的形成背景可能为华南板块与华北板块俯冲碰撞后的伸展环境。

(2) Cameca MS 1280 锆石 U-Pb 年龄分析,花岗岩体主要有三种主体年龄: 800Ma、220Ma 与 130Ma。推断蚌埠岩体的母岩浆来源于火成岩的部分熔融,岩浆源区为扬子板块下地壳火成岩物质,800Ma 左右的新元古代年龄解释为扬子板块下地壳物质的继承锆石年龄,三叠纪的继承锆石可以理解为三叠纪的华南板块的碰撞导致的,晚侏罗世的岩浆活动推测由于太平洋板块俯冲诱发扬子板块下地壳的物质部分熔融。云煌岩 07BB-4 的核部锆石年龄集中在 1.8Ga, 推测为源自华北板块的晚期基性脉岩。

(3) 初步认为华北克拉通中生代的动力学机制如下: 扬子板块中生代碰撞于华北板块后,下俯板块继续向北俯冲,俯冲到蚌埠地区的时候,再次熔融形成蚌埠地区的花岗质岩浆,其再次熔融的诱发机制推测与中生代东太平洋板块的斜向俯冲诱发有关。

致谢: 衷心感谢安徽省地质矿产局的侯明金高工、吉林大学许文良教授对本文的评阅及所提出的宝贵意见和建议!

### 参考文献 (References):

- 安徽省地质矿产局. 1989. 安徽省区域地质志. 北京: 地质出版社, 274-281.
- 靳克, 许文良, 王清海, 高山, 刘晓春. 2003. 蚌埠淮光“混合花岗岩长岩”的形成时代及源区: 锆石 SHRIMP U-Pb 地质年代学证据. 地球学报, 24(04): 331-335.
- 李曙光, 李惠民, 陈移之. 1997. 大别山-苏鲁地体超高压变质年代学: II 锆石 U-Pb 同位素体系. 中国科学(D 辑), 27(3): 200-206.
- 李曙光, 杨蔚. 2002. 大别造山带深部地缝合线与地表地缝合线的解耦及大陆碰撞岩石圈楔入模型: 中生代幔源岩浆岩  $Sr-Nd-Pb$  同位素证据. 科学通报, 47(24): 1898-1905.
- 李曙光. 1996. 大别山-苏鲁地体超高压变质年代学: I

- Sm-Nd 同位素体系. 中国科学 (D 辑), 26(3): 249-257
- 李双应, 王道轩. 2002 大别造山带超高压变质岩折返隆升的地质学证据——晚侏罗世榴辉岩砾石的启示. 地质论评, 48(4): 345-352
- 李献华, 刘颖, 涂湘林, 胡光黔, 曾文. 2002 硅酸盐岩石化学组成的 ICP-AES 和 ICP-MS 准确测定: 酸溶与碱溶分解样品方法的对比. 地球化学, 31(3): 289-294
- 刘颖, 刘海臣, 李献华. 1996 用 ICP-MS 准确测量岩石样品中的 40 余种微量元素. 地球化学, 25(6): 552-558
- 罗振宽, 苗来成. 2002 胶东招莱地区花岗岩和金矿床. 北京: 冶金工业出版社, 20-57.
- 马昌前. 1999 大别山中生代钾值岩浆作用与超高压变质地体的剥露机理. 岩石学报, 1(1): 379-395
- 邱瑞龙, 徐祥, 黄德志. 1999 华北陆块东南缘蚌埠地区荆山岩体同位素年龄及其地质意义. 安徽地质, 9(03): 161-164
- 王道轩, 刘因, 李双应, 金福金. 2001 大别超高压变质岩折返至地表的时间下限: 大别山北麓晚侏罗世砾岩中发现榴辉岩砾石. 科学通报, 46(14): 1216-1219
- 魏春景, 张立飞, 王式恍. 1997 安徽省大别山东段中生代高钾花岗岩及其地质意义. 中国科学 (D 辑), 30(4): 355-363
- 徐纪人, 赵志新. 2005 苏鲁-大别超高压变质带地壳速度结构及其俯冲、折返机制. 中国地质, 32(2): 311-319
- 徐佩芬, 孙若昧, 刘福田, 王清晨, 从柏林. 1999 扬子板块俯冲、断离的震层析成像证据. 科学通报, 45(15): 1658-1661
- 徐佩芬. 2000 大别-苏鲁碰撞造山带的震层析成像研究——岩石圈三维速度结构. 地球物理学报, 43(3): 377-385
- 徐祥, 侯明金, 邱瑞龙, 吴礼彬, 李建设. 2005 华北陆块东南缘蚌埠地区花岗岩与相关脉岩  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  定年. 中国地质, 32(04): 588-595
- 许文良, 王冬艳, 王清海, 林景仟, 刘晓春. 2002 徐淮地区早侏罗世侵入杂岩体中榴辉岩类包体的发现及其地质意义. 科学通报, 47(08): 618-622
- 许文良, 王清海, 刘晓春, 林景仟, 王冬艳. 2003 徐-淮地区早侏罗世侵入杂岩中单斜辉石岩捕虏体的矿物组合及演化. 地球科学, 28(02): 173-178
- 许文良, 王清海, 杨德彬, 刘晓春, 郭敬辉. 2004 蚌埠荆山“混合花岗岩” SHRMP 锆石 U-Pb 定年及其地质意义. 中国科学 (D 辑), 34(05): 423-428
- 许文良, 杨德彬, 裴福萍, 杨承海, 柳小明, 胡兆初. 2006 蚌埠隆起区五河杂岩的形成时代: 锆石 LA-ICPMS U-Pb 定年证据. 中国地质, 33(1): 132-137
- 薛怀民, 董树文, 刘晓春. 2002 大别山东部花岗片麻岩的锆石 U-Pb 年龄. 地质科学, 37(2): 165-173
- 杨德彬, 许文良, 裴福萍, 王清海, 柳小明. 2005 蚌埠隆起区花岗岩形成时代及岩浆源区性质: 锆石 LA-ICPMS U-Pb 定年与示踪. 地球化学, 34(05): 443-454
- 杨德彬, 许文良, 王清海, 裴福萍, 纪伟强. 2006 安徽蚌埠荆山晚侏罗世花岗岩岩体成因——来自地球化学和锆石 Hf 同位素的制约. 岩石学报, 22(12): 2923-2932
- 杨文采, 程振炎, 陈国九. 1999 苏鲁超高压变质带北部地球物理调查 (I) ——深反射地震. 地球物理学报, 42(1): 41-52
- 杨文采. 1999 郯城-涟水综合地球物理长剖面. 地球物理学报, 42(2): 206-217
- 周建波, 郑永飞, 吴元保. 2002 苏鲁造山带西北缘五莲花岗岩中锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. 科学通报, 47(22): 1745-1750
- Ames L, Tilton G R and Zhou G. 1996 Geochronology and isotopic character of ultrahigh-pressure metamorphism with implications for collision of the Sino-Korean and Yangtze cratons, Central China *Tectonics*, 15: 47-89
- Jahn B M, Wu F Y, Lo C H and Tsai C H. 1999 Crust-mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: Geochemical and Sr-Nd isotopic evidence from post-collisional mafic-ultramafic intrusions of the northern Dabie complex *Chemical Geology*, 157(1-2): 119-146
- Keay S, Steele D and Compston W. 1999 Identifying granite sources by SHRMP U-Pb zircon geochronology: An application to the Lachlan foldbelt *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 137: 323-341
- Li S G, Jagoutz E, Chen Y Z and Li Q L. 2000 Sm-Nd and Rb-Sr isotopic chronology and cooling history of ultrahigh pressure metamorphic rocks and their country rocks at Shuanghe in the Dabie Mountains, Central China *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64: 1077-1093
- Li S G and Q L L. 2005 Cooling history and exhumation mechanism of the ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Dabie Mountains, central China *Acta Petrologica Sinica*, 21(4): 1117-1124
- Li S G et al. 1993 Collision of the North China and Yangtze Blocks and formation of coesite-bearing eclogites—Timing and processes *Chemical Geology*, 190(1-4): 89-111
- Li S G and Yang W. 2003 Decoupling of surface and subsurface sutures in the Dabie orogen and a continent-collisional lithospheric-wedging model: Sr-Nd-Pb isotopic evidences of Mesozoic igneous rocks in eastern China *Chinese Science Bulletin*, 48(8): 831-838
- Li X H et al. 2005 Petrogenesis of the Neoproterozoic bimodal volcanic rocks along the western margin of the Yangtze

- Blek: New constraints from Hf isotopes and Fe/Mn ratios  
*Chinese Science Bulletin*, 50: 2481–2486.
- Li Z X, Li X H and Kinny P D. 1999. The breakup of Rodinia: Did it start with a mantle plume beneath South China? *Earth and Planetary Science Letters*, 173: 171–181.
- Liu D Y, Jian P, Kroner A and Xu S T. 2006. Dating of prograde metamorphic events deciphered from episodic zircon growth in rocks of the Dabie-Sulu UHP complex, China. *Earth and Planetary Science Letters*, 250: 650–666.
- Ma X and Bai J. 1998. Precambrian crustal evolution of China. Beijing: Geological Publication, 1–331.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Magnatism*, 42. *Ocean Basins Geological Society Special Publication*, 313–345.
- Sun W D, Ding X, Hu Y H and Li X H. 2007. The golden transformation of the Cretaceous plate subduction in the west Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, 262(3–4): 533–542.
- Zhao G C. 2001. Palaeoproterozoic assembly of the North China Craton. *Geological Magazine*, 138: 87–91.

## Geochronology, Geochemical Characteristics and Geodynamic Significance of the Jingshan and Tushan Granites in the Bengbu Uplift

LI Y in<sup>1,2,4</sup>, HAN Feng<sup>1,2</sup>, LING M inxing<sup>1,2</sup>,  
LIU Jian<sup>1,2</sup>, LIX ianhua<sup>3</sup>, LI Q iuli<sup>3</sup> and SUN W eidong<sup>1</sup>

(1. Guangzhou Institute of Geochemistry, CAS, Guangzhou 510640 Guangdong, China; 2. Graduate University of CAS, Beijing 100049 China; 3. Institute of Geology and Geophysics, CAS, Beijing 100029 China; 4. China Petroleum Pipeline Bureau, Langfang 065000 Hebei, China)

**Abstract** The Bengbu uplift is located on the southeastern margin of the North China block, about 200 km north of the Dabie orogen in the southwest of the Su-Lu orogen, east of the Tan-Lu Fault Zone. The genesis and geochronology of the Bengbu granites can reveal the deep-subduction direction of the Dabie-Sulu ultrahigh-pressure metamorphic belt and influence scope and help to realize the tectonic evolution of the eastern North China block in the Mesozoic. Considering these, we particularly analyze the Bengbu Jingshan and Tushan granitic rocks by geochronology and geochemistry methods. The Jingshan and Tushan granites in this area are mainly biotite monzonitic granites, which have very high  $SiO_2$  (71.22% ~ 73.76%), relatively high  $K_2O$  and  $Na_2O$ , and low  $TiO_2$ ,  $CaO$  and  $MgO$  contents, belonging to slight peraluminous rocks. All samples are projected onto the area of I-type granites in the diagram of  $K_2O-Na_2O$ , combining with a right-deviating trace elements spider diagram, with obviously positive anomalies of U, Pb, Ba, Sr and negative Ti anomaly, which all prove that the Bengbu granites could be formed under the post-orogenic extensional environment. Furthermore, Cameca MS 1280 SMS zircon U-Pb dating shows that there are three major age groups: ~ 800 Ma, ~ 220 Ma and ~ 165 Ma. According to the above-mentioned geochemical data, we believe the parent magmas of the Bengbu granites were originated from the partial melting of igneous rocks and magma source of lower crust of the Yangtze craton. As for ages, new Proterozoic ages of about 800 Ma are interpreted as the inherited zircon ages of the Yangtze craton lower crust; ~ 220 Ma Triassic ages are due to the Triassic collision of the South China block and North China block, and late Jurassic magmatism are presumed owing to partial melting of the Yangtze craton lower crustal materials induced by oblique subduction of the paleo-Pacific plate.

**Keywords** Yangtze block; Bengbu uplift; granitoid; Cameca MS 1280 SMS zircon U-Pb dating; lower crust